

# Universidade de Évora

Escola de Ciências e Tecnologia – Departamento de Geociências



## DEFORMAÇÃO HETEROGÉNEA EM SEQUÊNCIAS ESTRATIFICADAS; O EXEMPLO DO VARISCO DA APÚLIA

**Alexis Rafael Teixeira Soares**



Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a obtenção do Grau de Mestre em Ciências da Terra, da Atmosfera e do Espaço, especialidade em Processos Geológicos.

Tese orientada pelo  
Professor Doutor Rui Dias (Univ. Évora)  
Professor Doutor Jorge Pamplona (Univ. Minho)

**2011**

# Índice

Agradecimentos	5
Resumo	6
<i>Abstract</i>	7
1. Introdução	8
2. Quantificação da deformação em tectonitos	10
2.1. Problemática da quantificação da deformação em materiais geológicos	10
2.2. Métodos de quantificação da deformação	13
2.2.1. Dos marcadores aos métodos	13
2.2.1.1. Utilização de Marcadores originalmente Lineares	13
2.2.1.2. Utilização de fósseis com simetria bilateral	14
2.2.1.3. Utilização de marcadores elipsoidais	15
2.3. O Método de <i>Fry</i>	19
2.3.1. Metodologia do método de <i>Fry</i>	23
2.3.2. Limitações do método de <i>Fry</i>	28
2.4. O Método de $Rf/\phi$	31
2.4.1. Metodologia do método de $Rf/\phi$	35
2.4.2. Limitação do método de $Rf/\phi$	36
2.5. Limitação da aplicação dos métodos de $Rf/\phi$ e <i>Fry</i>	37

2.6. Da quantificação bidimensional à tridimensional	44
3. Quantificação da deformação Varisca na região da Apúlia	49
3.1. Enquadramento Geológico	51
3.2. Mecanismos de dobramento nos quartzitos	63
3.3. Quantificação da deformação	72
3.3.1. Amostragem	72
3.3.2. Orientação dos elipsóides de deformação finita	76
3.3.3. Forma dos elipsóides de deformação finita	84
4. Conclusões	91
5. Bibliografia	92

## **Agradecimentos**

Pela sua contribuição e o incentivo para a concretização deste trabalho apresento o meu agradecimento algumas pessoas.

Ao Professor Doutor Jorge Pamplona, meu orientador da Universidade do Minho, pela total disponibilidade que mostrou e a sua preciosa colaboração através da colheita das amostras.

Expresso em especial o meu reconhecimento ao Professor Doutor Rui Dias, sob cuja orientação realizei este trabalho, agradeço o apoio, a partilha do saber e as preciosas contribuições para o trabalho, o apoio científico que me forneceu a vários níveis. Queria também agradecer-lhe a forma clara e empenhada das correcções e sugestões efectuadas neste trabalho. Acima de tudo, obrigado por me continuar a acompanhar nesta jornada e por estimular o meu interesse pelo conhecimento e pela vida académica.

Ao Centro Ciência Viva de Estremoz & Laboratório de Investigação de Rochas Industriais e Ornamentais (LIRIO) da Universidade de Évora pelo que devo um agradecimento a todos os membros da equipa, pela compreensão e incentivo, na realização deste trabalho.

À Sandra, o meu obrigado pela execução das lâminas delgadas.

À minha família, pais e irmãos pela motivação, compreensão e força, com que sempre me acompanharam ao longo deste percurso.

À Susana, uma palavra de muito carinho e consideração... por tudo.

## Resumo

Foi efectuado um estudo para compreender melhor as heterogeneidades dos regimes transpressivos nomeadamente a forma como bancadas adjacentes e paralelas deformaram de formas diferentes. Este estudo contribuiu ainda para uma melhor compreensão dos mecanismos de dobramento em bancadas competentes. O trabalho realizado foi baseado, na análise de diferentes métodos de quantificação da deformação ( $Rf/\phi$  e  $Fry$ ) e as suas limitações, na sequência monoclinial dos Quartzitos Armoricanos do Sector da Apúlia (NW de Portugal).

Os estudos de quantificação da deformação finita realizados permitiram comprovar a deformação heterogénea entre as sequências estratificadas muito acentuada, bem como as limitações encontradas nos métodos de quantificação da deformação aplicados. No capítulo 2.5 pode-se verificar a discrepância dos resultados quando são utilizados os mesmos marcadores (*Skolithos* e grãos de quartzo) variando apenas o método, causado pela complexidade dos mecanismos de deformação atenuantes na região, e pela natureza cumulativa das limitações dos próprios métodos.

## **Abstract**

### ***Heterogeneous deformation in multilayers; the variscan deformation of Apúlia example***

The main objective of this work was the understanding of the heterogeneities of transpressive regimes, emphasizing the way as subparallel layers could behave differently. The results have also clarified the folding process in competent layers, mainly concerning the interaction of different mechanisms. The work was based in the use of different methodologies of finite strain estimation ( $Rf/\phi$  and  $Fry$ ) and focus in the understanding of their limitations; the monocline sequence of the Armorican Quartzites of the Apúlia sector (NW Portugal) has been chosen to this study.

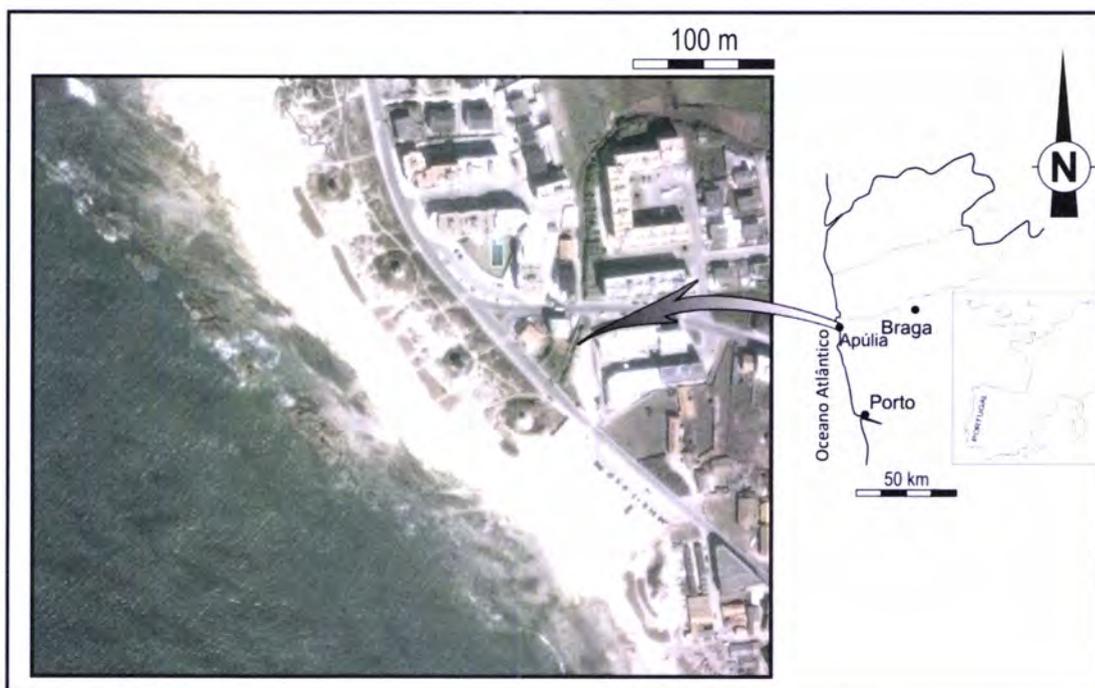
The results of finite strain studies emphasized the strong heterogeneous behaviour in the Apúlia sector, as well as detailed some of the limitations of the use methods of strain quantification. It has been shown major discrepancies in the results induced, either by the methods, or the used strain markers (*Skolithos* and quartz grains); these variations were due to the complexity of the deformation mechanisms and the methods limitations.

## 1. Introdução

A zona de estudo localiza-se junto à vila da Apúlia, pertencente ao concelho de Esgosende, distrito de Braga. Do ponto de vista tectónico o sector da Apúlia localiza-se em pleno autóctone da Zona Centro-Ibérica fazendo a transição entre o ramo meridional do Arco Ibero-Armoricano e o sector central (Dias & Ribeiro, 1995; Pamplona, 2001). Localiza-se a sul do sulco Carbonífero e a deformação varisca está aqui representada essencialmente pela actuação da primeira fase de deformação varisca ( $D_1$ ) que originou dobras com planos axiais subverticais, eixos subhorizontais e onde a clivagem  $S_1$  transecta as dobras; estas estruturas desenvolveram-se em ambiente transpressivo esquerdo (Ribeiro *et al*, 1990; Dias, 1994). As rochas que afloram na área de estudo, são quartzitos pertencentes ao autóctone da Zona Centro Ibérica, fazendo parte da formação de Santa Justa que é correlacionável com denominados quartzitos Armoricanos; é constituída por bancadas de quartzitos com abundantes vestígios de icnofósseis, principalmente de *Skolithos* o que nos indica que a deposição foi em ambiente marinho litoral.

Desde a compreensão de que os regimes transpressivos deveriam ser um mecanismo de deformação fundamental em ambientes orogénicos (*e.g.* Harland, 1971), que a heterogeneidade da deformação foi considerada um processo comum neste tipo de ambientes (*e.g.* Jones & Tanner, 1995; Teyssier, C. & Tikoff, 1998). Esta heterogeneidade é normalmente controlada pela existência de planos de anisotropia que induzem o *decoupling* entre a componente de cisalhamento simples, que tende a concentrar-se junto aos planos de anisotropia e a componente de cisalhamento puro, que tende a predominar nos blocos por eles limitados (*e.g.* Dias & Ribeiro, 2008 e referências incluídas). Estudos anteriores têm demonstrado que, apesar de muitas vezes os planos que induzem os fenómenos de partição serem de origem tectónica (*e.g.* clivagem e superfícies de falha), em sectores profundamente dobrados os próprios planos de estratificação quando atingem inclinações elevadas tendem a concentrar a componente de cisalhamento simples; esta situação tem vindo a ser estudada com algum detalhe na formação do Quartzito Armoricano presente no autóctone da Zona Centro-Ibérica (*e.g.* Dias, 1994; Dias *et al*, 2003; Dias & Ribeiro,

2008). Neste trabalho apresentam-se novos dados provenientes de um levantamento detalhado realizado nos quartzitos do Ordovícico inferior da região da Apúlia (figura 1), os quais permitem uma melhor compreensão, não só dos processos de partição da deformação em regimes transpressivos, mas também da própria deformação Varisca no autóctone Centro-Ibérico. O trabalho divide-se em duas partes principais – métodos/dados de campo, sua análise.



**Figura 1-** Localização geográfica da zona de estudo.

Os estudos de quantificação da deformação finita na sequência monoclinial dos Quartzitos Armoricanos do sector da Apúlia mostraram, não só um comportamento bastante heterogéneo entre bancadas adjacentes, mas também diferenças nos resultados obtidos, o que se devem quer as limitações inerentes aos próprios métodos, quer ao facto dos marcadores de deformação utilizados responderem aos vários mecanismos de deformação actuantes de formas diferentes. Os dados agora obtidos sugerem a existência de fenómenos de partição da deformação bastante acentuados induzidos pelas anisotropias constituídas pelos próprios planos de estratificação e cuja complexidade será devido à interferência dos mecanismos de deformação actuantes.

## 2. Quantificação da deformação em tectonitos

### 2.1. Problemática da quantificação da deformação em materiais geológicos

Um dos ramos da Geologia Estrutural é a quantificação da deformação finita nas rochas deformadas tendo em vista a compreensão dos processos de deformação actuantes. Com efeito, na compreensão dos processos orogénicos o conhecimento das magnitudes e orientações dos três eixos principais de deformação em diferentes locais é uma ferramenta de análise poderosa. No entanto, para a quantificação da deformação em tectonitos existem vários problemas por vezes muito difíceis de se resolverem, que vão desde dificuldades nas fases iniciais de amostragem, passando por limitações inerentes aos diversos métodos e, finalmente, pela interpretação dos resultados obtidos (*e.g.* Ramsay & Huber, 1983; Dias, 1994).

Os marcadores utilizados na quantificação da deformação constituem também um dos grandes problemas na quantificação da deformação pois nem sempre as rochas possuem objectos susceptíveis de serem utilizados como marcadores; com efeito, a análise da deformação seria impossível se não fosse a presença de marcadores da deformação. Pode definir-se como marcador de deformação qualquer objecto ou conjunto de objectos existentes nas rochas deformadas e cujo estudo de algumas características (*e.g.* forma, relações angulares ou padrão das distribuições relativas entre eles) permite quantificar alguns dos parâmetros da deformação, normalmente a forma e a orientação das elipses de deformação. Os marcadores da deformação podem ser contemporâneos do período de génese da rocha onde ocorrem ou terem sido originados durante o processo de deformação, situação menos favorável pois neste caso registam apenas parte da deformação total sofrida. Por outro lado, podem ser activos (se influenciam a deformação; *e.g.* corpos resistentes) ou passivos (se não influenciam a deformação; *e.g.* *Skolithos*). Os marcadores da deformação devem cumprir algumas características básicas, para poderem ser utilizados na quantificação da deformação como seja, por exemplo, a sua forma original deve ser conhecida ou determinável (*e.g.* comprimentos e/ou ângulos conhecidos) e as

propriedades mecânicas devem ser semelhantes às rochas onde se encontram inseridas; este último requisito é mais difícil de satisfazer para a generalidade dos marcadores de deformação, mas existem alguns métodos de quantificação da deformação (*e.g.* o de *Fry*) em que a existência de contraste de ductilidade entre os objectos e a matriz não constitui um problema para a quantificação da deformação sofrida pela rocha.

Do ponto de vista ideal, os melhores marcadores serão os originalmente esféricos (a três dimensões ou circulares a duas dimensões) e com o mesmo comportamento que o da rocha que os contêm. No entanto, na generalidade dos casos esta situação não se verifica, o que leva à necessidade de aplicação de técnicas apropriadas para ultrapassar este obstáculo. Normalmente os marcadores permitem determinar a orientação dos eixos principais do elipsóide (a três dimensões) ou da elipse (a duas dimensões) de deformação e os valores relativos dos comprimentos desses eixos; em situações muito especiais podem mesmo permitir quantificar os valores absolutos desses eixos. Os marcadores de deformação podem ser variados apesar das suas restrições: de forma original aproximadamente esférica ou elipsoidal (*e.g.* oólitos, pisólitos, manchas de redução, “*pillow lavas*”, bolhas de gás em rochas vulcânicas, calhaus rolados) mas também fósseis com simetria bilateral (*e.g.* trilobites e braquiópodes) ou axial (*e.g.* belemnites) e icnofósseis. Conforme os marcadores de deformação disponíveis, vários métodos de quantificação de deformação podem ser utilizados; no capítulo seguinte descrevem-se alguns dos métodos principais dando especial destaque aos que foram utilizados neste trabalho.

Um outro problema que de alguma forma ligado à quantificação da deformação em materiais geológicos tem a ver com o facto de que por vezes é assumido que a deformação em áreas mais ou menos extensas é homogénea, ou seja, a deformação dos marcadores, nas estruturas formadas é originada de uma forma homogénea na área total de estudo, que muito raramente acontece. Sendo a deformação heterogénea, os métodos que a estimam fornecem apenas indicação de uma parte restrita da deformação total da rocha, estrutura ou unidade geológica em questão. Quando se refere que a deformação é heterogénea, esta heterogeneidade diz respeito à distribuição espacial desigual dos efeitos da deformação, à ocorrência de vários

mecanismos de deformação e, à existência de factores intrínsecos aos materiais que condicionam comportamentos mecânicos distintos. No caso das rochas ortoquartzíticas do Autóctone da Centro-Ibérica isto significa em que a alternância de leitos de reologia distintas, as espessuras de camadas desiguais, ou as composições texturais e mineralógicas variáveis, influenciam os resultados da estimação da deformação finita (Mateus *et al*, 2001).

O facto de um elipsóide de deformação finito não registar apenas o efeito do último episódio de deformação, mas ser o reflexo da acumulação de deformações que a rocha sofre, dificulta a interpretação dos resultado obtidos visto poderem ter resultado de sequências de deformação distintas. Como é evidente, esta dificuldade faz-se sentir em especial nas regiões cuja estrutura resulta da sobreposição de vários episódios de deformação. No caso do sector estudado da Apúlia a situação é mais favorável, pois as estruturas presentes são susceptíveis de serem interpretadas apenas como o resultado da actuação da primeira fase de deformação varisca; no entanto, é preciso não esquecer, quer a existência dos processos de compactação diagenética, quer o carácter progressivo associado a muitos episódios de deformação.

Para o presente estudo, os marcadores utilizados foram fósseis (*Skolithos*) e grãos de quartzo, cujos contornos são facilmente reconhecíveis quer em afloramento, quer em observação microscópica com nicóis cruzados.

## 2.2. Métodos de quantificação da deformação

Muitos métodos de quantificação da deformação têm vindo a ser utilizados, principalmente após os trabalhos pioneiros de Ramsay (1967). Estes métodos surgiram pela necessidade de se utilizar uma abordagem quantitativa dos processos geológicos. Deformação é a resposta da rocha a um estado de tensão e, na maior parte dos casos, pode ser de origem tectónica ou diagenética. Ao se falar em deformação é necessário ter em consideração que a rocha sofre mudanças que podem ser, não só variações de volume (o que em estrutural se designa por dilatação) e, de forma (a designada distorção), mas também translações e rotações; em suma temos alterações relacionadas com a posição, a forma e o volume. Dentro das várias técnicas disponíveis para quantificar a deformação neste trabalho foram utilizados os métodos de *Fry* (Fry, 1979; Ramsay & Huber, 1983) e o de  $Rf/\phi$  (Ramsay, 1967; Ramsay & Huber, 1983; Lisle, 1985); a utilização em simultâneos de dois métodos permite, não só uma melhor compreensão das limitações de ambos, mas também o passar-se a dispor de dados suplementares para uma melhor compreensão dos processos de deformação que estiveram activos na área em estudo.

Estes métodos são normalmente bidimensionais e utilizam geralmente como marcadores de deformação objectos ou partículas elípticas (ambos os métodos) ou das quais se possam identificar os centros (o método de *Fry*).

### 2.2.1. Dos marcadores aos métodos

#### 2.2.1.1. Utilização de Marcadores originalmente Lineares

Na quantificação da deformação em objectos geológicos utilizam-se por vezes objectos originalmente lineares, como por exemplo os fósseis de *Belemnites* ou os cristais de turmalina. No entanto, estes objectos não apresentam necessariamente o mesmo tipo de deformação que a matriz onde estão inseridos, pelo que a sua utilização como marcadores tem algumas restrições (Park, 1997). Nalguns casos, poderá acontecer que a deformação destes marcadores se tenha iniciado após a matriz já ter sofrido uma certa quantidade de deformação; assim, o que se irá obter será

apenas uma estimativa mínima do total da deformação sofrida pela rocha. Neste processo de quantificação da deformação, quando se utilizam fósseis de *Belemnites*, é preferível ignorar as extremidades do fóssil deformado, pois nestas zonas a deformação não tem uma distribuição homogênea.

Não tendo sido encontrados nas formações rochosas da região da Apúlia este tipo de marcadores, não se utilizou qualquer método baseado na mudança de comprimentos entre linhas não deformadas e deformadas, razão porque não será aqui desenvolvido os princípios inerentes à quantificação utilizando este tipo de marcadores.

#### **2.2.1.2. Utilização de fósseis com simetria bilateral**

A simetria é uma das características mais utilizadas para descrever e classificar os seres vivos tendo a ver com a existência ou não de simetria no seu corpo. A simetria bilateral, que é um dos tipos de simetria mais comuns nos seres vivos é por isso também comum a muitos fósseis; logo esta característica é utilizada por muitos métodos para calcular vários parâmetros de deformação. As melhores espécies para este tipo de estudos são aquelas em que é fácil identificar duas linhas que no estado não deformado eram ortogonais (*e.g.* trilobites, braquiópodes e lamelibrânquios). Normalmente é também importante que os fósseis apresentem pouca espessura, ou seja, possuam o corpo um pouco achatado, pois então é normalmente mais fácil realizar as medições angulares necessárias.

Um dos métodos que utiliza estes marcadores de deformação é o método de Wellman. Este método foi desenvolvido por H. C. Wellman em 1962 e consiste na determinação da orientação e da forma da elipse de deformação, baseando-se na distorção angular das linhas de referência originalmente orientadas a 90° uma da outra; é utilizado principalmente em trilobites e braquiópodes devido também à abundância destes fósseis em materiais rochosos deformados.

Um outro método de deformação utilizando fósseis com simetria bilateral foi proposto por Ramsay em 1967; trata-se de um método sobretudo utilizado quando o número de fósseis é reduzido. Permite a determinação da direcção e da relação de

comprimento dos eixos principais da elipse de deformação, utilizando o círculo de *Mohr* relacionando a deformação angular com a deformação longitudinal para determinar estes parâmetros.

Os métodos baseados na utilização de marcadores de deformação com simetria bilateral também não foram utilizados neste trabalho devido à sua inexistência na área de estudo e, tal como foi feito com os marcadores lineares, também não será desenvolvido aqui.

### 2.2.1.3. Utilização de marcadores elipsoidais

A utilização de marcadores de deformação com formas elipsoidais na quantificação da deformação tem sido explorada utilizando diferentes técnicas que, basicamente podem ser divididas em dois grandes grupos: o método de *Centro-a-Centro* e o de  $Rf/\phi$ .

O método do *Centro-a-Centro*, proposto por Ramsay (1967), é uma técnica que se baseia no princípio de que as distâncias angulares entre as partículas de um agregado de objectos (*e.g.* grãos de areia, ooides ou calhaus), com uma distribuição de Poisson ou antiagregante inicial, poderão ser utilizados para determinar a orientação da elipse da deformação num agregado deformado. Esta técnica envolve a medição da distância e dos ângulos entre um grão de referência e os grãos vizinhos mais próximos, as quais são projectados num gráfico susceptível de ser interpretado tendo em vista a determinação dos parâmetros da elipse de deformação. O método consiste em utilizar apenas os grãos imediatamente adjacentes, tornando-o extensivo a todos os casos de objectos de forma irregular susceptíveis de possuírem centro de massa e também em situações em que os objectos irregulares contactam entre si sem a existência de matriz (*e.g.* agregado cristalino).

O método de *Fry*, inventado por Norman Fry (1979), é uma versão mais expedita do método *Centro-a-Centro* tratando-se de uma variante gráfica rápida e precisa. Este foi o principal método utilizado neste trabalho, devido à sua eficiência e à existência de marcadores elipsoidais na área de estudo, pelo que no próximo capítulo deste trabalho irá ser abordado com algum detalhe. É de salientar que nos estudos agora realizados

se utilizou o método de *Fry Normalizado*, uma versão modificada por Eric Erslev (Erslev, 1988) do método de *Fry*, que permite obter melhores definições do vazão central em situações de *fabrics* com marcadores com dimensões diferentes, o que tem como consequência uma melhor definição da elipse de deformação.

Quanto ao método de  $Rf/\phi$ , extensamente discutido por Ramsay & Huber (1983) e Lisle (1985), assume que quando a matriz e os objectos elipsoidais contidos num material rochoso são deformados de maneira conjunta e homogénea a forma e orientação de um conjunto de objectos deformados pode ser utilizada para estimar a deformação sofrida.

O método de  $Rf/\phi$  (Ramsay, 1967; Ramsay & Huber, 1983; Lisle, 1985) é um método de análise da deformação que projecta os pontos obtidos da relação entre  $Rf$  (a relação axial dos eixos maior e menor do objecto elíptico no estado deformado) e  $\phi$  (o ângulo que o eixo maior do objecto elíptico deformado faz com uma linha de referência) num gráfico ortogonal designado diagrama  $Rf/\phi$ . Os dados das elipses deformadas são projectados num diagrama deste tipo o que permite a sua comparação com curvas padrão  $Rf/\phi$  para determinadas intensidades da deformação ( $R_s$ ). Este método pressupõe que objecto elíptico inicial é deformado homogeneamente, a forma que resulta é igualmente elíptica, dependendo directamente da forma e da orientação da elipse inicial e das características da elipse de deformação aplicada (*i.e.* intensidade e orientação). Este método é utilizado quando possuímos um conjunto de marcadores elipsoidais. Este método tal como o método de *Fry*, foi uns dos métodos que foi utilizado neste estudo, a que salientar que será abordado com alguma detalhe no capítulo 2.3 deste trabalho.

O método de *Shimamoto & Ikeda* (1976) é uma técnica que, tal como o método de  $Rf/\phi$ , utiliza marcadores de deformação elipsoidais deformados que não tenham sido necessariamente esféricos, na sua forma inicial, antes da deformação. A principal diferença em relação ao método de  $Rf/\phi$ , é que consiste num método algébrico. No entanto, é um método é pouco utilizado porque não fornece nenhuma informação sobre a aceitabilidade provável de o resultado.

Os métodos de quantificação de deformação descritos com mais detalhe (*i.e. Fry e  $Rf/\phi$* ) são os mais utilizados na análise da deformação finita, tendo sido também aqueles que foram utilizados neste trabalho. A escolha do método a aplicar depende sobretudo dos marcadores existentes nas rochas em estudo. Além disto, é importante salientar que para além da sua aplicação depender do tipo de marcadores existentes, quanto maior for o número de dados disponíveis mais credíveis serão os resultados obtidos.

Os métodos descritos anteriormente são essencialmente bidimensionais, ou seja, permitem estimar a elipse de deformação em planos estudados. Para a determinação da quantificação da deformação a três dimensões nas rochas deformadas, qualquer dos métodos deve ser por isso aplicado em três secções perpendiculares entre si, sempre que possível orientadas paralelamente aos três planos principais da elipse de deformação.

Os vários processos de quantificação da deformação finita são de aplicação complicada, não só pela morosidade da recolha dos dados e dos cálculos inerentes à maior parte dos métodos desenvolvidos (*e.g. Fry e  $Rf/\phi$* ), mas também pelas limitações associadas a esses métodos (*e.g. contraste de ductilidade entre os marcadores de deformação e a matriz para o método de  $Rf/\phi$  ou a existência de *fabrics* sedimentares no caso do método de *Fry**). A tudo isto acresce ainda o facto de que são quase sempre métodos de quantificação bidimensionais e que a informação obtida para três secções terá que ser combinada de modo a obtermos um elipsóide de deformação, o que está longe de ser um problema trivial com uma solução única. Estas dificuldades explicam porque é que sendo a quantificação da deformação finita uma técnica bastante útil em geologia estrutural, a sua utilização é bastante rara.

Como forma de facilitar a aplicação complicada (morosidade dos cálculos inerentes) dos métodos utilizados neste trabalho, a análise foi efectuada através do software *FIST* (Dias, 2003), uma plataforma integrada desenvolvida em Visual Basic que automatiza os processos, desde a aquisição de dados até à obtenção do elipsóide de deformação finita. Embora a técnica proposta por *Fry* seja mais simples que as dos seus antecessores, trata-se de uma técnica de aplicação bastante morosa e a utilização

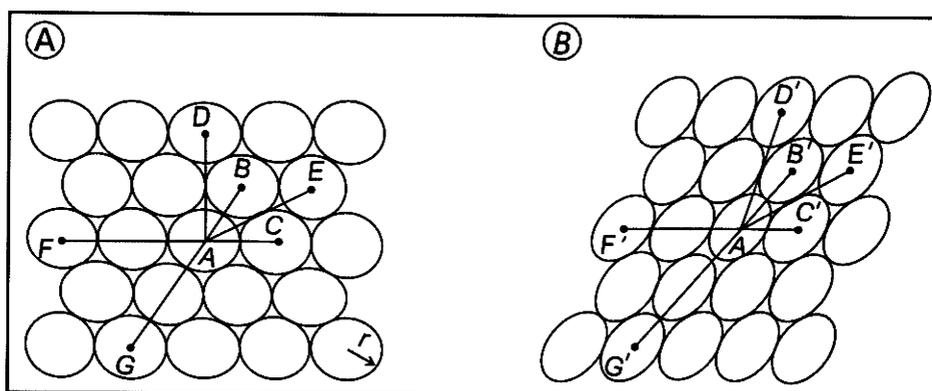
de um computador é muito útil. Também a automatização das metodologias baseadas no  $Rf/\phi$  é fundamental, principalmente devido à utilização de métodos estatísticos de ajuste dos dados às curvas padrão (Lisle, 1985) o que, pela sua morosidade de cálculos, tornaria praticamente inviável a sua utilização num grande número de amostras.

É de salientar que um dos marcadores utilizados para a aplicação dos métodos de quantificação de deformação foram os *Skolithos*, mais precisamente a intersecção destes tubos de vermes com a superfície de estratificação (pelo que só permitem estimar a deformação no plano da estratificação), intersecção essa que, no estado não deformado, origina secções circulares a elípticas de baixa excentricidade. Os outros marcadores utilizados são grãos de quartzo dos quartzitos armoricanos da área de estudo observados em microscopia.

## 2.3. O Método de Fry

Como já foi referido, o método de Fry (1979) é um método gráfico para quantificar a deformação (é a resposta da rocha a um estado de tensão que pode ser tectónica ou diagenética) finita, o qual foi desenvolvido em 1979 por Norman Fry.

A ideia básica deste método é relativamente simples. Considere-se um agregado de partículas de tamanho estatisticamente uniforme com um empacotamento denso, e o conjunto de centros das partículas vizinhas próximas (figura 2A).



**Figura 2-** Geometria de um agregado de circunferências de raio  $r$  empacotado hexagonalmente de uma forma densa. **A-** estado não deformado; **B-** estado deformado, (extraído de Ramsay & Huber, 1983).

Em relação ao ponto central de todos os pontos circundantes estes têm uma distribuição espacial que reflecte o tamanho médio das partículas. No caso da figura 2 para simplificar foi construído um agregado bidimensional, com circunferências de raio igual. As distâncias entre os centros A/B, A/C, etc, não pode ser superior a duas vezes o raio das partículas ( $2r$ ), e para cada ponto haverá seis vizinhos mais próximos na distância  $2r$ . As partículas vizinhas seguintes estão situadas a distâncias de  $2\sqrt{3}r$  (raio) como A/D, A/E, etc, e mais uma vez para cada ponto haverá seis vizinhos em que a distância é de  $2\sqrt{3}r$ . O padrão de sucessão de vizinhos continua ao longo de todo o agregado, com seis centros situados as distâncias de  $4r$  (quatro vezes o raios da partícula), como por exemplo A/F, A/G, etc. O tipo de agregado determina as características dos centros de partículas vizinhas a partir de qualquer partícula escolhida. Se as partículas têm raios idênticos, o agregado é perfeito, no entanto,

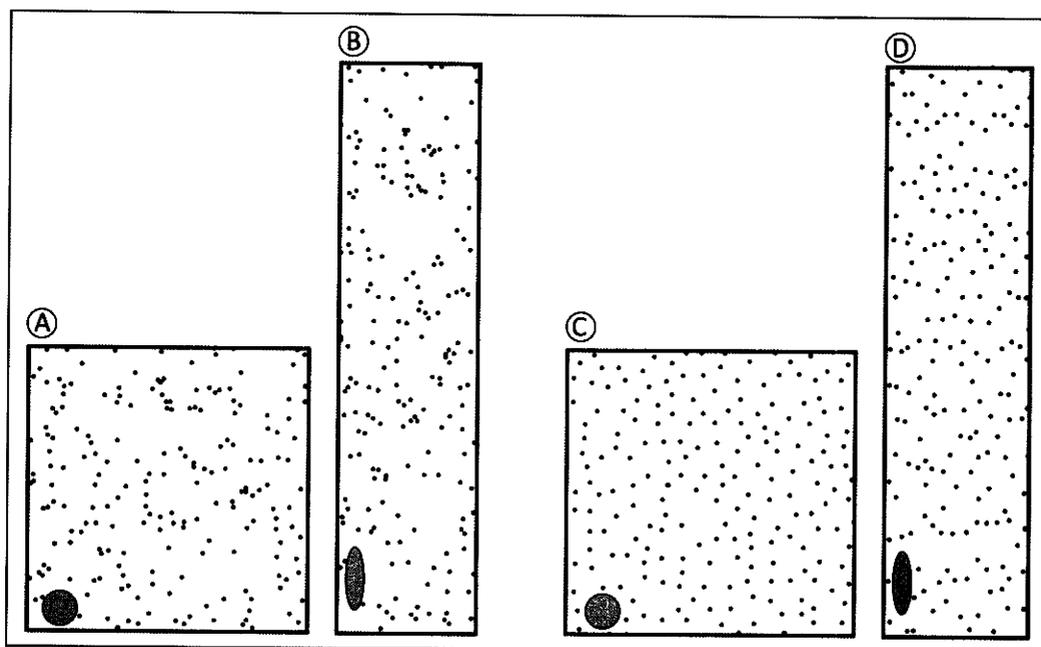
quando se trata de agregados naturais, essa regularidade diminui devido à heterogeneidade granulométrica dos *fabrics* que leva à coexistência de partículas com dimensões díspares. A figura 2B ilustra a geometria do agregado da figura 2A deformado por cisalhamento simples homogêneo. Na análise da figura 2B é possível constatar que as distâncias entre os centros das partículas foram modificadas, na proporção do valor da intensidade da deformação a que o agregado esteve sujeito. Isto é, quando deformado as distâncias entre as partículas que compõem o agregado sofrem um aumento segundo a direção do eixo maior da elipse de deformação e uma redução segundo a orientação do eixo menor.

O método de *Fry* tem como pressuposto fundamental que a distância entre os centros das partículas analisadas (*e.g.* oólitos, *Skolithos*, calhaus, grãos de quartzo, porfiroclastos), apresentavam valores aproximadamente iguais antes de a rocha sofrer deformação, o que é justificável por as partículas não poderem ocupar o mesmo espaço, o que inevitavelmente leva ao desenvolvimento de uma distribuição inicial anti-agregante.

O facto de a distribuição de objectos naturais terem tendência a desenvolver *fabrics* anti-agregantes é fundamental para o sucesso da aplicação do método de *Fry*. Com efeito, se imaginarmos um agregado inicial em que as partículas estejam dispostas de uma forma aleatória (figura 3A) sujeito a uma deformação homogênea (figura 3B) verifica-se que os pontos reagruparam-se em novos grupos e vazios, mas o padrão geral aleatório mantêm-se. Por isto, neste tipo de distribuição de pontos (a aleatória) é claramente impossível calcular a deformação, pois continua a ter-se uma distribuição aleatória.

No entanto, como já foi referido, verifica-se que em várias situações de *fabrics* na área da geologia, a distribuição inicial dos pontos não é aleatório. Com efeito, os centros dos marcadores de deformação podem ser dispersos, mas distribuídos de tal maneira que as distâncias entre eles é mais ou menos constante (figura 3C), ou seja trata-se de um agregado do tipo anti-agregante. Quando um *fabric* anti-agregante é sujeito a uma deformação homogênea (figura 3D), verifica-se que as distâncias entre os centros aumenta segundo direcções fazendo um ângulo pequeno com o eixo maior

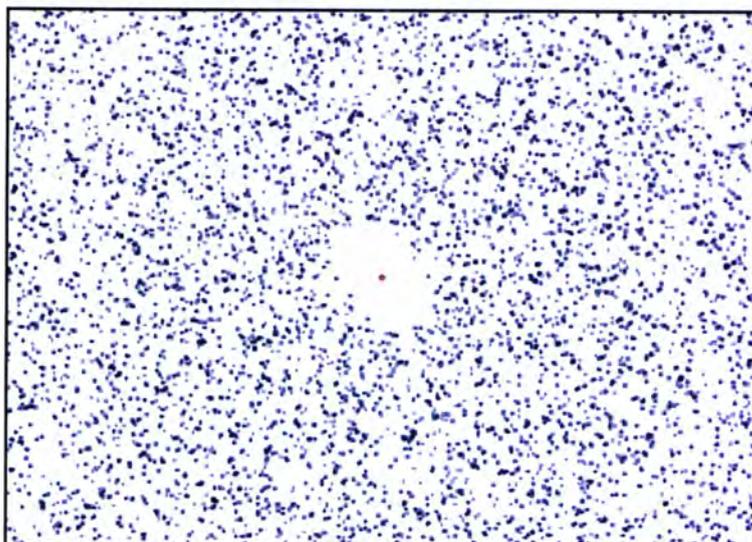
da elipse de deformação e diminuem para direcções próximas do eixo menor desta elipse, o que torna possível calcular a deformação sofrida pelo agregado.



**Figura 3-** Distribuição de pontos num agregado. A- distribuição aleatória; B- distribuição aleatória deformada; C- distribuição anti-agregante; D- distribuição anti-agregante deformado, (adaptado de Ramsay & Huber, 1983).

Nas rochas aflorantes na área de estudo o método de *Fry* funciona com os marcadores de deformação utilizados (*i.e.* secções dos *Skolithos* no plano de estratificação e grãos de quartzo) pois, a distribuição dos centros destes objectos não é aleatória. Com efeito, os marcadores de deformação não se distribuem de uma forma perfeitamente aleatória pois o espaço ocupado por um marcador não pode ser ocupado por outro e daí o carácter anti-agregante da distribuição.

A aplicação desta técnica, que será descrita no subcapítulo seguinte, tem como resultado final um diagrama (figura 4) contendo um conjunto de pontos que se distribuem de tal modo que definem uma área vazia, circular a elíptica, cuja forma e orientação são proporcionais às da elipse da deformação; quando esta área é circular, indica que não há deformação na rocha.

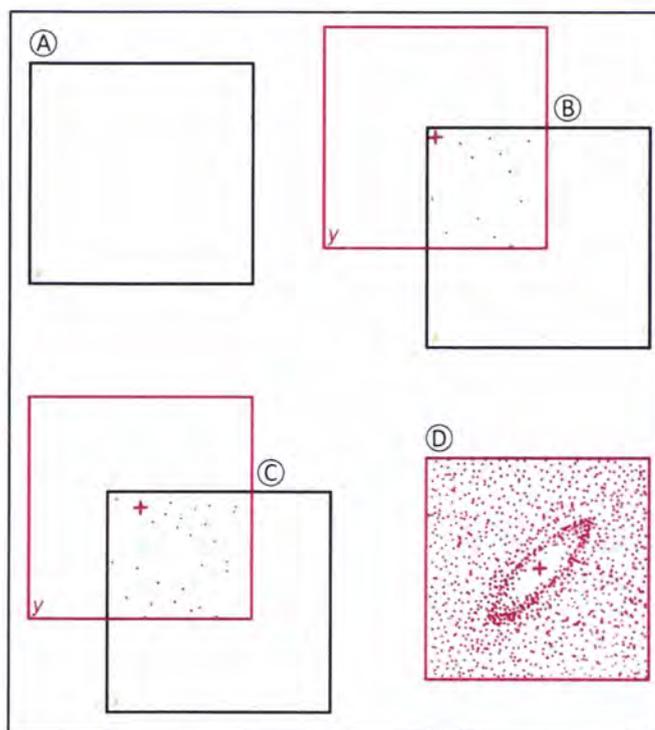


**Figura 4-** Exemplo do diagrama de *Fry* para uma das amostras deste estudo obtida no *FIST*.

Este método é prático e excelente para determinar a elipse de deformação, tratando-se de uma forma rápida e de certa forma eficaz; a aplicação deste método foi ainda mais simplificada e melhorada nos últimos anos devido à disponibilidade de computadores que permitem maior velocidade e mais precisão na quantificação da deformação a que uma rocha esteve sujeita. É um método com muitas vantagens como foi referido anteriormente. No entanto, isto não significa que não esteja sujeito a algumas limitações como aliás acontece com qualquer processo de quantificação da deformação, principalmente quando aplicados em rochas de origem sedimentar, dado que geralmente pouco se conhece a respeito da geometria das partículas após o processo diagenético e anteriormente à deformação imposta por tectónica; na realidade o método de *Fry* é extremamente influenciado pela existência de *fabrics* sedimentares, pelo que a interpretação dos resultados obtidos deve ser feita com muito cuidado.

### 2.3.1. Metodologia do método de *Fry*

Para a execução manual do método de *Fry*, o primeiro passo é a realização de um acetato (acetato  $x$ ) no qual são marcados com pontos todos os centros dos marcadores de deformação que irão ser utilizados (figura 5A). Num segundo acetato (acetato  $y$ ) é colocada uma marca central de referência; esta marca é sobreposta ao primeiro ponto do acetato  $x$  (tendo o cuidado de se manter os lados de ambos os acetatos paralelos) e copia-se para o acetato  $y$  os pontos do acetato  $x$  (figura 5B). Seguidamente desloca-se o acetato  $y$  de modo à marca de referência ficar sobreposta ao segundo ponto do acetato  $x$  (continuando a ter o cuidado de ambos os lados do acetato ficarem paralelos) e marcam-se no acetato  $y$  todos os pontos existentes no acetato  $x$  (figura 5C). Este procedimento continua, terminando quando todos os pontos do acetato  $x$  tiverem sido utilizados (para uma média aconselhada de 150 pontos por secção) ou até o espaço vazio central estar bem definido (figura 5D). Se este espaço central não estiver definido isto não significa que a rocha não esteja deformada, podendo indicar uma série de outros problemas, como o facto de a deformação não ser homogénea ou problemas associados aos marcadores da deformação. Se este espaço vazio central for circular, então é porque a rocha não sofreu deformação. Uma área vazia elíptica aproxima-se da forma da elipse da deformação finita (*i.e.* o acumular de todas as deformações sofridas pela rocha, desde o processo de diagénese até à deformação tectónica) e permite a determinação da sua orientação e valor, para o que visualmente se deve adaptar uma elipse de melhor ajuste ao vazio circular na qual são realizadas as medidas.



**Figura 5-** Obtenção da elipse de deformação finita utilizando o método de *Fry* (ver texto para mais pormenores).

Após a obtenção da elipse de deformação finita mede-se a dimensão dos seus eixos maior e menor, bem como a orientação do seu eixo maior em relação a uma linha de referência. É importante salientar que os valores medidos para os eixos maior e menor da elipse de melhor ajuste não podem ser considerados como valores absolutos, mas apenas podem ser interpretados em termos relativos, o que significa que a excentricidade da elipse de deformação pode ser obtida directamente a partir da razão eixo maior / eixo menor.

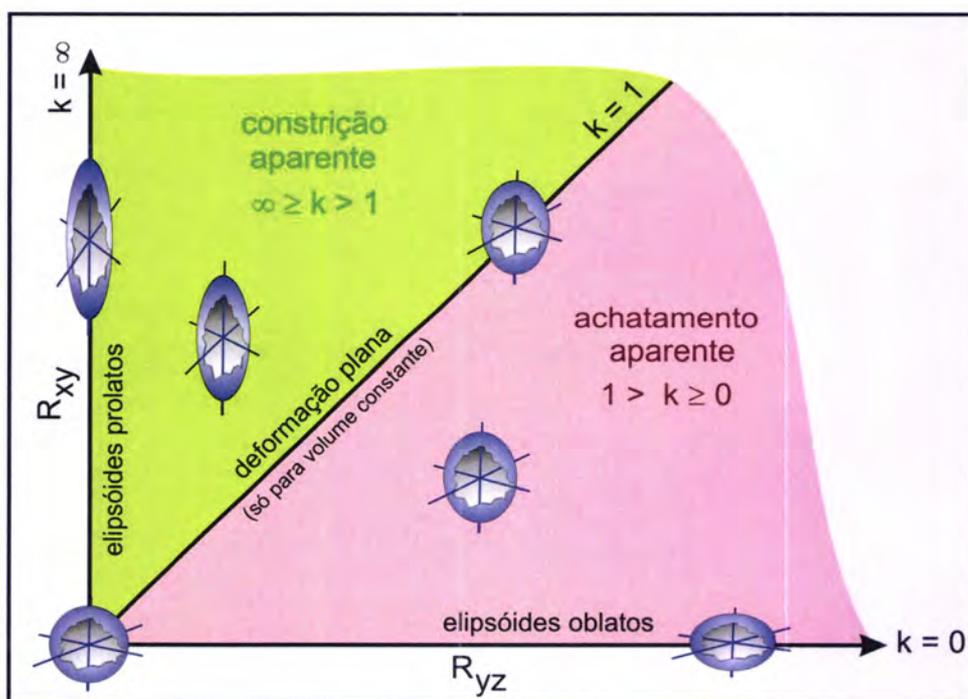
Apesar de o método de *Fry* ser, como já foi referido um método bidimensional, é possível ser utilizado para a obtenção do elipsóide de deformação finita tridimensional, o que será referido mais à frente. Por agora interessa apenas referir que serão realizados três diagramas de *Fry* para cada amostra em secções aproximadamente perpendiculares; para cada diagrama serão determinadas os comprimentos e as atitudes dos diferentes eixos das elipses de deformação estimadas.

Cruzando entre si os valores axiais obtidos em cada secção obtém-se a relação axial do elipsóide de deformação finita. Em que o eixo X é paralelo à direcção de máximo alongamento sofrido pelo material rochoso, o eixo Y é paralelo à direcção de

alongamento intermédio enquanto o eixo Z, representa a direcção do menor alongamento. A passagem de 2D para 3D será abordada com maior clareza no capítulo 2.6 deste trabalho.

A partir do conhecimento da relação axial do elipsóide de deformação finita obtêm-se, as dimensões relativas dos eixos maiores, menores e intermédios, bem como a sua orientação.

O último passo deste processo será a utilização do diagrama de Ramsay para projectar a forma dos elipsóides de deformação finita obtidos (figura 6). Este gráfico permite interpretar os elipsóides em termos da sua forma, nomeadamente revelando se estes pertencem ao campo dos elipsóides constritivos (charuto) ou oblatos (bolacha).



**Figura 6-** Representação tridimensional dos elipsóides segundo o gráfico de Ramsay (adaptado de Ramsay & Huber, 1983).

Como já se referiu anteriormente, o método de Fry foi melhorado posteriormente (Erslev, 1988) passando a utilizar não só as distâncias entre os centros



mas também as dimensões relativas entre os marcadores utilizados, o que só é possível recorrendo à automatização do processo, o que foi feito neste trabalho.

A aplicação do método de *Fry Normalizado* para uma amostra aplicou-se da seguinte forma:

- A partir das lâminas delgadas correspondentes a três secções perpendiculares de cada amostra realizaram-se fotografias no microscópio petrográfico (com uma lente com um campo de visão grande);

- A partir daqui o processo recorre ao *software FIST* (Dias, 2003), permitindo desde a digitalização dos grãos e respectiva orientação, até à integração das três elipses das secções de cada amostra. O processo de digitalização dos grãos de quartzo (aproximadamente 150 grãos para cada microfotografia) implica a digitalização dos extremos dos eixos maior e menor de cada grão, sendo automaticamente calculados os centros dos grãos, bem como o ângulo de inclinação do eixo maior em relação a uma linha de referência. É de salientar que, para a aplicação do método de *Fry*, seria apenas necessário termos as coordenadas dos centros dos marcadores (para o *Fry* clássico) ou estas coordenadas e as dimensões dos eixos (para a aplicação da metodologia de *Fry Normalizado*), no entanto, como se pretendia aplicar também o método de  $Rf/\phi$ , os ficheiros construídos continham mais informações, nomeadamente o ângulo de inclinação dos marcadores ( $\phi$ ).

Geralmente, os resultados obtidos são tanto mais precisos quanto mais marcadores tiverem sido digitalizadas.

- Após a construção dos ficheiros com os dados geométricos referentes aos vários marcadores a plataforma *FIST* permite a construção automática dos diagramas de *Fry* (tendo-se neste trabalho optado pela utilização da técnica de normalização proposta por Erslev em 1988) que permitem estimar a elipse de deformação finita para cada amostra.

- A partir das elipses de deformação finita para cada amostra, determinou-se a dimensão dos eixos maior e menor e o ângulo correspondente da sua inclinação; para isso, em cada diagrama de *Fry* desenhou-se manualmente a elipse definida pelo vazio

central, cuja excentricidade e orientação representa o estado de deformação finita para cada secção estuda.

Recapitulando, a obtenção das três elipses de deformação para cada secção é apenas um passo intermédio de uma série de etapas, que vai desde a amostragem cuidadosa até à integração das três elipses com vista à determinação de elipsóide de deformação.

O método de *Fry* requer que a distribuição dos marcadores deve satisfazer pelo menos duas condições, ou seja, tem que ser homogénea e isotrópica.

### 2.3.2. Limitações do método de *Fry*

Os métodos de quantificação da deformação apresentam uma série de restrições e dificuldades intrínsecas, conforme discutido pelos autores supracitados. Teoricamente o método de *Fry*, pode ser aplicado com sucesso apenas se a distribuição das partículas é isotropa e anti-agregante. Como referido por *Fry* (1979) e confirmado por *Crespi* (1986), quanto maior o desvio deste tipo de distribuição, e a proximidade a uma distribuição aleatória, menor o grau de confiança no resultado obtido. Poucos trabalhos têm, testado esta hipótese fundamental antes de utilizar o método de *Fry*. Com efeito, alguns autores partem logo do princípio que a distribuição é isotropa, sem sequer colocarem a hipótese que poderá ser aleatória. Como já abordado anteriormente se os marcadores de deformação forem muito abundantes em relação à matriz, as distribuições tendem a ser anti-agregante, pois dois marcadores não podem ocupar o mesmo espaço.

No que diz respeito a homogeneidade do tamanho das partículas, também é importante para a aplicação do método de *Fry*, ou seja, se num *fabric* existir uma mistura de partículas com diferentes tamanhos, os espaços tendem a ficar mal definidos. Por isto, o método gráfico proposto originalmente por *Fry* foi melhorado por *Erslev* (1988), ou seja, propôs uma técnica que ficou conhecida por *Fry normalizado* a qual tende a reduzir a dispersão do diagrama de *Fry* original induzida pelos diferentes tamanhos dos grãos existentes nas amostras em análise. A simples normalização das distâncias entre os centros dos diferentes marcadores de deformação, adjacentes pela soma dos raios médios de cada partícula pode aumentar drasticamente a resolução da análise da deformação visto permitir uma muito melhor definição do espaço vazio existente nos diagramas. Este novo método dá normalmente bons resultados para agregados compactos, porque elimina a dispersão resultante da mistura de partículas com diferentes dimensões. Geralmente a distribuição dos grãos maiores tende a ser mais anti-agregante (*Crespi*, 1986).

Quando se utiliza o método de *Fry*, uma limitação a ter em conta é o número de partículas (grãos/marcadores) necessárias(os) para construir um diagrama credível e fiável; um número mínimo de pontos é necessário para a obtenção de uma elipse

perfeita sem causar dúvidas em relação ao eixo maior e menor; Norman Fry (1979) quando iniciou esta técnica estimou esse número para cerca de trezentos. Ele utilizou uma lava andesítica porfírica não deformada para testar o método e obteve uma circunferência típica para uma rocha não deformada. Crespi (1986) descreveu uma correlação clara entre a distribuição dos grãos e o mínimo exigido. Segundo este autor, cerca de cem grãos seriam suficientes para uma distribuição não aleatória, aumentando gradualmente para uma distribuição mais aleatória.

Geralmente, desde que as elipses obtidas através do método de *Fry* estejam bem definidas, a maioria dos autores considera que o resultado é fiável e não realizam outros testes para verificar a autenticidade dos resultados.

O método de *Fry*, tal como tantos outros métodos de quantificação da deformação sofre algumas limitações, como por exemplo quando a distribuição dos centros é aleatória situação em que não existe qualquer relação entre um grão e os grãos circundantes. Diversas variáveis independentes influenciam a aplicabilidade dos métodos de quantificação da deformação nomeadamente a orientação e a forma dos grãos deformados, entre as quais a forma inicial das partículas, a orientação axial original, a intensidade e orientação da deformação e o contraste de ductilidade entre a partícula e o sistema matriz mais o grão.

Quando se trabalha análise quantitativa da deformação em rochas metassedimentares, é necessário ter em conta que os grãos individuais não são necessariamente esféricos antes da deformação tectónica pelo que podem ter tendência a adquirir *fabrics* iniciais. Deste modo, muitas vezes não existe uma assimetria do *fabric* em relação à estratificação; esta situação dificulta grandemente a interpretação dos resultados obtidos pelo método de *Fry*, pois as elipses obtidas são o resultado da combinação da elipse associada ao *fabric* sedimentar mais da elipse de deformação tectónica. A combinação dos resultados do método de *Fry* com os de  $R_f/\phi$ , o qual não é sensível aos *fabrics* iniciais, pode contribuir

Fica portanto claro que a análise quantitativa da deformação em rochas metassedimentares depende não apenas de uma boa amostragem e do cuidado no tratamento das amostras. Com efeito, é preciso ter sempre presente que o método de

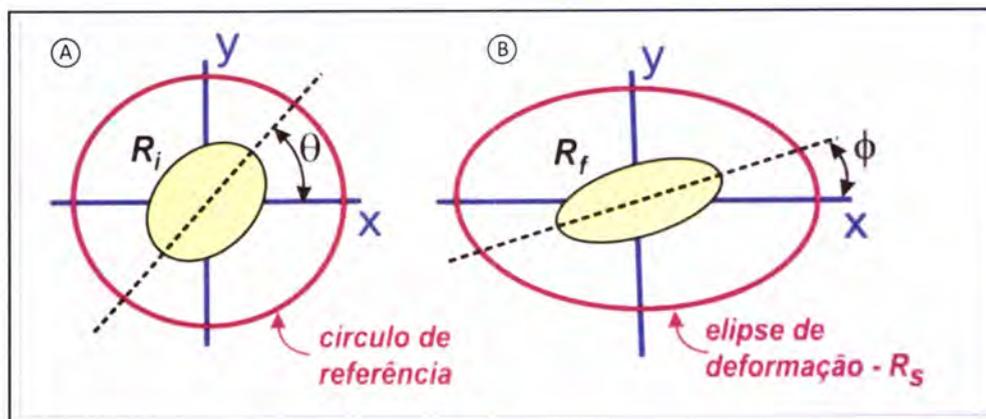
*Fry* foi originalmente concebido para quantificar a deformação num agregado em que contêm uma distribuição dos centros não aleatória, com forma e dimensão semelhante.

## 2.4. O Método de $Rf/\phi$

Como já referido, o método de  $Rf/\phi$  (Ramsay, 1967; Ramsay & Huber, 1983; Lisle, 1985) é um método gráfico que permite quantificar a deformação finita de um corpo. Tal como acontece com todos os métodos, este também necessita de marcadores da deformação; na zona de estudo utilizaram-se os *Skolithos* e grãos de quartzo.

Este método pressupõe que (figura 7), quando uma elipse inicial, com uma relação axial inicial  $Ri$ , é deformada homogeneamente pela sobreposição de uma elipse de deformação caracterizada por uma relação axial  $Rs$ , a forma resultante é também elíptica, ou seja, assume que a matriz e os objectos elipsoidais são deformados de maneira conjunta. Para além disso assume também que não existe contraste de ductilidade entre a partícula e a matriz, isto é que as propriedades reológicas de ambos os materiais são iguais, pelo que a deformação registada na partícula é a mesma que a da rocha. A razão entre os eixos da elipse final ( $Rf$ ) depende directamente da forma ( $Ri$ ) e orientação da elipse inicial ( $\theta$ ) e da razão de deformação ( $Rs$ ).

A figura 7 mostra os principais parâmetros inerentes ao método de  $Rf/\phi$ . No estado não deformado (figura 7A) representa-se uma partícula elíptica (e.g. secção dos *Skolithos* em  $S_0$  ou grãos de quartzo) que se caracteriza por uma razão inicial  $Ri$  (eixo maior/eixo menor) e por um ângulo ( $\theta$ ); o círculo de referência é traçado para auxiliar a visualização da deformação que será aplicada. No estado deformado (figura 7B), a intensidade e orientação da deformação é visualizada pela elipse resultante da deformação do círculo inicial (elipse de deformação com uma relação axial dada por  $Rs$ ). Quanto à partícula inicialmente elíptica, a sua forma deformada caracteriza-se agora por uma excentricidade dada por  $Rf$  e um ângulo  $\phi$  que é sempre menor que o ângulo  $\theta$  inicial.

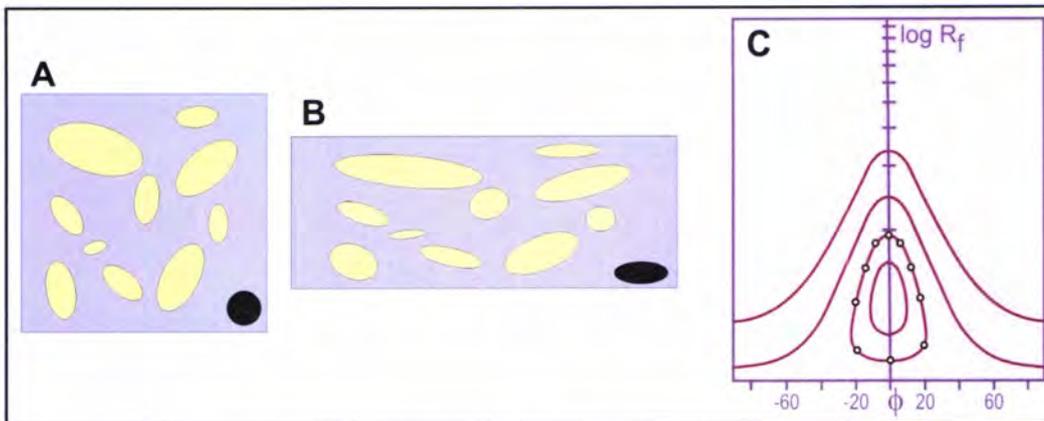


**Figura 7-** Efeito de aplicação de uma elipse de deformação sobre um objecto elíptico. A- forma inicial; B- forma final após deformação homogênea, (adaptado de Lisle, 1985).

A análise é feita por meio de um gráfico, o denominado diagrama de  $Rf/\phi$ , em sistema cartesiano, que relaciona o ângulo ( $\theta$ ) formado pelo eixo maior de um grande número de elipses após a deformação e uma linha de referência, e a razão axial final ( $Rf$ ) entre o eixo maior e o eixo menor dos marcadores de deformação elípticos respectivos.

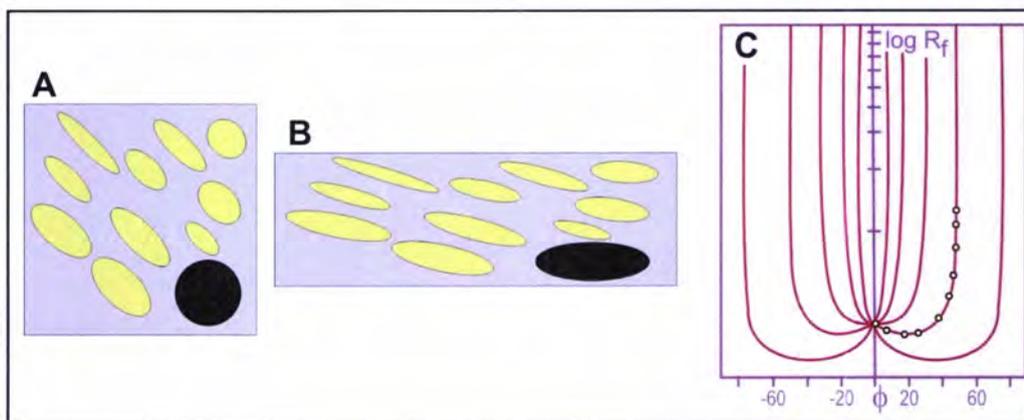
A interpretação dos diagramas  $Rf/\phi$  passa pela compreensão da forma como as partículas elípticas se dispõem neste gráfico, pelo que a seguir se apresentam os fundamentos principais deste método.

Consideremos uma série de partículas que no estado inicial apresentam valores de  $R_i$  idênticos mas orientações diferentes (elipses claras na figura 8A). Quando sujeitas a deformação homogênea conjuntamente com a matriz (figura 8B); a elipse preta materializa a elipse de deformação aplicada resultante do círculo inicial de referência marcado a preto na figura A) elas vão ser deformadas e, como tinham orientações iniciais diferentes passam a apresentar excentricidades finais ( $Rf$ ) diferentes. Quando, se constrói o diagrama  $Rf/\phi$  para o estado deformado (figura 8C) verifica-se que as elipses deformadas se dispõem ao longo de uma linha que recebe o nome de curva "onion". Como é evidente, estas curvas dependem dos valores de  $R_s$  e das características geométricas das elipses iniciais (*i.e.* dos valores de  $R_i$  e de  $\theta$ ), sendo fácil a sua construção para gamas muito variadas de valores.



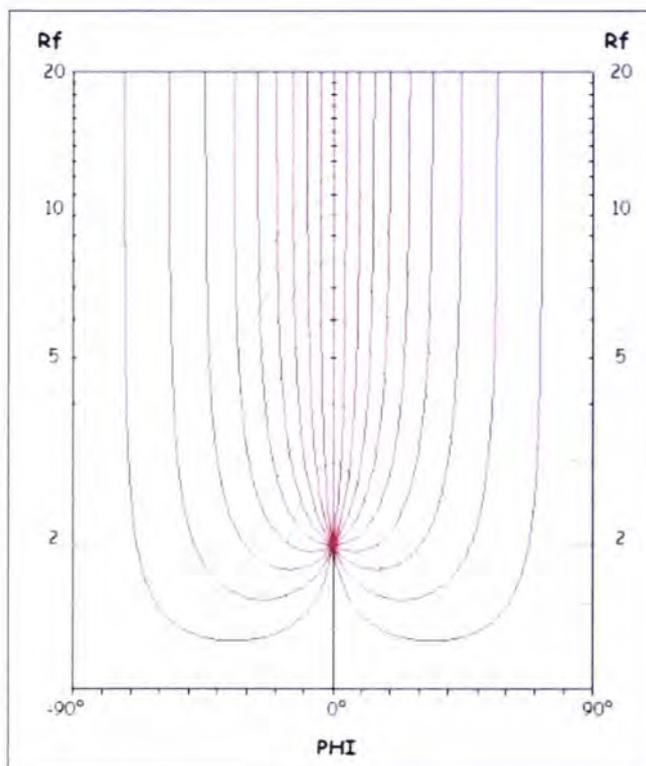
**Figura 8-** Diagrama de  $R_f/\phi$  para partículas com excentricidades iniciais ( $R_i$ ) iguais. **A-** estado inicial; **B-** estado final; **C-** diagrama  $R_f/\phi$  correspondente com algumas curvas *onion* assinaladas a vermelho.

Consideremos agora uma série de partículas que no estado inicial apresentam orientações semelhantes (*i.e.*  $\theta$  idênticos) mas valores de  $R_i$  diferentes (elipses claras na figura 9A). Quando sujeitas a deformação homogénea conjuntamente com a matriz (figura 9B) elas vão ser deformadas e, como tinham excentricidades iniciais diferentes passam a apresentar excentricidades finais ( $R_f$ ) diferentes. Quando, se constrói o diagrama  $R_f/\phi$  para o estado deformado (figura 9C) verifica-se que as elipses deformadas se dispõem ao longo de uma linha que recebem o nome de curvas "teta". Como é evidente, estas linhas dependem dos valores de  $R_s$  e das características geométricas das elipses iniciais (*i.e.* dos valores de  $R_i$  e de  $\theta$ ), sendo fácil a sua construção para gamas muito variadas de valores.



**Figura 9-** Diagrama de  $R_f/\phi$  para partículas com orientações iniciais ( $\theta$ ) iguais. **A-** estado inicial; **B-** estado final; **C-** diagrama  $R_f/\phi$  correspondente.

Deste modo é possível traçarem-se gráficos de  $Rf/\phi$  com as curvas *onion* e *teta* para diferentes valores de deformação; a figura 10 apresenta o gráfico padrão para uma deformação com  $R_s$  igual a 2,0 e para curvas *onion* de 1.5, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0 e 6.0 (a verde) e curvas *teta* espaçadas de  $10^\circ$  em  $10^\circ$ .

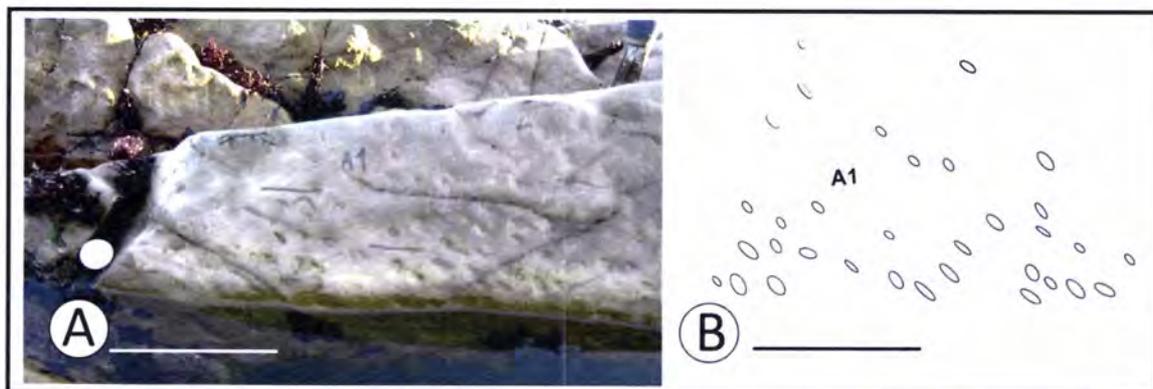


**Figura 10-** Diagrama  $Rf/\phi$  padrão para um valor de deformação com  $R_s$  igual a 2,0.

Na prática a filosofia geral deste método de quantificação da deformação baseia-se na comparação dos dados de  $Rf$  e de  $\phi$  medidos num número significativo de elipses e projectados num diagrama de  $Rf/\phi$  bem como na sua comparação com gráficos padronizados. A difusão dos métodos computacionais permitiu o aparecimento de testes estatísticos de ajuste (Peach & Lisle, 1979; Lisle, 1985) que constituíram uma melhoria significativa no processo de quantificação, tanto mais que permitem avaliar também se os pressupostos inerentes ao método de  $Rf/\phi$  são cumpridos ou não pelos *fabrics* em estudo.

### 2.4.1. Metodologia do método de $Rf/\phi$

Neste trabalho, utilizou-se o processo de ajuste preconizado por Lisle (1985), implementado na plataforma *FIST* (Dias, 2003) e utilizando como marcadores a forma dos *Skolithos* em secção (apenas na superfície da estratificação) e os grãos de quartzo presentes nas amostras de quartzitos. Para os primeiros (*Skolithos*) a recolha dos dados foi feita através de fotografia (figura 11A) das rochas aflorantes, tendo-se testado, com a ajuda de papel quadriculado, que a deformação da fotografia obtida pela máquina fotográfica era praticamente nula (antes de iniciar a recolha dos dados). Tendo em vista facilitar o processo de digitalização dos dados (pois o contraste *Skolithos* encaixante era por vezes fraco), a partir das fotografias e utilizando o *CorelDraw* desenhou-se os contornos das secções (figura 11B); foi a partir destes esquemas que foram digitalizados os dados dos marcadores.



**Figura 11-** A- fotografia do plano de estratificação do afloramento onde foi retirada a amostra A01; B- desenho efectuado a partir da fotografia anterior para uma melhor evidência dos contornos dos *Skolithos*, o qual foi utilizado para a digitalização dos dados no *FIST*.

A partir daqui o processo recorre, a software criado para o efeito (*FIST*; Dias, 2003) permitindo a digitalização dos *Skolithos* / grãos de quartzo e respectiva orientação, até à integração das três elipses de deformação para a obtenção final da forma e orientação do elipsóide finito para cada amostra.

## 2.4.2. Limitações do método de $Rf/\phi$

Tal como já foi referido, as metodologias de quantificação da deformação apresentam quase sempre limitações, o que leva à necessidade de os resultados obtidos terem que ser interpretados com cuidado. Em virtude de neste trabalho a metodologia que foi utilizada de uma forma sistemática ter sido o método de Fry, apenas será aqui referida de um modo muito breve as limitações inerentes ao método de  $Rf/\phi$ .

Basicamente, a maior limitação inerente a este método prende-se com a possibilidade de existir contraste de ductilidade entre as partículas elípticas e a matriz pois, como é evidente se, por exemplo a elipse estiver materializada por material mais competente do que a matriz, os valores obtidos com o método de  $Rf/\phi$  serão necessariamente um valor mínimo da deformação total sofrida pela rocha (Ramsay & Huber, 1983). Esta situação não se coloca nas amostras estudadas pois as amostras são formadas quase que exclusivamente por grãos de quartzo.

No que diz respeito à possível existência de *fabrics* sedimentares (*e.g.* calhaus imbricados ou distribuições planares subparalelas à estratificação), que era uma das principais limitações à utilização do método de Fry, não constitui problemas para o método de  $Rf/\phi$  pois, aqui o padrão de disposição espacial dos marcadores não tem influência (Ramsay & Huber, 1983; Dias, 1994).

Um outro aspecto a ter em mente na interpretação de resultados utilizando o método de  $Rf/\phi$ , é que o facto de se basear exclusivamente na distorção da forma dos marcadores de deformação, implica que não é nada sensível aos processos de deformação que implicam a deformação nos limites dos grãos (*e.g.* "grain boundary sliding", Ramsay & Huber) o que leva a que os limites obtidos por ele tendam a ser inferiores aos obtidos com o método de Fry (Dias, 1994).

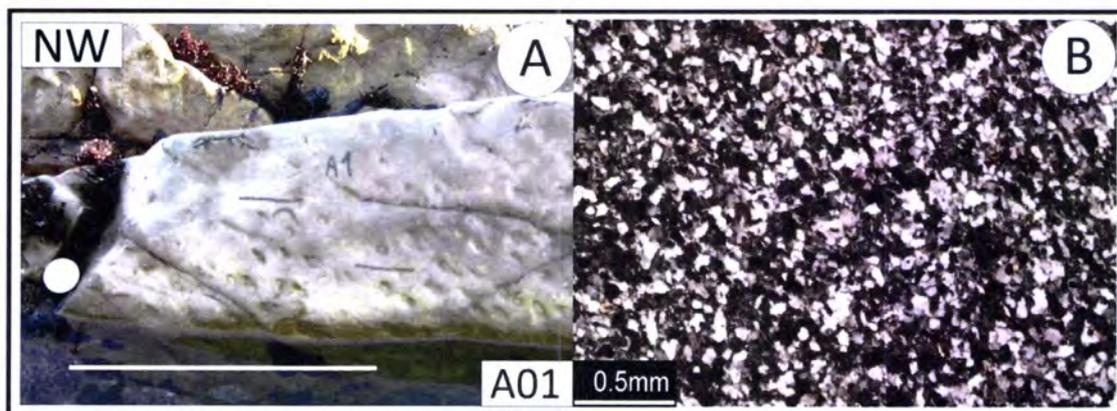
No capítulo seguinte, dedicado à comparação dos métodos de Fry e de  $Rf/\phi$  com base em dados recolhidos no âmbito deste trabalho, esta situação será abordada com mais cuidado.

## 2.5. Limitação da aplicação dos métodos

Como foi referido anteriormente os vários métodos de que existem para calcular a deformação finita nos materiais rochosos apresentam sempre limitações. Na aplicação de qualquer uns dos métodos já falados neste trabalho, os resultados obtidos não podem ser interpretados de uma forma cega, ou seja, é sempre necessário analisar/comparar os resultados de campo com, se possível resultados de diferentes métodos de quantificação de deformação e utilizando diferentes marcadores de deformação.

A Apúlia é um local privilegiado para a compreensão das vantagens e desvantagens associadas aos vários métodos devido à existência da formação dos quartzitos armoricanos que, para além de aflorar bem apresenta características que a tornam particularmente útil para este tipo de estudos. A existência frequente de *Skolithos* permite evidenciar, que a deformação que afectou os níveis quartzitos é extremamente heterogénea, pois a deflexão destes tubos da sua posição inicial de perpendicularidade é extremamente variável mesmo quando observada em bancadas adjacentes.

Deste modo, existem condições para utilizar dois tipos de marcadores: a intersecção dos fósseis tubulares do tipo *Skolithos* com o plano de estratificação (figura 12A; Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 1998) que originam sempre secções circulares a elípticas (Ramsay & Huber, 1983; figura 13), e os grãos de quartzo passíveis de serem estudados em lâmina delgada (figura 12B; Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 1998).



**Figura 12- A-** intersecção dos *Skolithos* com o plano de estratificação (amostra A01 da área de estudo); **B-** aspecto dos grãos de quartzo vistos em fotomicrografia (amostra A01 da área de estudo).



**Figura 13-** Superfície de estratificação num quartzito do Câmbrico com a presença de tubos de *Skolithos* deformados; Loch Eribol, Scotland (extraído de Ramsay & Huber, 1983).

Como em qualquer situação em que existam marcadores de deformação com formas iniciais elípticas, torna-se possível aplicar os dois métodos de deformação descritos em pormenor: o de *Fry*, (o qual é sensível à existência de *fabrics* iniciais, mas que não é sensível à existência de contraste de ductilidade entre os marcadores e a matriz que os inclui) na sua versão normalizada e o de  $Rf/\phi$  (que é particularmente sensível à existência de contraste de ductilidade entre o marcador e a matriz mas

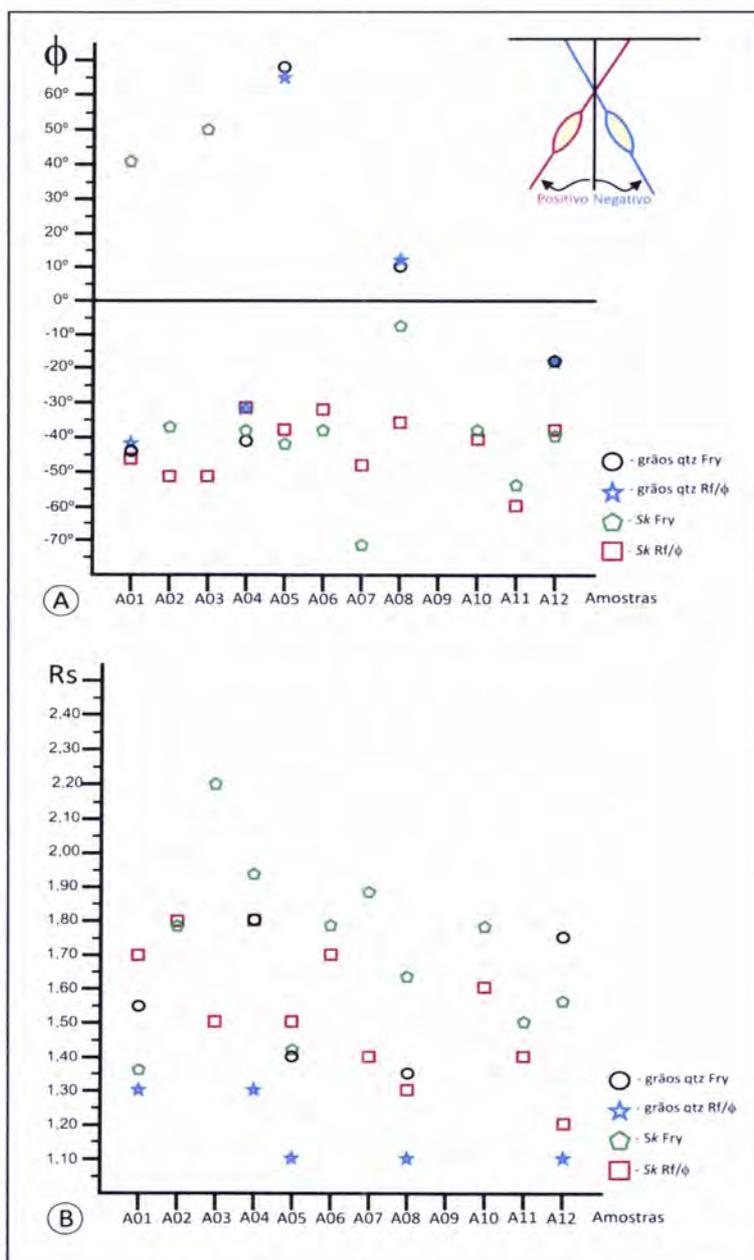
pouco sensível à existência de *fabrics* iniciais). Deste modo, para a maior parte das amostras paralelas ao plano da estratificação, temos a possibilidade de estimar a deformação por quatro aproximações diferentes (*i.e.* Fry aplicado aos grãos de quartzo e aos *Skolithos* e  $Rf/\phi$  aplicados aos mesmos marcadores), o que nos permite perceber melhor as limitações dos métodos utilizados e, deste modo contribuir para uma melhor interpretação dos resultados obtidos, não só neste trabalho, mas também elucidando melhor as vantagens e desvantagens de cada método de uma forma geral. A tabela 01 sintetiza os resultados obtidos referentes às amostras para as quais existiam informações relativas aos planos paralelos à estratificação, isto é, as secções em que era possível utilizar também as elipses dos *Skolithos* como marcadores de deformação.

**Tabela 01**

Resultados da aplicação dos métodos de *Fry Normalizado* e de  $Rf/\phi$ , aos grãos de quartzo e aos *Skolithos* para várias secções paralelas ao plano da estratificação.

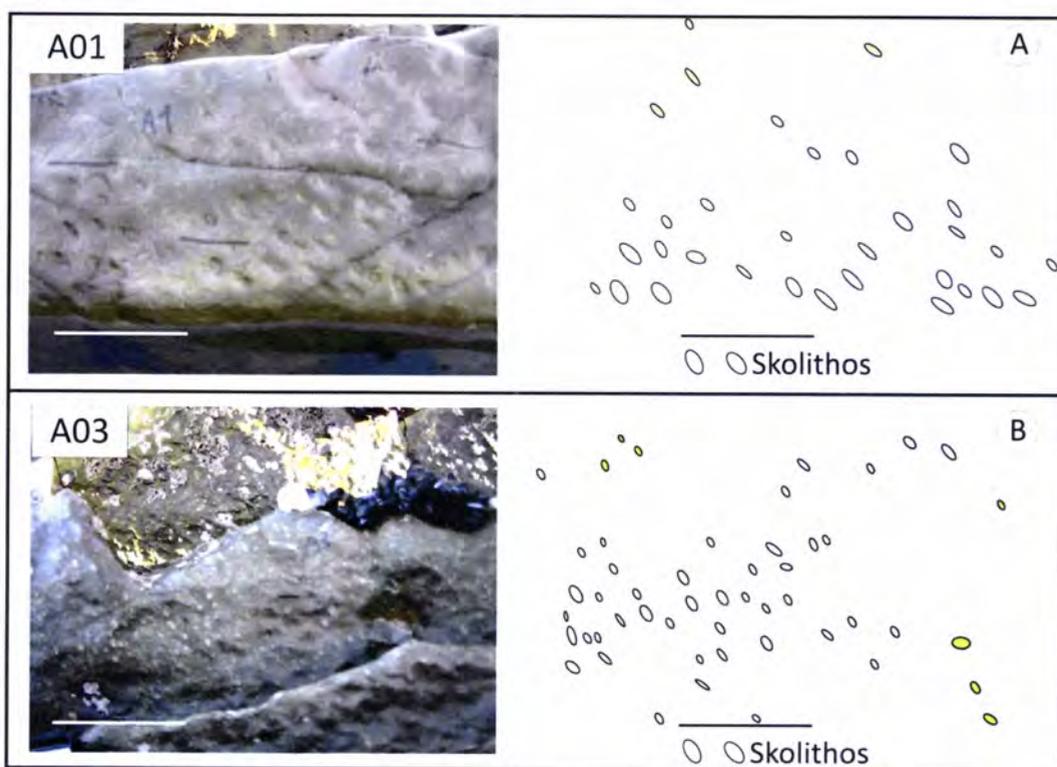
Amostras	Fry normalizado				$Rf/\phi$			
	grãos de quartzo		Skolithos		grãos de quartzo		Skolithos	
	Rs	$\phi$	Rs	$\phi$	Rs	$\phi$	Rs	$\phi$
A01	1,55	-44°	1,36	41°	1,30	-42,5°	1,70	-46°
					assimétrico			
A02	---	---	1,79	-37°	---	---	1,80	-52°
A03	---	---	2,20	50°	---	---	1,50	-52°
A04	1,80	-42°	1,94	-38°	1,30	-32,6°	1,80	-32°
					assimétrico		assimétrico	
A05	1,40	+68°	1,42	-43°	1,10	+64,7°	1,50	-38°
					assimétrico		assimétrico	
A06	---	---	1,78	-38°	---	---	1,70	-33°
A07	---	---	1,88	-71°	---	---	1,40	-48°
A08	1,35	+10°	1,63	-8°	1,10	13,2°	1,30	-36°
A10	---	---	1,78	-38°	---	---	1,60	-41°
A11	---	---	1,50	-54°	---	---	1,40	-59°
							assimétrico	
A12	1,75	-18°	1,56	-40°	1,10	-17,7°	1,20	-38°
					assimétrico			

Tendo em vista facilitar a análise dos dados constantes na tabela 01, construíram-se dois gráficos que sintetizam os resultados obtidos. No primeiro (figura 14A) procurou-se avaliar como os vários métodos / marcadores utilizados podem influenciar a orientação da elipse de deformação obtida, enquanto o segundo (figura 14B) ilustra a variabilidade dos valores da intensidade da deformação (expressa pelo parâmetro  $R_s$ , isto é, a relação axial da elipse de deformação) em função das várias metodologias utilizadas.



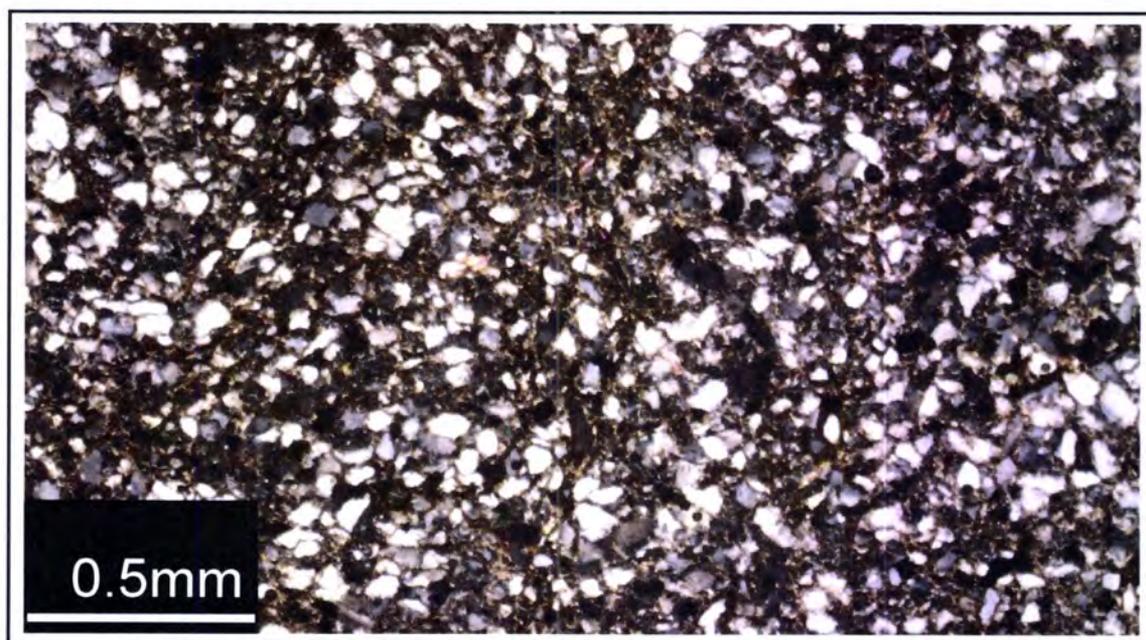
**Figura 14-** Gráficos de comparação dos resultados da aplicação dos métodos de Fry Normalizado e de  $Rf/\phi$ , aos grãos de quartzo e aos Skolithos. **A-** orientação das elipses de deformação; **B-** intensidade da deformação.

Através de uma análise mais pormenorizada do gráfico, verifica-se que no que diz respeito às orientações das elipses de deformação obtidas (figura 14A) pelos vários métodos e marcadores de deformação tendem a apresentar uma concordância razoável, com uma variação geralmente inferior a 20°. No entanto, há quatro situações em que a variabilidade é grande: amostras A01, A03, A05 e A08. No caso das amostras A01 e A03 é possível deduzir que esta discrepância (que surge apenas com a utilização do método de Fry em *Skolithos*) estará provavelmente relacionada com o padrão de distribuição dos *Skolithos* (figura 15), pois eles encontram-se muito afastados uns dos outros, violando claramente o princípio da distribuição anti-agregante, ou seja, a distribuição não cumpre um dos critérios cruciais para a aplicação do método. Na figura 15 vê-se claramente que a forma elíptica dos *Skolithos* não estão de acordo com a orientação das elipses obtida utilizando o método de Fry.



**Figura 15-** Distribuição dos *Skolithos*. **A-** fotografia da superfície de estratificação do afloramento onde foi retirada a amostra A01 e desenho efectuado para uma melhor evidência dos contornos dos *Skolithos*; **B-** fotografia da superfície de estratificação do afloramento onde foi retirada a amostra A03, desenho efectuado para uma melhor evidência dos contornos dos *Skolithos*.

Em relação às amostras A05 e A08, as discrepâncias surgem agora com os grãos de quartzo qualquer que seja a metodologia utilizada. Uma possível explicação para a discrepância agora verificada surge da observação das lâminas, pois as amostras A05 e A08 apresentam níveis de recristalização superiores ao normal para a região (figura 16), sendo por isso possível que durante a digitalização tenha sido utilizada grãos recristalizados o que, evidentemente leva a que as elipses obtidas utilizando os grãos de quartzo como marcadores sejam menos fiáveis.



**Figura 16-** Microfotografia da amostra A05, evidenciando uma recristalização importante.

No que diz respeito à variação da intensidade da deformação (figura 14B), há algumas conclusões importantes a tirar. A mais significativa é que claramente os diferentes métodos / marcadores dão valores diferentes e isto de uma forma sistemática o que mostra a existência, não de um erro de amostragem ou de má utilização dos métodos mas do facto dos valores obtidos estarem a estimar processos de deformação diferentes. A utilização do método de  $Rf/\phi$  em grãos de quartzo origina sempre valores muito mais baixos do que os obtidos pelas outras técnicas o que mostra que uma parte importante da deformação ocorre sem que haja deformação da forma dos grãos (*e.g.* por movimentação nas fronteiras dos grãos) e, como já foi

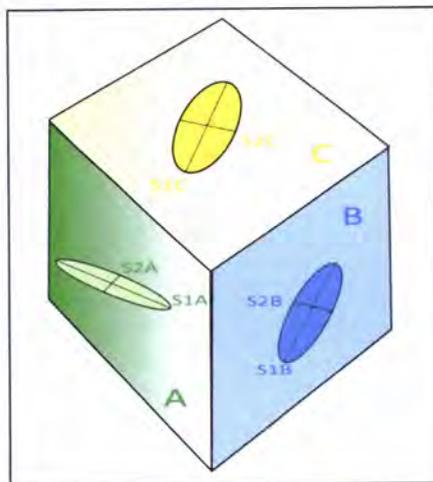
referido, estes processos de deformação não são detectados por este método. Por outro lado, a aplicação do método de *Fry* aos *Skolithos* é a que origina claramente os valores mais elevados o que parece indicar que este processo seria aquele que daria valores mais próximos da deformação total sofrida pela rocha. No entanto, infelizmente, esta metodologia só se pode ser utilizada no plano da estratificação, o que leva a que a utilização do método de *Fry* normalizado em grãos de quartzo tenha sido a metodologia escolhida para estudar de uma forma sistemática a deformação dos quartzitos armoricanos da Apúlia. É de salientar que trabalhos anteriores (Dias & Ribeiro, 1991 e 2008) já referiam que a utilização dos *Skolithos* para quantificar a deformação daria valores mais próximos da deformação total sofrida pelos materiais rochosos.

## 2.6. Da quantificação bidimensional à tridimensional

Tal como foi referido nos capítulos anteriores, a maior parte dos processos de quantificação da deformação são bidimensionais pois são aplicados a superfícies planares. Deste modo, a quantificação da deformação exprime-se apenas por uma elipse de deformação finita que corresponderá a uma secção do elipsóide de deformação tridimensional. Esta elipse é definida pela orientação do eixo maior (caracterizado por um valor angular em relação à linha de referência utilizada) e pela intensidade que representa a qual se expressa pelos valores da variação de comprimento associada a cada eixo, isto é  $\lambda_1=1+e_1$  e  $\lambda_2=1+e_2$  (onde  $e$  representa o valor do parâmetro extensão e  $\lambda$  é a alongação quadrática).

No entanto, a deformação de um material rochoso deve ser determinada a três dimensões pois esta é claramente um processo tridimensional. O elipsóide de deformação obtido deve ser referenciado em relação a um sistema de eixos coordenados, mutuamente perpendiculares, usualmente designados por X, Y e Z; o eixo X é paralelo à direcção de máximo alongamento, o eixo Y é paralelo à direcção de alongamento intermédio enquanto o eixo Z, representa a direcção do menor alongamento.

A obtenção de elipsóides de deformação a partir de elipses de deformação bidimensionais implica o estudo de três secções para cada amostra estudada; a combinação das elipses obtidas nas três secções (figura 17) permite então definir o elipsóide de deformação tridimensional.



**Figura 17-** Representação esquemática relação espacial entre as elipses de deformação obtidas em 3 secções mutuamente perpendiculares de uma amostra.

É de salientar que a obtenção de um elipsóide a partir de 3 secções elípticas não é um processo trivial, o que se deve essencialmente a 2 problemas: incertezas na obtenção das elipses de deformação e ausência de valores absolutos para os eixos principais desta, pois apenas conhecemos o valor da sua excentricidade (*i.e.* o  $R_s$ ).

No que diz respeito às incertezas é preciso não esquecer para cada secção tanto os valores da excentricidade como da orientação têm uma margem de erro associada que não é possível estimar (na realidade deveríamos ter, por exemplo,  $R_s = 1,3 \pm 0,2$  e  $\phi = 35^\circ \pm 5^\circ$ ). Com efeito, na aplicação dos métodos de quantificação da deformação aplicados os resultados têm inevitavelmente associadas incertezas (como ficou patente no último capítulo onde foram comparados resultados provenientes da utilização de diversas metodologias) que podem ter várias origens, como por exemplo:

- problemas relacionados com as próprias amostras, como por exemplo a falta de homogeneidade;
- problemas relacionados com o operador, nomeadamente no processo de digitalização dos marcadores;
- problemas relacionados com os métodos, nomeadamente associados à adaptação das elipses de deformação no caso da aplicação do método de *Fry*, ou dos testes associados ao método de  $R_f/\phi$  não serem suficientemente discriminativos para darem apenas um valor.

No que diz respeito ao problema associado à ausência de valores absolutos para os parâmetros de deformação associados a cada elipse estimada, é preciso salientar que apenas se obtêm valores de excentricidade (o  $R_s$ ) o que significa que é como se cada elipse estivesse a escalas diferentes e, por isso há que descobrir um processo de compatibilizar as escalas, o que será referido mais à frente.

Logo quando se vão compatibilizar as três elipses de deformação obtidas para uma mesma amostra é de esperar que elas não se ajustem a um único elipsóide, existindo sempre algum desfasamento neste ajustamento das elipses. Por isso o elipsóide de deformação que se vai obter é o melhor ajuste possível das três elipses de deformação estimadas. O processo de ajuste não é fácil tendo-se neste trabalho utilizada a metodologia proposta por De Paor (1990) a qual combina um conjunto de operações puramente analíticas com a utilização de operações de ajuste utilizando a rede estereográfica; esta metodologia foi implementada no *software FIST* (Dias, 2003) a qual tem vindo a ser amplamente utilizada na quantificação da deformação dos quartzitos armoricanos do autóctone e parautóctone da Zona Centro-Ibérica (*e.g.* Dias, 1986; Dias *et al*, 1994; Dias *et al*, 2003; Rodrigues, 2008).

A metodologia proposta por De Paor (1990) inicia-se com uma primeira operação de ajuste. Esta operação é necessária pois, como já foi referido, as elipses de deformação estimadas não têm escala, ou seja, quando se considera uma relação axial ( $R_s$ ) de 2, isto apenas significa que o eixo maior é duplo do eixo menor, o que pode ser obtido de diversas maneiras, como por exemplo:

$$\frac{\text{eixo maior}}{\text{eixo menor}} = \frac{4}{2} = \frac{3}{1,5} = \frac{8}{4}$$

Com efeito, só teríamos valores absolutos se as dimensões dos marcadores antes de serem sujeitos a deformação fossem conhecidas. A opção *2D-3D compatibility* do *FIST* (figura 18) permite ir ajustando visualmente a escala de cada uma das elipses de deformação obtidas tendo em consideração minimizar as discrepâncias.

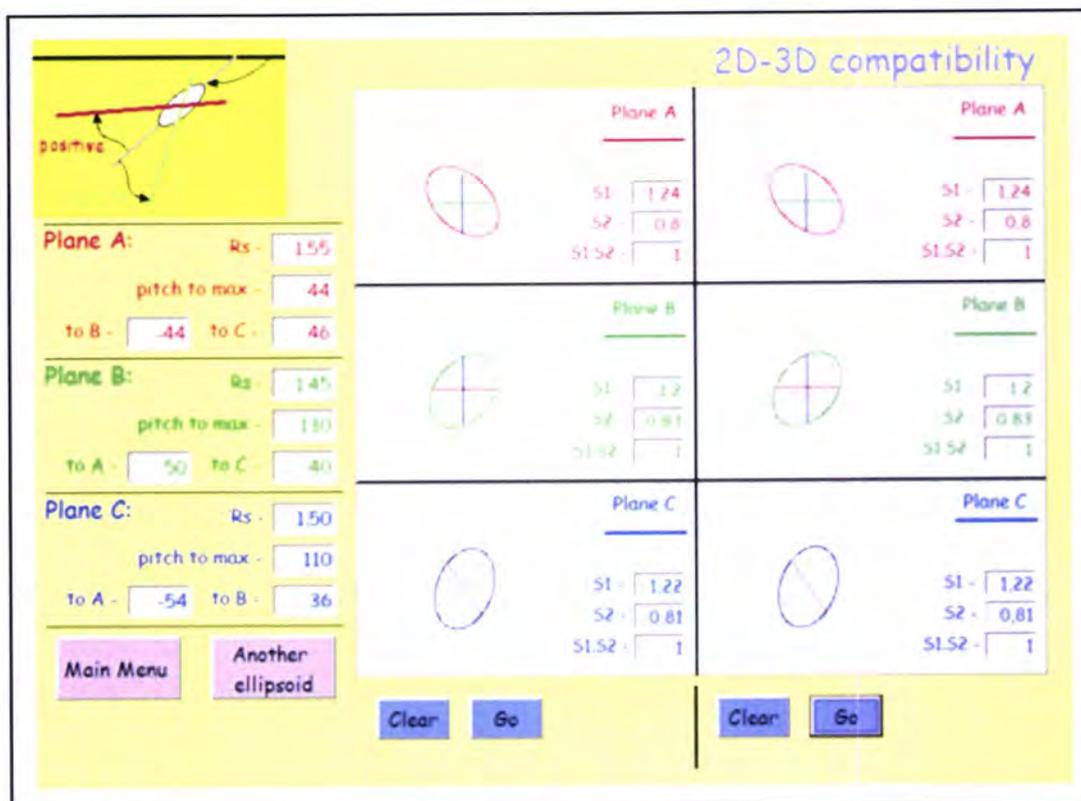


Figura 18- Opção do *software FIST* (Dias, 2003), referente à compatibilização das 3 elipses de deformação obtidas para a amostra A01.

Se as três elipses fossem três seções perfeitas de um mesmo elipsóide (isto é se fosse apenas um problema de escala) esta operação permitiria um ajuste perfeito; no entanto, os outros erros subjacentes à quantificação da deformação levam a que normalmente não se consiga um ajuste perfeito. A aplicação desta metodologia permite passar a dispor de valores para o parâmetro extensão associados a cada um dos eixos principais das 3 elipses de deformação ( $S1A$ ,  $S2A$ ,  $S1B$ ,  $S2B$ ,  $S1C$  e  $S2C$ , figura 17) bem como as suas orientações; estes valores, apesar de assumirem agora a forma de valores absolutos, na realidade continuam a ser relativos (visto terem tido origem nas relações axiais  $R_s$ ) embora tendo sido escalados de forma a adaptarem-se o melhor possível a um elipsóide de deformação, isto significa que no final apenas vai ser possível estimar a relação axial do elipsóide de deformação finita e não os valores absolutos dos seus 3 eixos.

Com as três elipses de deformação conhecidas inclusive os eixos maiores e orientação são conhecidas, trata-se agora em determinar as extensões finitas de várias

secções do elipsóide desconhecido. Para isso mais uma vez utiliza-se a metodologia De Paor (1990) que, apesar de não ir ser aqui explicada em pormenor, é importante referir dois aspectos fundamentais que estão subjacentes à sua utilização:

- quando se conhecem os dois eixos principais de uma elipse é possível determinar qualquer valor intermédio;

- ao conhecer o valor das extensões finitas segundo três direcções de uma elipse é possível calcular as extensões máxima e mínima dessa elipse, tal como a sua orientação, sendo este cálculo função da relação angular apresentada pelos três eixos conhecidos e respectivos comprimentos.

Com base nas duas relações anteriores e nas orientações e valores "*absolutos*" determinados para os eixos principais das três elipses de deformações calculadas, torna-se possível determinar os valores "*absolutos*" para qualquer eixo do elipsóide de melhor ajuste calculado no processo de compatibilização anterior (ver De Paor, 1990 para mais pormenores). Deste modo, torna-se possível identificar os locais onde estes valores são máximos e mínimos e, por isso determinar as orientações e intensidades associados ao eixo X e Z do elipsóide de deformação; o eixo intermédio (Y) é determinado facilmente visto ter que ser necessariamente perpendicular aos dois outros eixos principais.

Tendo os três valores dos eixos principais do elipsóide de deformação finita estes são inseridos na opção "*strain ellipsoid parameters*" do *software FIST* (Dias, 2003). Esta opção não só traça o elipsóide no gráfico de Ramsay & Huber, mas também fornece os valores dos principais parâmetros que são utilizados na sua quantificação (e.g. D, K e  $\beta$ ), bem como a sua relação axial.

### 3. Quantificação da deformação Varisca na região da Apúlia

A zona de estudo localiza-se junto à vila da Apúlia, neste sector, pertencente ao NW de Portugal, existe uma sequência monoclinial de quartzitos Armoricanos, que do ponto de vista macroscópico mostram um comportamento bastante heterogéneo entre bancadas adjacentes, o qual é claramente expresso pelo comportamento dos *Skolithos* (fósseis de tubos de vermes que no estado não deformado são sub-perpendiculares à estratificação) que mostram relações geométricas variáveis com a estratificação. Trabalhos iniciais de quantificação da deformação finita nos níveis quartzitos utilizando o método de *Fry normalizado* nos grãos de quartzo (Dias, 1994), mostraram que, apesar da homogeneidade litológica, os elipsóides de deformação variavam substancialmente entre os leitos adjacentes; este comportamento foi a razão principal para a realização deste trabalho, que visa compreender melhor os processos que conduziram à heterogeneidade da deformação.

A zona da Apúlia pela sua particularidade, tem sido alvo de importantes estudos geológicos, referindo-se a seguir alguns dos principais trabalhos realizados:

- Teixeira & Medeiros, (1969); na carta geológica de Portugal, 5C, efectua a cartografia geológica e estudos petrográficos, fazendo já então referência aos fósseis do tipo *Cruziana* e *Skolithos*.

- Ribeiro *et al*, (1990); caracterizam estruturalmente o autóctone do NW da Península Ibérica, em especial no que respeita à primeira e principal fase de deformação varisca ( $D_1$ ); com efeito, este evento tectónico foi o principal responsável pela estruturação principal deste domínio paleogeográfico, o qual apresenta um comportamento heterogéneo a várias escalas.

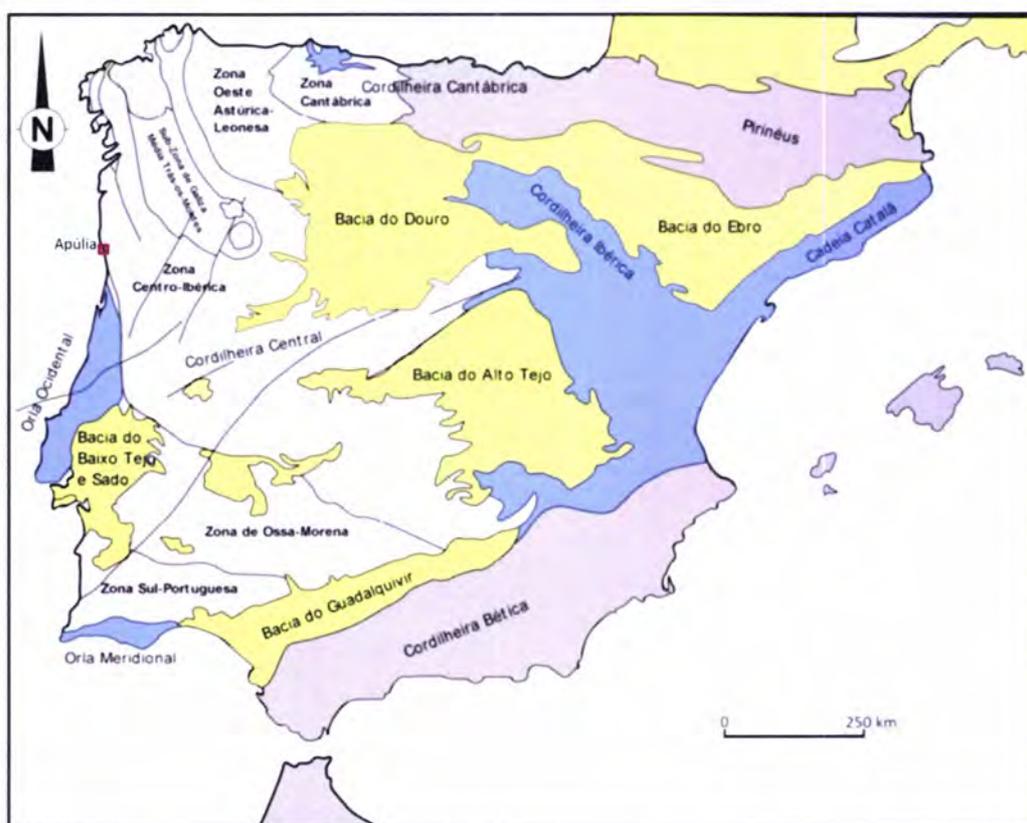
- Dias, (1994); Dias & Ribeiro, (1998); apresentam trabalhos iniciais de quantificação da deformação finita nos níveis quartzíticos da Apúlia; utilizando o método de *Fry normalizado* nos grãos de quartzo, mostraram que os elipsóides de deformação variavam entre leitos adjacentes.

- Pamplona *et al*, (1997); a partir da quantificação da deformação em Viana do Castelo, utilizando icnofósseis do tipo *Cruziana*, referem igualmente o carácter heterogéneo da transpressão varisca neste sector da Centro-Ibérica.

Assim a realização deste trabalho teve, por um lado, o intuito de analisar com mais pormenor, por um lado, a heterogeneidade da deformação em bancadas competentes adjacentes (possível de visualizar macroscopicamente, como já foi referido, pela presença dos *Skolithos*) e, por outro, perceber as limitações dos vários métodos de quantificação da deformação, já que existem aqui óptimos marcadores de deformação.

### 3.1. Enquadramento Geológico

A região estudada localiza-se no norte de Portugal, integrando uma das principais unidades morfoestruturais da Península; o Maciço Ibérico, o qual abrange mais de metade do território português. Este é constituído por um conjunto extenso de afloramentos de rochas proterozóicas e paleozóicas, aflorando de forma praticamente contínua na metade ocidental da Península Ibérica. As zonas geotectónicas do Maciço Hespérico inicialmente definidas por Lotze (1945) foram, posteriormente, modificadas por Julivert *et al* (1972) e Ribeiro (1974) que, essencialmente, reconheceram a Zona Centro Ibérica e a Sub-zona Galiza Média-Trás-os-Montes e alteraram a posição dos limites das zonas. Apesar da importância de todos estes sectores, para o presente trabalho o mais relevante é apenas a Zona Centro-Ibérica (figura 19), visto esta ser a zona na qual se encontra a área de trabalho.



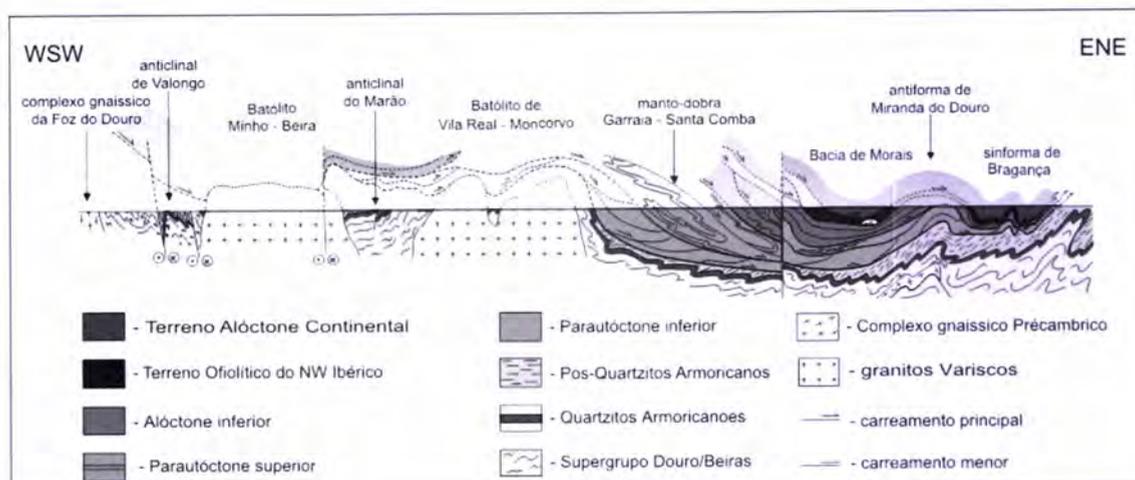
**Figura 19-** Enquadramento do sector estudado nas unidades morfoestruturais da Península Ibérica e nas zonas definidas no Maciço Ibérico (adaptado de Julivert *et al*, 1972; Ribeiro *et al*, 1979; Farias *et al*, 1987).

No que diz respeito aos limites da Zona Centro-Ibérica, com as zonas adjacentes, apesar das controvérsias, tradicionalmente, tem como limites:

- Contacto com a Zona Astur-ocidental Leonesa, inicialmente (Julivert *et al*, 1972) foi considerado como sendo constituído pelo antiforma Olho-de-Sapo, proposta que continua ser seguida por vários autores (*e.g.* Ábalos *et al*, 2002). No entanto, Martínez Catalán (1985) realçando que nem as sequências metassedimentares, nem a deformação variavam de um lado e doutro do núcleo do antiforma ocupado pela formação Olho-de-sapo, propôs como fronteira entre estas duas zonas a falha de Viveros e a sua continuação para SE pelos sinclinais de Courel e Peñalba;

- Fronteira sul, Lotze (1945) defendia a existência de um limite paleogeográfico importante materializado pelo batólito de Los Pedroches. Julivert *et al* (1972) consideram que este batólito materializa o contacto em Espanha com a zona de Ossa-Morena, enquanto em Portugal este limite é constituído pelos cavalgamentos de Ferreira do Zêzere e de Portalegre e pelo conjunto de falhas que se porlongam para o norte até o Porto. Posteriormente (*e.g.* Ábalos, 1992), este contacto foi considerado como sendo constituído pela zona de cisalhamento de Badajoz-Córdova, pois é esta estrutura principal que materializa as mudanças litoestratigráficas e estruturais importantes.

Apesar de tudo, a heterogeneidade em termos paleogeográficos continua a existir, sendo então feita uma distinção (figura 20) entre as sequências autóctones e alóctones (Ribeiro, 1990; Ábalos *et al*, 2002; Ribeiro *et al*, 2010). Esta sequência de mantos sobrepõe-se a um complexo parautóctone (Rodrigues *et al*, 2010; Noronha *et al*, 2010).



**Figura 20-** Corte interpretativo ao longo do sector norte da Zona Centro-Ibérica evidenciando a sobreposição das principais unidades (adaptado de Ribeiro *et al*, 1990; Rodrigues *et al*, 2005; extraído de Dias, 2010).

As sequências alóctones correspondem, a um empilhamento de mantos (Ribeiro *et al*, 2010); complexo de mantos do alóctone inferior (constituído por material de idade Câmbrica a Devónica); complexo de mantos ofiolíticos (litologias com afinidades com uma crosta oceânica) e complexo de mantos do alóctone superior (que integra um soco Pré-câmbrico), ordenados da base o topo.

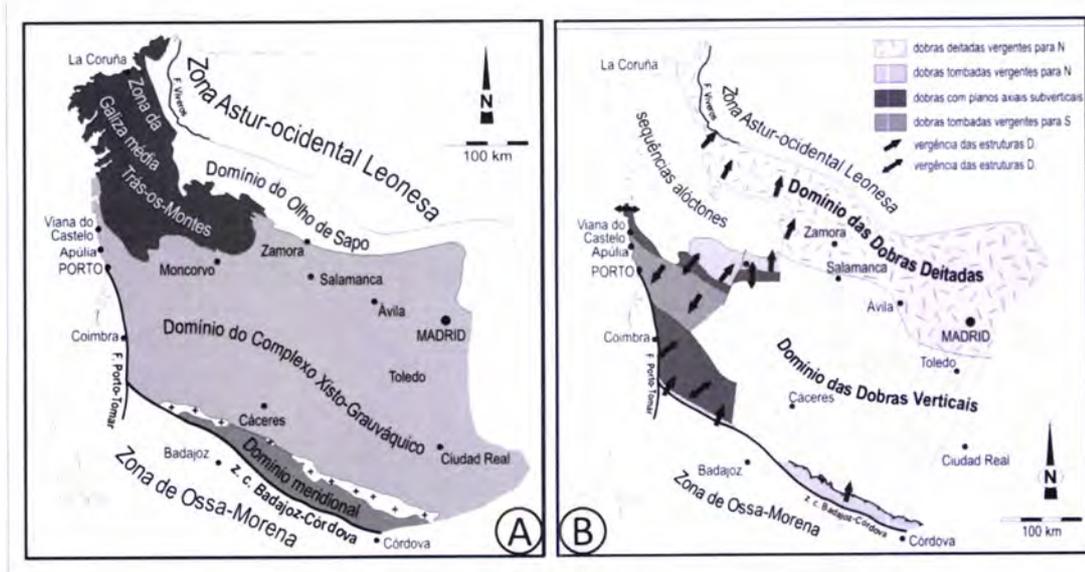
O complexo Parautóctone foi recentemente subdividido (Rodrigues *et al*, 2008) num domínio Subautóctone, ou Parautóctone inferior com descolamento ao nível do contacto Ordovícico/Silúrico. Acima ocorre o Domínio Parautóctone superior que afecta sedimentos ordovícicos e desenvolver macrodobras em bainha (Rodrigues *et al*, 2006). Este complexo é mais profundo e distal que o subautóctone e faz transição para o complexo alóctone.

O Autóctone da Zona Centro-Ibérica, constitui a maior parte desta zona, existindo uma grande homogeneidade litoestratigráfica do Paleozóico, que está na base da individualização da Zona Centro-Ibérica (Dias *et al*, 2010). É composto por uma espessa pilha de metassedimentos de geralmente de baixo grau metamórfico acumulados desde o Prê-câmbrico final sobre um soco gnássico pré-varisco. A

sequência ordovícico-silúrica, iniciada com o Quartzito Armoricano, é siliciclástica e representa a evolução distensiva duma margem norte gondwânica no sentido da oceanização que finaliza no Silúrico (Rodrigues, 2008). O aspecto mais importante é o carácter transgressivo dos quartzitos do Ordovícico inferior discordantes sobre formações com idades que vão do Proterozóico superior ao Câmbrico (Dias *et al*, 2010; Metodiev *et al*, 2010; Pamplona & Ribeiro, 2010; Pereira *et al*, 2010). A zona de estudo pertence às sequências autóctones da Zona Centro-Ibérica.

O autóctone da Zona Centro-Ibérica apresenta uma homogeneidade acentuada tanto no que diz respeito às sequências litoestratigráficas do Paleozóico, como à deformação associada à principal fase de deformação varisca ( $D_1$ ); no entanto é possível delimitar sectores com características próprias. Estes sectores poderão variar em função do critério utilizado para estabelecer o zonamento da Zona Centro-Ibérica.

A utilização apenas de critérios estratigráficos (*e.g.* Martínez Catalán *et al*, 2004), leva à individualização de três domínios; Domínio do Olho de Sapo; Domínio do complexo Xisto-Grauváquico e Domínio meridional (figura 21A), divisão que é fundamentada apenas nas rochas subjacentes às sequências bem datadas do Ordovícico inferior. Na figura 21B, representa um zonamento totalmente diferente do anterior; este baseia-se na utilização de critérios estruturais, principalmente pela vergência dos dobramentos  $D_1$  (Julivert *et al*, 1972), que leva à individualização de sectores com características distintas (Dias, 1998; 2010).



**Figura 21-** Principais domínios do autóctone centro-ibérico. **A-** definidos utilizando um critério estratigráfico; **B-** da ZCI com o sector do Marão assinalado (a divisão em Portugal foi parcialmente baseada Dias, 1998 enquanto a parte referente a Espanha foi adaptada de Diez Balda *et al*, 1990; extraído Dias, *et al* 2010).

O sector da Apúlia (figura 22A) localiza-se em pleno autóctone da Zona Centro-Ibérica (figura 19), ligeiramente a sul do Sulco-Carbonífero, fazendo a transição entre o ramo meridional do Arco Ibero-Armoricano e o sector central (Dias & Ribeiro, 1995; Pamplona, 2001). A deformação varisca está aqui representada essencialmente (Ribeiro *et al*, 1990) pela actuação da primeira fase de deformação ( $D_1$ ). Esta fase foi responsável pela estrutura regional situando-se o sector estudado no flanco inverso de um antiforma principal (figura 22B; Pereira *et al*, 1989). Na região da praia da Apúlia, é possível observar dobras de segunda e terceira ordem associadas ao flanco inverso da estrutura principal, as quais apresentam planos axiais subverticais, e eixos subhorizontais, ligeiramente mergulhantes para NW.

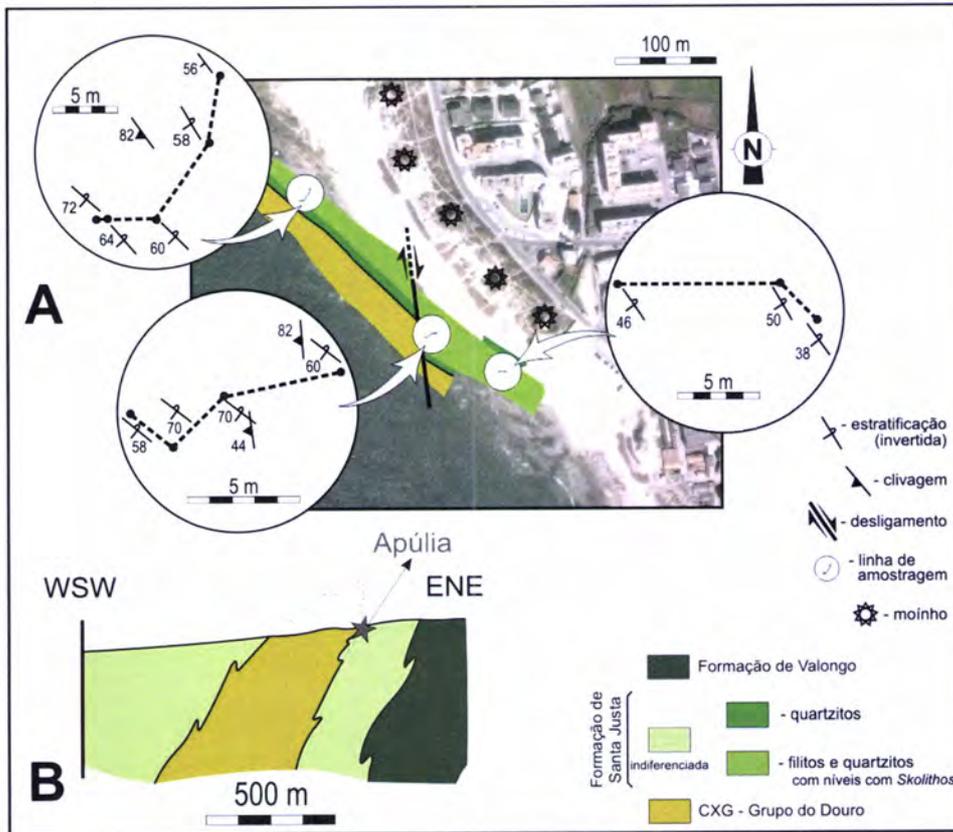


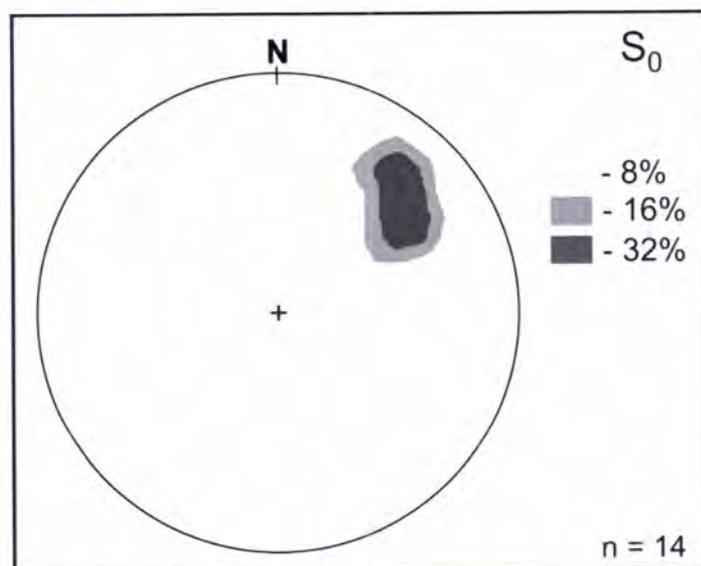
Figura 22- Esboço geológico da praia da Apúlia. A- mapa estrutural dos sectores amostrados; B- corte geológico regional com indicação do sector estudado (adaptado de Pereira *et al*, 1989).

Os afloramentos do Paleozóico restringem-se à estreita plataforma de abrasão marinha (figura 23) o que dificulta o seu enquadramento regional.



Figura 23- Aspecto dos quartzitos da Formação de Santa Justa, Apúlia.

Durante a maré baixa é possível observar uma boa exposição da formação dos Quartzitos Armorianos, bem como o seu contacto com as litologias do Grupo do Douro (anteriormente designado por Complexo Xisto-Grauváquico) que, apesar de mais antigas, se encontram geometricamente por cima; isto significa que, do ponto de vista estrutural trata-se essencialmente de uma sequência monoclinial invertida com direcção NW-SE e mergulhando cerca de 60° para SW (figura 24, tabela 02). A clivagem  $S_1$  transecta as dobras, comportamento possível de ser explicado pela deformação transpressiva esquerda que actuou sobre o autóctone durante a primeira fase de deformação (Ribeiro *et al*, 1990).



**Figura 24-** Diagrama de densidade das atitudes da estratificação ( $S_0$ ) no sector estudado (rede de Schmidt, hemisfério inferior).

**Tabela 02**

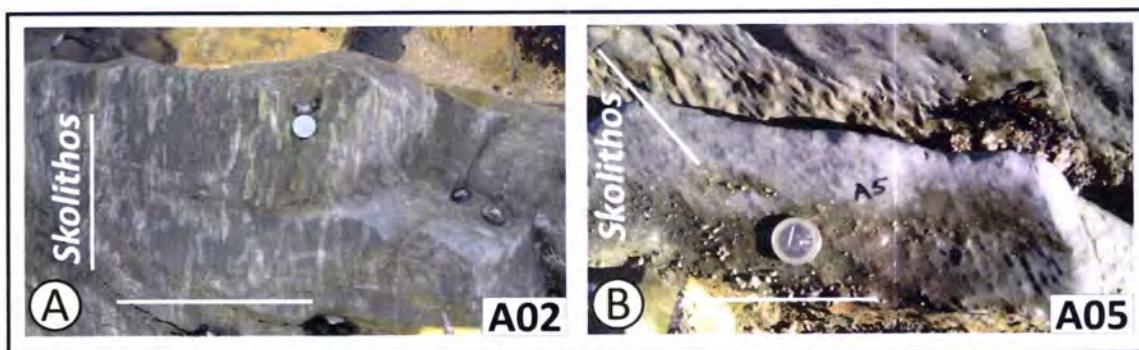
Dados de campo da formação de S. Justa (Ordovício), quartzíticos do sector da praia da Apúlia.

<b>Amostra</b>	<b>S<sub>0</sub></b>	<b>S<sub>1</sub></b>	<b>Skolithos</b>
A01	N36°W,56°S	-----	40°,N40°E
A02	N32°W,58°S	-----	30°,N41°E
A03	N44°W,60°S	-----	16°,N27°E
A04	N40°W,64°S	N8°E,76°S	4°,S8°W
A05	N48°W,72°S	-----	8°,N10°E
A06	N52°W,60°S	N4°W,82°S	20°,S7°E
A07	N53°W,70°S	-----	26°,N27°W
A08	N53°W,68°S	N7°E,44°S	40°,N25°E
A09	N51°W,58°S	-----	36°,N25°E
A10	N37°W,38°SW	-----	60°N25°E
A11	N30°W,50°SW	-----	50°,N10°W
A12	N36°W,46°SW	-----	60°,N45°E
Ap1	N33°W,56°W	-----	62°,N42°E
Ap2	N36°W,60°W	-----	38°,N20°W

A formação de Santa Justa é constituída por - Quartzitos (mineral essencial – quartzo; minerais acessórios – moscovite, turmalina e opacos). O quartzo é xenomórfico, subgranulado e suturado, ligeiramente orientado, tem extinção ondulante e, por vezes, encontra-se fracturado. Também evidencia cristalização polifásica. A moscovite ocorre em finas palhetas, quer inclusa no quartzo quer dispendo-se entre os grãos de quartzo (impondo-lhe a sua forma), evidenciando uma pequena orientação. A turmalina é euédrica, tanto em secções paralela como perpendiculares a “c”; Os metapsamopelitos (nos níveis quartzíticos a mineralogia é idêntica à dos quartzitos; nos níveis xistentos a mineralogia é idêntica à dos micaxistos da Formação da Desejosa).

A existência frequente de *Skolithos* nalguns dos leitos quartzíticos da formação de Santa Justa (figura 22B), constitui um bom auxiliar para a compreensão da

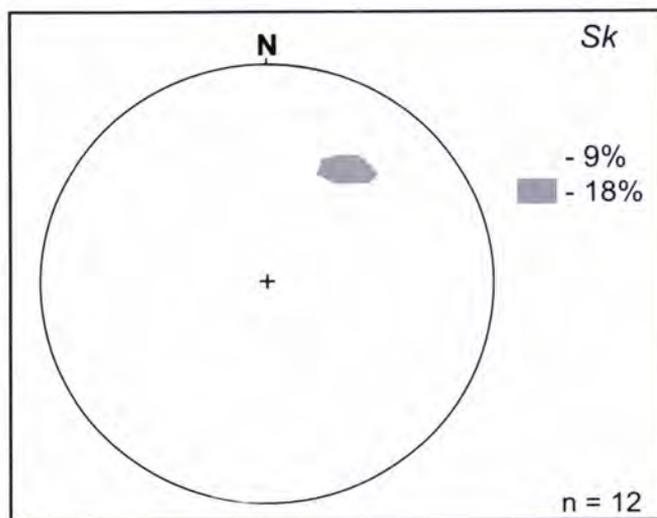
deformação na região da Apúlia. Com efeito, estes icnofósseis no estado inicial apresentam-se sub-verticais, isto é, sub-perpendiculares à estratificação que antes da deformação é sub-horizontal; desta forma, após a deformação, qualquer afastamento da ortogonalidade constitui um bom indicador do cisalhamento que eventualmente tenha ocorrido paralelamente ao plano de estratificação. Verifica-se que a deformação que afectou os níveis quartzíticos do sector estudado é extremamente heterogénea, pois a deflexão destes tubos da sua posição inicial de perpendicularidade em relação à estratificação é extremamente variável, situação que já tinha sido referenciada anteriormente (Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 1998); com efeito encontramos situações que vão desde alto ângulo (figura 25A) até ângulos bastante mais baixos (figura 25B).



**Figura 25-** Relações geométricas entre os *Skolithos* e a estratificação em bancadas quartzíticas da praia da Apúlia:

- A- quase ortogonalidade indicando que a deformação se fez com uma distorção pequena do *fabric*;
- B- baixo ângulo, indicador de uma componente de cisalhamento forte paralelamente à estratificação.

Apesar desta variabilidade, verifica-se que os *Skolithos* apresentam uma inclinação média para NNE (figura 26) o que, quando comparado com a atitude média do pólo da estratificação (figura 24), que apresenta uma direcção para NE, indica a existência de uma componente de cisalhamento esquerda sub-paralela à estrutura regional; esta é uma situação que tem vindo a ser referenciada para a generalidade dos sectores setentrionais do autóctone da Zona Centro-Ibérica (*e.g.* Coke, 2001; Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 1994; Pamplona, 2001; Ribeiro *et al*, 1990).



**Figura 26-** Diagramas de densidades das atitudes dos *Skolithos* no sector estudado (rede de Schmidt, hemisfério inferior).

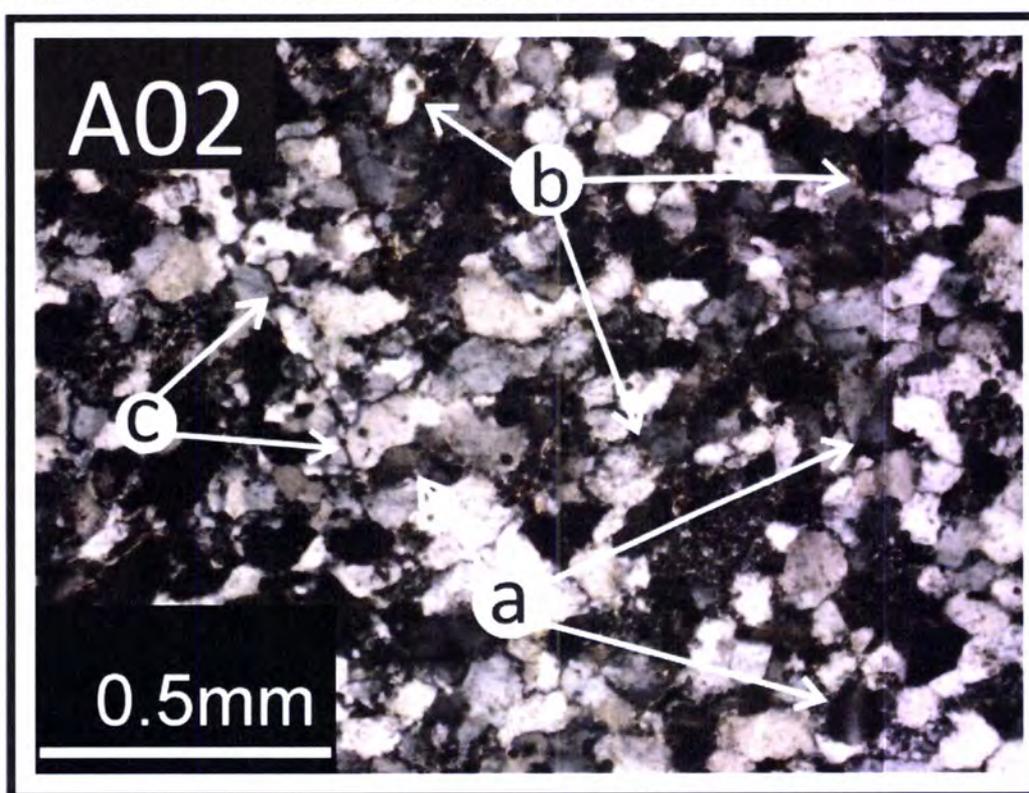
Finalmente é de salientar que, embora na maior parte das situações a deformação dos leitos quartzíticos do sector da Apúlia se faça sem o desenvolvimento de clivagem, localmente é possível observar o desenvolvimento de uma clivagem de fractura atribuível à primeira fase de deformação ( $S_1$ ). Verifica-se que, quando presente, a clivagem inclina geralmente mais do que a estratificação (estações A04 e A06, tabela 02), situação que não é a espectável tendo em consideração que estamos no flanco inverso de uma estrutura de 1ª ordem; a discrepância entre as relações geométricas  $S_0 / S_1$  e a polaridade sedimentar levou a considerar a existência da já referida transecção nesta estrutura (Ribeiro *et al*, 1990) a qual se teria desenvolvido num regime transpressivo esquerdo (Ribeiro *et al*, 1990; Dias, 1994; Pamplona, 2001).

Tratam-se normalmente de quartzitos muito puros, formados quase exclusivamente por grãos de quartzo, que foram submetidos a uma deformação plástica pouco intensa. Apresentam uma granularidade média a grosseira, compreendendo essencialmente grãos rolados de quartzo.

As litologias que constituem, as rochas aflorantes na área de estudo pertencem à Formação de Sta. Justa (Ordovícico – Arenigiano). Todavia, na região da Apúlia as areias de duna e os depósitos de praias quaternárias não permitem observar grandes extensões de afloramentos.

Na Formação de Sta. Justa observa-se, pontualmente, icnofósseis de *Cruziana*, em relevo, o que confirma a inversão das camadas (Teixeira, *et al* 1969). A presença frequente de *Skolithos* ao longo dos afloramentos indica deposição em ambiente marinho litoral.

À escala microscópica os grãos de quartzo apresentam uma extinção ondulante pouco acentuada (figura 27a) e uma recristalização junto às fronteiras dos grãos, geralmente incipiente, a qual não chega a mascarar os contornos destes (figura 27b); estes mecanismos que têm vindo a ser descritos para a generalidade dos quartzitos ordovícicos do autóctone da Zona Centro Ibérica (Mateus *et al*, 2001).



**Figura 27-** Lâmina delgada da amostra A02. **a-** Pleocroísmo ondulante dos grãos de quartzo; **b-** vestígios de recristalização dos grãos de quartzo; **c-** fracturas transgranulares e intragranulares em grãos de quartzo.

Um outro tipo de mecanismos de deformação também importantes durante o processo de dobramento, são estruturas frágeis observáveis em lâmina delgada (figura 27c); trata-se de fracturas transgranulares e intragranulares entre os grãos de quartzo

que têm sido referidas como sendo um mecanismo de deformação frequente nos quartzitos armoricanos da Zona Centro-Ibérica (Mateus *et al*, 2001).

A generalidade das microestruturas que acabaram de ser descritas, foram também consideradas como mecanismos de deformação importantes nos quartzitos ordovícicos das Astúrias (Blenkinsop, 1987; in Dias, *et al* 2008).

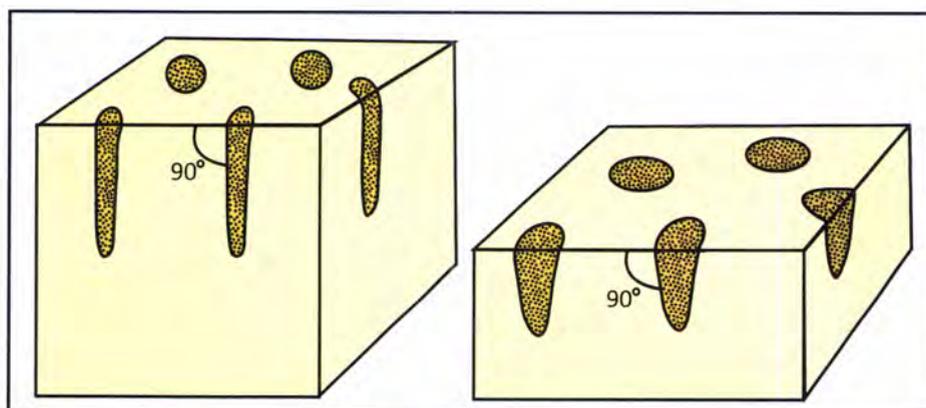
### 3.2. Mecanismos de dobramento nos quartzitos

A interpretação dos mecanismos de deformação que estiveram activos durante o processo de dobramento não é um processo linear se apenas se dispuser da geometria dos leitos; com efeito formas semelhantes podem ter sido obtidas por processos muito diferentes (*e.g.* Twiss & Moores, 1992). O conhecimento do padrão de deformação interna dos leitos, isto é, a forma como os elipsóides de deformação se dispõem nos leitos dobrados é um auxiliar precioso na compreensão dos processos de dobramento, pois permite normalmente constranger os mecanismos possíveis (*e.g.* Ramsay, 1967). No entanto, a interpretação dos padrões obtidos deve ser feita com cuidado, visto a forma como os elipsóides obtidos se distribuem, pode ser o resultado da conjugação de uma série de processos de deformação diferentes (Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 2008). Por isto, a interpretação dos processos de deformação que estiveram activos nos leitos quartzíticos presentes na área estudada implica conhecer os mecanismos fundamentais de dobramento de leitos competentes, pois só assim será possível qualquer tentativa de compreensão dos resultados obtidos.

Para explicar a formação das dobras em materiais competentes têm sido propostos vários mecanismos (Ramsay, 1967; Hobbs, 1961; Price & Cosgrove, 1990; Twiss, & Moores 1992; Huddleston & Lan 1993). A diferença fundamental entre eles reside essencialmente na forma como as camadas do material rochoso respondem às tensões aplicadas durante a formação da dobra.

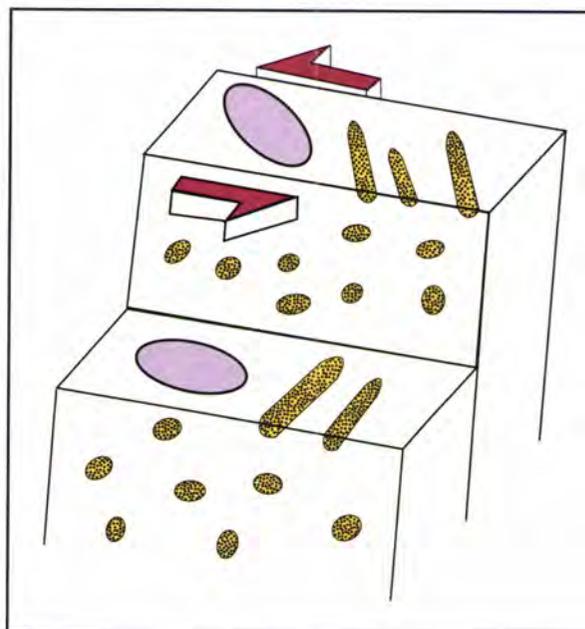
No entanto, a compreensão da deformação dos quartzitos armoricanos da Apúlia não pode ser compreendida tendo em consideração apenas os mecanismos de dobramento. Com efeito, os elipsóides de deformação obtidos (qualquer que seja o método de quantificação ou os marcadores de deformação utilizados) reflectem igualmente a actuação da compactação diagenética inicial durante a qual o volume/espessura dos sedimentos são reduzidos devido ao incremento da tensão litoestática induzida pela acumulação contínua de material durante o processo de sedimentação (figura 28). É de salientar, por ser significativo para a região em estudo, que a compactação diagenética não provoca a deflexão dos *Skolithos* embora, não só a

forma dos grãos de quartzo mas também a relação espacial entre eles sejam afectadas o que evidentemente afecta os elipsóides de deformação obtidos.



**Figura 28-** Esquema ilustrativo da forma como a compactação diagenética afecta icnofósseis do tipo *Skolithos*.

Para além da complexidade de interpretação induzida pela possibilidade de coexistência de diferentes mecanismos na produção dos leitos dobrados, existe um problema suplementar que resulta da possibilidade de existência de heterogeneidades da deformação mesmo em posições estruturais semelhantes (*e.g.* num mesmo flanco). A existência de heterogeneidade pode levar também a que bancadas adjacentes e paralelas apresentem comportamentos distintos, situação induzida por processos de partição da deformação. A zona da Apúlia tem a grande vantagem das rochas aflorantes possuírem frequentemente marcadores de deformação (os *Skolithos*) adequados para a visualização macroscópica dos fenómenos de partição (figura 29).



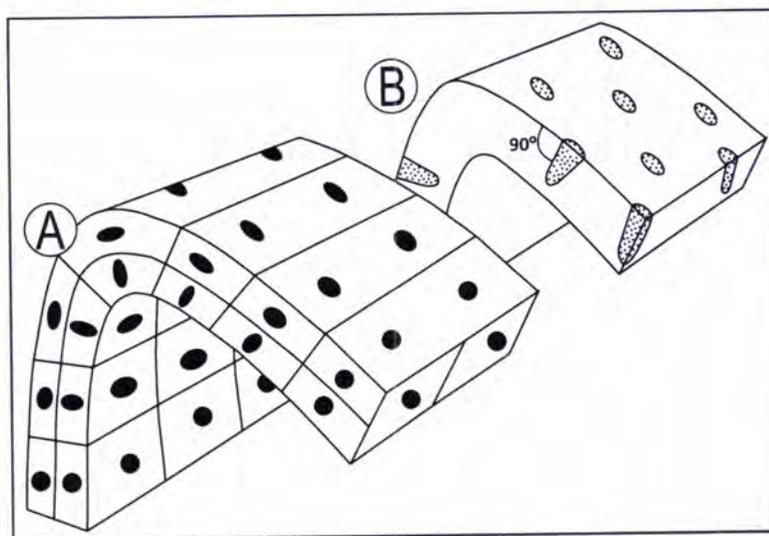
**Figura 29-** Representação esquemática dos processos de partição da deformação nos quartzitos da Apúlia revelada pela deflexão diferencial dos *Skolithos* (Dias, 1994).

A existência destes marcadores é pois extremamente importante para compreender o processo de dobramento das rochas. Com efeito, foi já referido que o conhecimento da distribuição interna da deformação nas camadas é um elemento fundamental para perceber qual o mecanismo de dobramento actuante (Twiss & Moores, 1992). Nos quartzitos do Ordovícico, os tubos dos *Skolithos* revelam-se marcadores de deformação muito úteis (Dias, *et al* 1994) devido ao conhecimento da sua geometria no seu estado não deformado. No entanto, algumas estruturas sin-cinemáticas (*e.g.* boudins, veios de quartzo, estrias ou lineações), também podem ser muito úteis para restringir os possíveis padrões de deformação complementando a informação.

Os modelos teóricos existentes para a deformação numa dobra paralela assumem a possibilidade de existência de dois processos principais (Ramsay, 1967; Hobbs, 1961; Price & Cosgrove, 1990; Twiss & Moores 1992; Huddleston & Lan 1993) dobramento tangencial longitudinal (também conhecido como flexura ortogonal) e dobramento flexural.

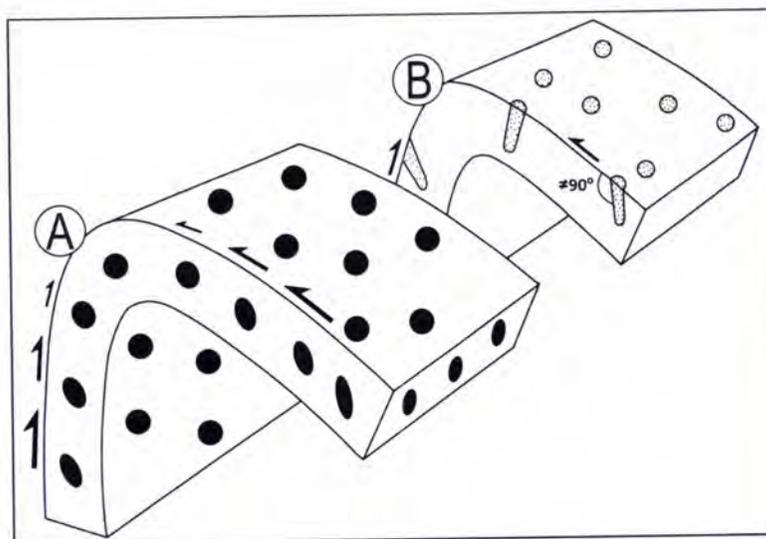
No dobramento tangencial longitudinal existe (figura 30A) um arco externo que sofreu extensão ao qual se contrapõe um arco interno que sofreu encurtamento; entre

os dois desenvolve-se uma superfície de deformação neutra. Este processo implica que a deformação se concentre na zona de charneira, ficando os flancos praticamente indeformados. A deformação interna neste tipo de dobras leva a que o ângulo entre a estratificação e os tubos dos *Skolithos* ( $\alpha$ ) se mantenha próximo de  $90^\circ$  (figura 30B), não ocorrendo por isso a deflexão destes icnofósseis.



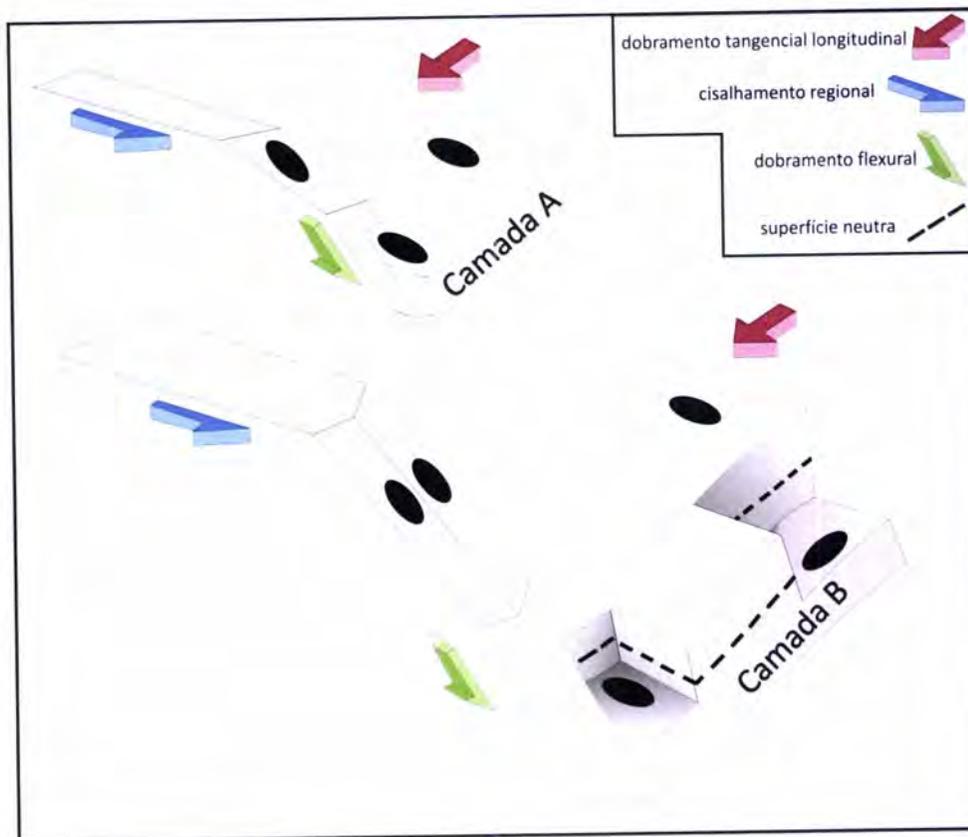
**Figura 30-** Dobramento tangencial longitudinal. A- padrão de deformação finita; B- comportamento dos *Skolithos* (extraído de Dias & Ribeiro, 2008).

O outro mecanismo de dobramento é o flexural, também conhecido por dobramento cisalhamento flexural (figura 31). Neste processo uma dobra modifica o seu perfil essencialmente devido à actuação de um mecanismo de cisalhamento simples actuando paralelamente aos seus flancos; este processo induz uma distorção interna das camadas de tal forma que os eixos maiores das elipses da deformação se tornam divergentes a partir das charneiras (figura 31A). Este mecanismo também pode ocorrer durante o dobramento de uma sequência de camadas competentes geralmente intercaladas com outras de menor espessura e menos resistentes à deformação. Este processo de deformação tem sido considerado importante no dobramento dos quartzitos ordovícicos do autóctone da Zona Centro-Ibérica (ver Dias & Ribeiro, 2008). O dobramento flexural implica já uma deflexão dos *Skolithos* (figura 31B), logo  $\alpha$  (ângulo entre a estratificação e os tubos dos *Skolithos*) será diferente de  $90^\circ$  excepto na zona de charneira onde a relação de ortogonalidade se mantém.



**Figura 31-** Dobramento flexural. **A-** padrão de deformação finita; **B-** comportamento dos *Skolithos* (extraído de Dias & Ribeiro, 2008).

Embora os modelos referidos anteriormente tenham inicialmente sido descritos para situações bidimensionais, isto é, como versões simplificadas do comportamento mais complexo que existe na natureza, eles têm sido amplamente utilizados quando se tenta compreender os processos de dobramento. Alguns trabalhos têm sido feitos para alargar estes modelos para as três dimensões (Twiss, *et al* 1992), inclusive tentando perceber a sua adaptação a regimes de dobramento transpressivos (*e.g.* Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 1995; Dias & Ribeiro, 2008) situações em que os padrões de deformação podem ser bastante complexos (figura 32).

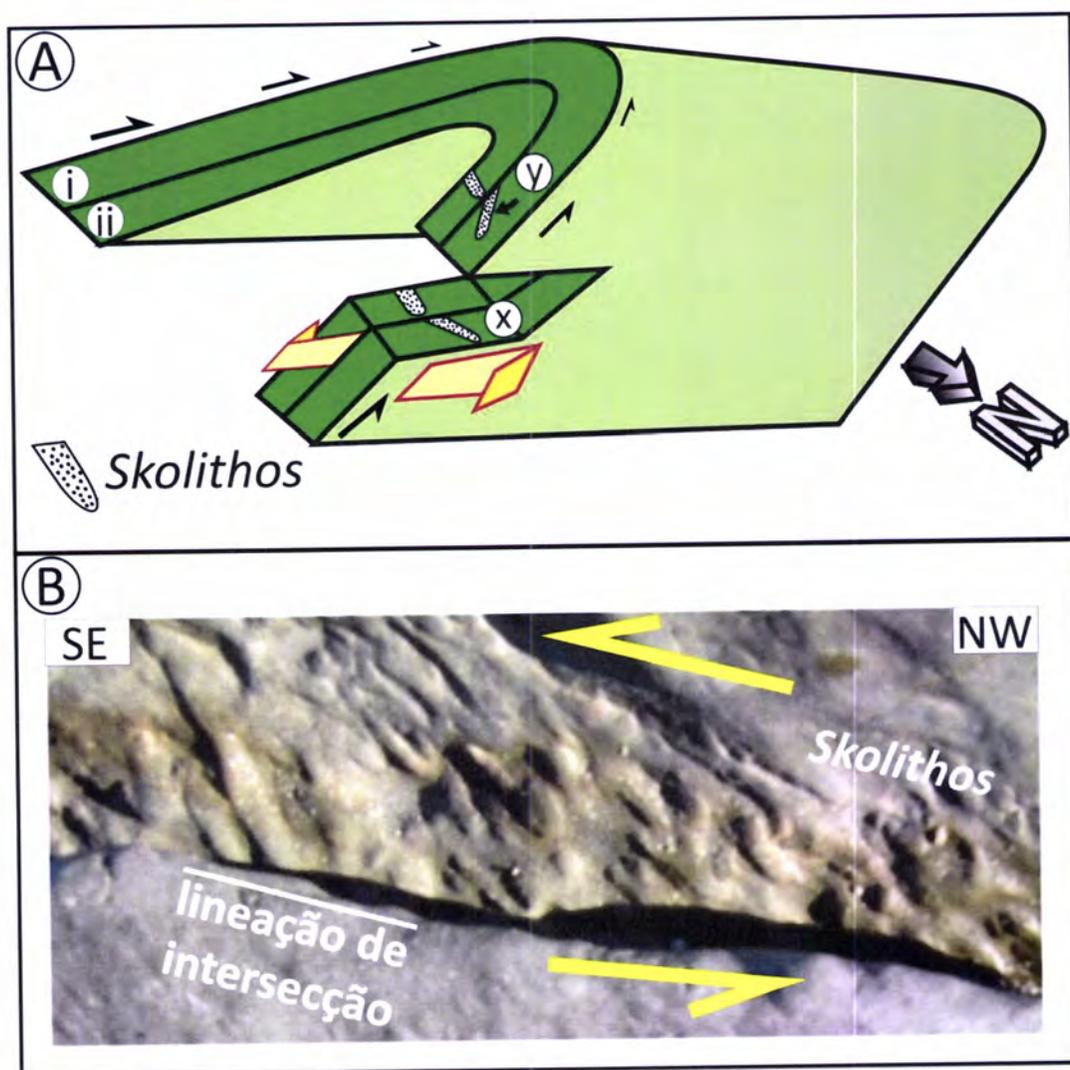


**Figura 32-** Padrões de deformação complexos dos eixos maiores dos elipsóides de deformação finita e mecanismos de deformação activos no dobramento de camadas competentes em regime transpressivo (adaptado de Dias & Ribeiro, 2008).

No entanto mesmo quando o padrão de deformação é conhecido, ele pode ser claramente insuficiente para a compreensão completa dos mecanismos de dobramento que estiveram activos, principalmente em situações de dobras geradas por transpressão.

Deste modo, a compreensão dos mecanismos de dobramento que poderão ter estado activos numa região, implica o conhecimento da evolução geodinâmica da região em causa. Na zona da Apúlia a deformação varisca terá sido induzida, como já foi referido, pela actuação de um regime transpressivo regional com uma cinemática esquerda. O comportamento dos *Skolithos* pode por si só fornecer informações importantes relativas aos mecanismos activos. Com efeito, é de pensar que a deflexão dos *Skolithos* da sua relação inicial de ortogonalidade pode ser devida, quer à influência do cisalhamento esquerdo regional, quer da eventual componente de cisalhamento flexural associada ao processo de dobramento (pois o mecanismo de

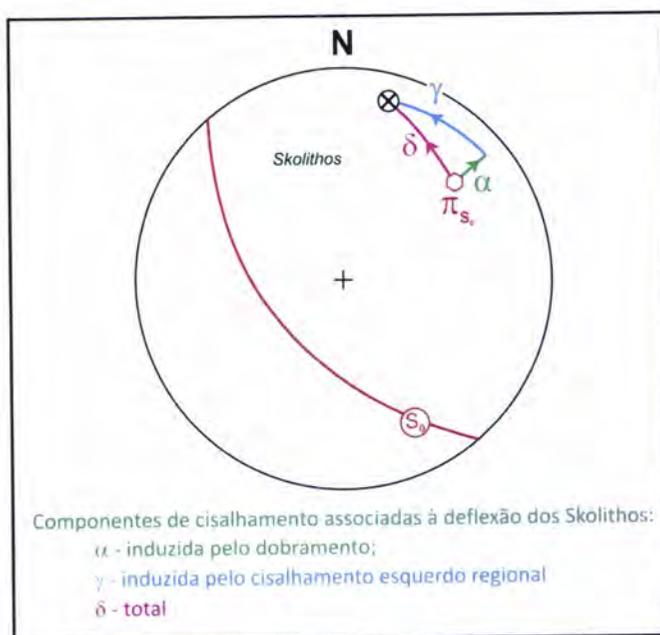
dobramento tangencial longitudinal não implica a variação das relações geométricas entre os *Skolithos* e as camadas). Considerando a localização em pleno flanco inverso de um antiforma vergente para NW (figura 33A), é de esperar que se tivermos um leito no qual os mecanismos referidos anteriormente tenham estado activos (leito *i*, figura 33A) a deflexão espectável devido ao cisalhamento regional será a representada no sector X da referida figura (e também na figura 33B), enquanto a associada ao cisalhamento flexural será a representada no sector Y da mesma figura; como é evidente, num leito que não sofra o efeito de nenhum destes mecanismos os *Skolithos* continuarão sub-perpendiculares às camadas (leito *ii*, figura 33).



**Figura 33-** Dobramento flexural. **A-** representação esquemática tridimensional; **B-** comportamento dos *Skolithos* na área de estudo induzida pela componente de cisalhamento esquerdo regional.

Para cada amostra foi efectuada uma projecção estereográfica (figura 34) em que foi traçado a atitude do plano de estratificação ( $S_0$ ), o pólo de  $S_0$  e a orientação dos *Skolithos* no afloramento. Traçando-se esses dados para todas as amostras, foi possível calcular o ângulo da deflexão dos *Skolithos* induzido pelo dobramento (parâmetro  $\alpha$ ), pelo cisalhamento esquerdo regional (parâmetro  $\gamma$ ) e a deflexão total (parâmetro  $\delta$ ), ou seja, a resultante de ambos os processos.

A medição efectuada dos ângulos relacionados com as diversas componentes de cisalhamento expressas pela deflexão dos *Skolithos*, possibilitará uma melhor compreensão dos resultados. Com efeito, a forma como os *Skolithos* se afastam da perpendicularidade da estratificação (isto é, da relação geométrica inicial), pode fornecer informações importantes sobre os mecanismos de deformação atenuantes na região.

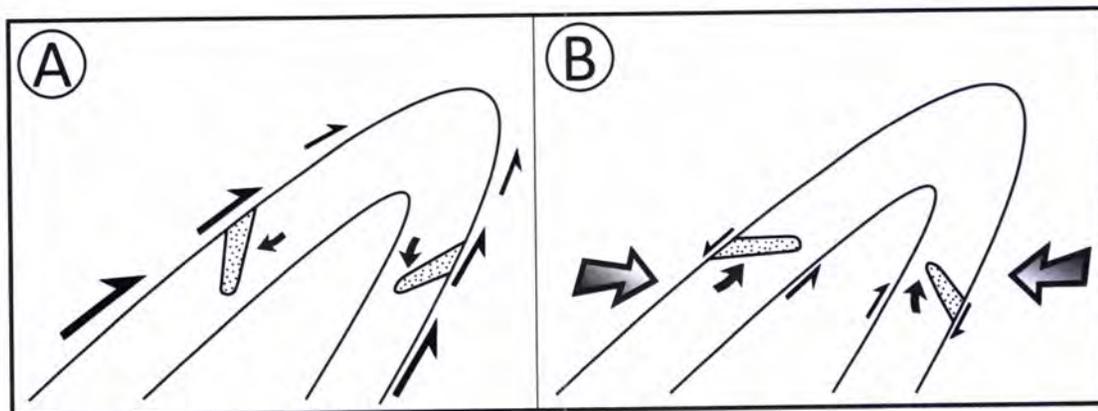


**Figura 34-** Relações angulares entre os *Skolithos* e o pólo da estratificação.

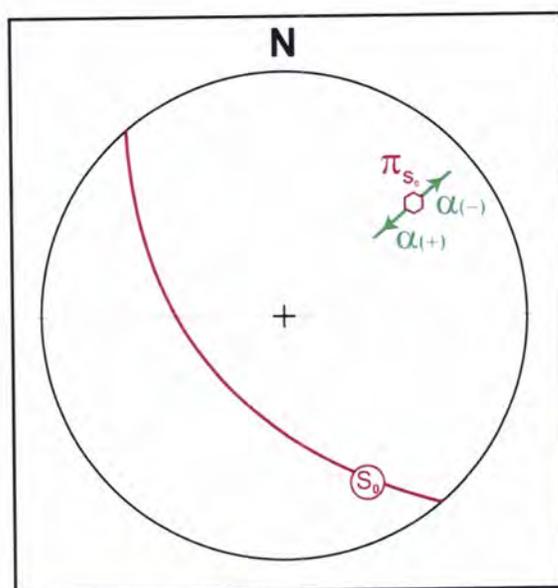
No entanto, os parâmetros angulares definidos anteriormente podem assumir valores negativos ou positivos dependendo do sentido em que ocorre a deflexão. No caso da Apúlia a influência do cisalhamento esquerdo regional é predominante, razão pela qual a deflexão associada ao parâmetro  $\gamma$  (e, por conseguinte ao  $\delta$ , que é profundamente influenciado por ele; ver figura 34) se faz sempre no sentido indicado na figura 34 que, foi por isso considerado como positivo; o facto de  $\gamma$  nunca assumir

valores negativos mostra que a componente de cisalhamento esquerda regional afecta a região de uma forma penetrativa, embora o possa fazer de uma forma heterogênea.

No caso do ângulo  $\alpha$ , a situação é mais complexa pois este parâmetro estará essencialmente associado a mecanismos de formação da dobra, quer seja ao cisalhamento flexural (figura 35A), ou ao achatamento desta (figura 35B); pode por isso assumir valores positivos ou negativos (figura 36).



**Figura 35-** Relação entre os *Skolithos* e os flancos de uma dobra quando os mecanismos predominantes são; **A-** cisalhamento flexural; **B-** achatamento da estrutura.



**Figura 36-** Indicação da convenção utilizada para determinação do valor do ângulo da deflexão dos *Skolithos* induzido pelo dobramento ( $\alpha$ ).

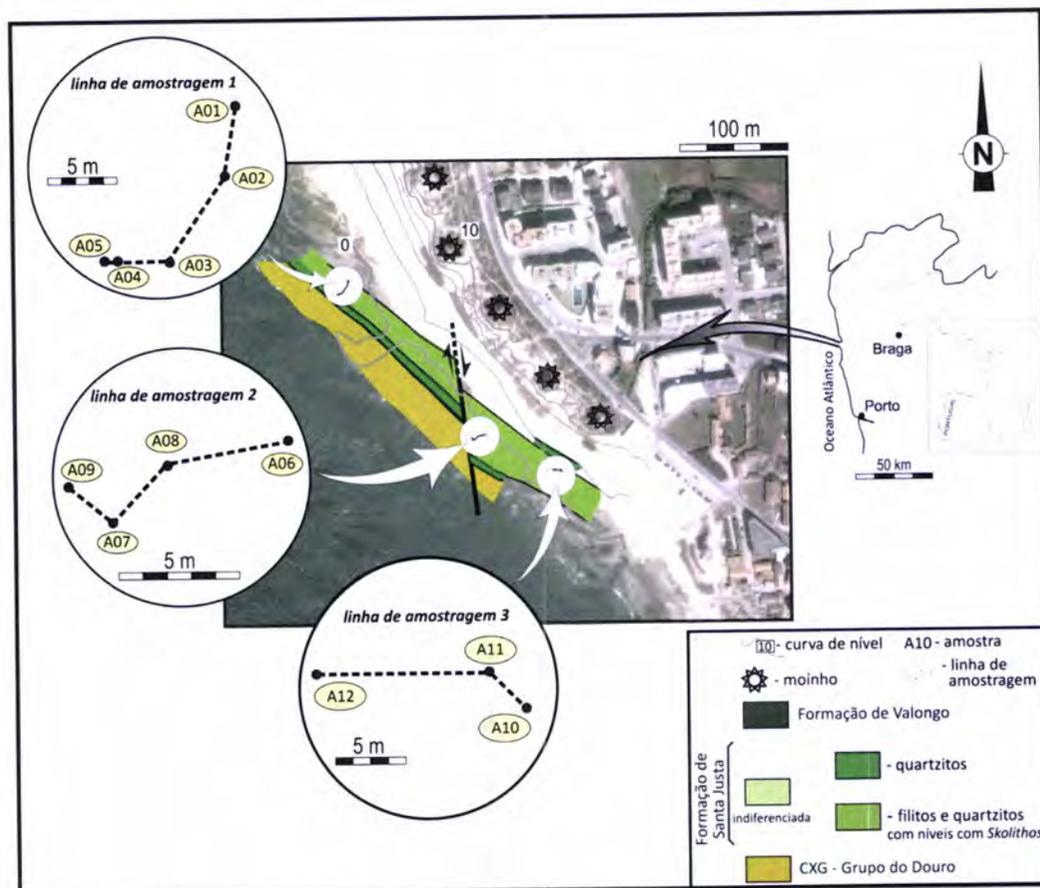
### 3.3. Quantificação da deformação

A escolha dos métodos a utilizar na quantificação da deformação dos materiais rochosos depende de vários factores como já foi referido no presente trabalho, destacando-se a litologia, a existência de marcadores da deformação e a distribuição destes marcadores. Os critérios de selecção dos métodos utilizados dependem evidentemente das litologias aflorantes que, na região da Apúlia são essencialmente quartzitos constituídos por um agregado de partículas maioritariamente de grãos de quartzo pouco deformados (figura 27). O outro factor determinante para a escolha dos métodos quantificação da deformação foi a presença frequente de *Skolithos*, com uma distribuição não aleatória, bem preservados.

O conjunto de métodos que utiliza a determinação da distribuição espacial de centros de partículas e a forma e orientação dos objectos, são o de Fry e o de  $Rf/\phi$  respectivamente. Neste trabalho optou-se por trabalhar com a versão normalizada do método de Fry (Erslev, 1988) para obter melhores definições do vazio central.

#### 3.3.1. Amostragem

A amostragem para o estudo de quantificação da deformação na sequência monoclinial NW-SE dos Quartzitos Armorianos da zona da praia da Apúlia foi extremamente criteriosa, devido às limitações inerentes aos métodos. Dado que o estado de deformação finita é um resultado da acumulação de efeitos sofridos pelas rochas, a colheita de amostras foi realizada com grande precaução, tendo-se dividido a área em três linhas de amostragem distintas (figura 37), uma delas na parte ocidental dos afloramentos, nas proximidades do cisalhamento direito NNW-SSE e a última na parte oriental. Todas as amostras foram recolhidas apenas no flanco inverso da dobra regional descrita por Pereira *et al*, 1989 visto ser o único que aflora aqui. No total das três linhas de amostragem foram recolhidas 12 amostras (identificadas de A01 a A12), utilizando-se também os dados de quantificação finita existentes para as amostras Ap1 e Ap2 (Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 1998).



**Figura 37-** Esboço geológico da região estudada com a indicação dos locais de amostragem no monoclinal da praia da Apúlia.

As amostras foram escolhidas tendo essencialmente em consideração o comportamento geométrico dos *Skolithos*. Com efeito, em virtude de um dos objectivos fundamentais deste trabalho ser a compreensão dos processos de partição da deformação as amostras foram seleccionadas de forma a ter-se uma gama variada de situações, especialmente no que diz respeito ao parâmetro associado à componente de cisalhamento esquerdo regional ( $\gamma$ ; figura 34; a tabela 03 resume os valores dos parâmetros  $\alpha$ ,  $\gamma$  e  $\delta$  para todas as amostras recolhidas). As amostras com as referências A04, A05, A06, A07 e A11, foram colectadas em bancadas onde a componente de cisalhamento esquerdo regional é mais significativa (valor de  $\gamma$  superior a  $32^\circ$ ), enquanto as amostras A01, A08, A09 e A12, foram recolhidas nas camadas onde a deflexão dos *Skolithos* é menor, ou seja, a componente de cisalhamento é menos expressiva (valor de  $\gamma$  inferior a  $12^\circ$ ); no que diz respeito às amostras A02, A03 e A10 elas foram seleccionadas em bancadas em que o

cisalhamento regional esquerdo teve uma importância intermédia (valores de  $\gamma$  entre  $12^\circ$  e  $32^\circ$ ).

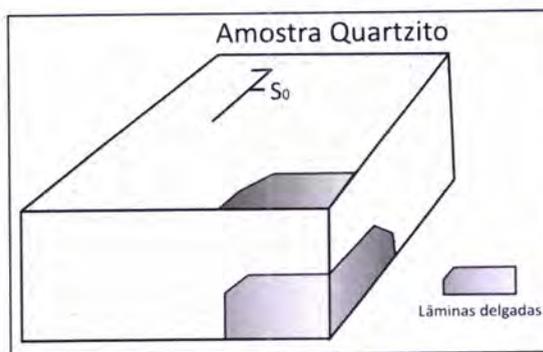
**Tabela 03**

Parâmetros  $\alpha$ ,  $\gamma$  e  $\delta$  das amostras recolhidas na sequência monoclinial NW-SE dos Quartzitos Armoricanos da zona da Apúlia.

Amostras	$\alpha$	$\gamma$	$\delta$
A01	$06^\circ$	$11^\circ$	$13^\circ$
A02	$00^\circ$	$15^\circ$	$15^\circ$
A03	$-13^\circ$	$19^\circ$	$22^\circ$
A04	$-32^\circ$	$41^\circ$	$51^\circ$
A05	$-08^\circ$	$32^\circ$	$34^\circ$
A06	$58^\circ$	$42^\circ$	$67^\circ$
A07	$28^\circ$	$54^\circ$	$58^\circ$
A08	$18^\circ$	$09^\circ$	$20^\circ$
A09	$05^\circ$	$12^\circ$	$12^\circ$
A10	$12^\circ$	$14^\circ$	$19^\circ$
A11	$34^\circ$	$38^\circ$	$49^\circ$
A12	$16^\circ$	$05^\circ$	$16^\circ$
Ap1	$29^\circ$	$07^\circ$	$31^\circ$
Ap2	$40^\circ$	$51^\circ$	$62^\circ$

No caso das amostras Ap1 (com componente de cisalhamento esquerdo regional pouco significativa) e Ap2 (componente de cisalhamento esquerdo regional importante) são pertencentes a dados publicados anteriormente (Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 1998) razão pela qual foi possível estimar os parâmetros sendo por isto incluídas neste estudo.

Todas as amostras recolhidas foram orientadas geralmente pelo plano de estratificação, tendo a partir de cada uma sido feito três lâminas delgadas orientadas segundo secções perpendiculares entre si (figura 38).



**Figura 38-** Esquema das secções orientadas cortadas em cada amostra.

De cada uma das lâminas delgadas forma feitas microfotografias em luz polarizada e nicóis cruzados (*e.g.* figuras 12B e 27) para melhor definição dos contornos de grãos individuais. Foram seleccionadas todas as lâminas, visto que na área em estudo a recristalização não é muito acentuada ao contrário que acontece nos quartzitos Armoricanos de alguns sectores da Zona Centro-Ibérica (*e.g.* Serra do Marão e Portalegre; Dias, 1994).

Tendo em vista a quantificação da deformação tridimensional, o facto dos *Skolithos* só puderem ser utilizados em secções paralelas à estratificação (ver capítulo 2.5) impossibilita a sua utilização como marcadores da deformação para o cálculo de elipsóides de deformação. Por outro lado, os valores de deformação obtidos utilizando o método de  $Rf/\phi$  em grãos de quartzo da valores substancialmente inferiores ao de *Fry* (tabela 01) o que mostra que são menos sensíveis aos vários mecanismos de deformação actuates nos quartzitos, uma situação que já tinha sido referida anteriormente (Dias, 1994). Deste modo optou-se, como já foi referido, pela utilização do método de *Fry* normalizado nos grãos de quartzo como metodologia mais adequada para os objectivos deste trabalho; uma opção que já tinha sido tomada nos estudos de quantificação da deformação realizados nos quartzitos ordovícicos da Zona Centro-Ibérica (ver Dias & Ribeiro, 2008 e referências aí citadas).

Para além da apresentação individual dos parâmetros associados aos elipsóides estimados neste trabalho (utilizando a abordagem proposta por De Paor; 1988), é extremamente importante a compreensão dos resultados. Tendo sempre presente o estado de deformação heterogénea devido aos diferentes mecanismos de

deformação, a análise dos elipsóides realiza-se essencialmente em termos da sua orientação (capítulo 3.3.2) e forma (capítulo 3.3.3).

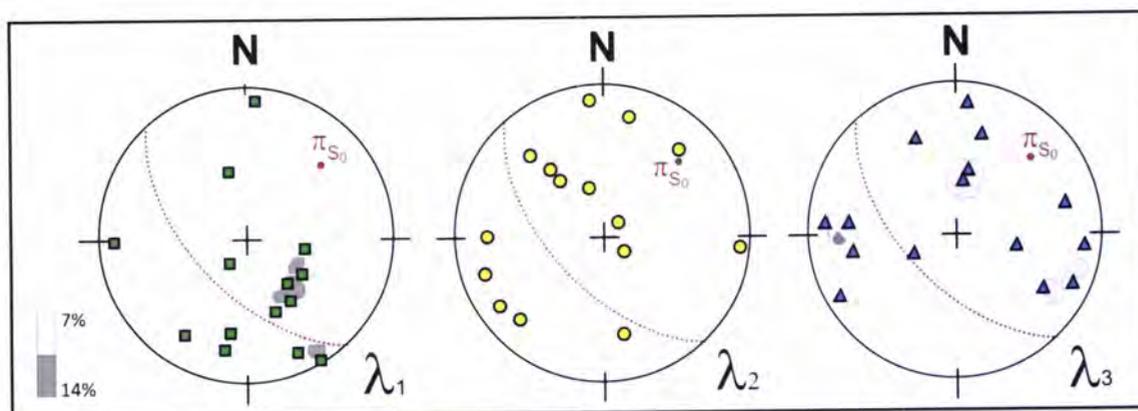
### 3.3.2 - Orientação dos elipsóides de deformação finita

Neste capítulo aborda-se a orientação dos eixos principais dos elipsóides de deformação finita estimados para o sector da Apúlia (tabela 04 e figura 39), em que o  $\lambda_1$  (lambda 1),  $\lambda_2$  (lambda 2), e  $\lambda_3$  (lambda 3) representam o eixo maior, intermédio e menor dos elipsóides, respectivamente.

**Tabela 04**

Orientação dos elipsóides de deformação finita do sector da Apúlia.

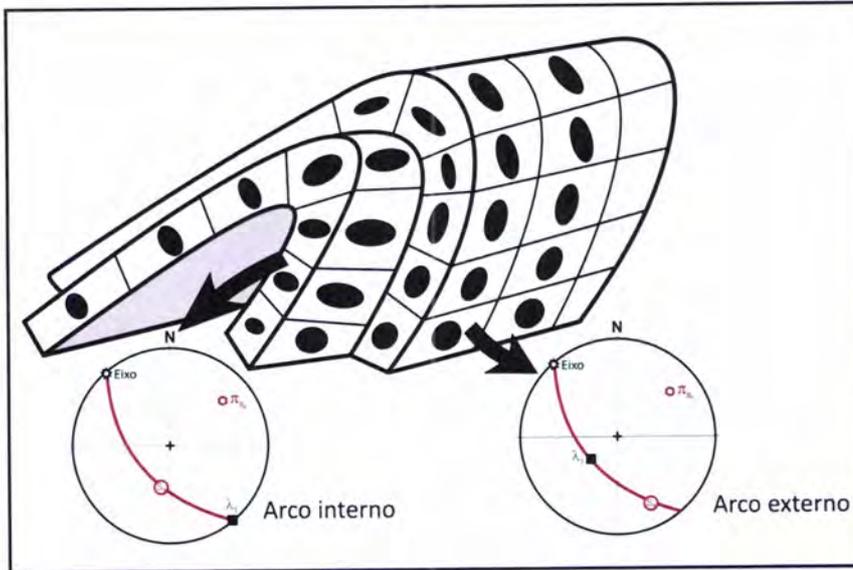
Amostra	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$\lambda_3$
A01	52°,S55°E	14°,S55°W	35°,N24°W
A02	33°,S10°W	53°,N41°W	25°,N78°E
A03	72°,S32°W	08°,S83°E	16°,N6°E
A04	46°,S33°E	22°,S88°W	36°,N16°E
A05	57°,S77°E	12°,N6°W	29°S77°W
A06	54°,N16°W	18°,S44°W	29°,S55°E
A07	11°,S87°W	30°,S10°E	58°,N13°E
A08	22°,S32°W	30°,N45°W	55°,S74°E
A09	44°,S20°E	44°,N40°W	13°,S64°E
A10	55°,S40°E	22°,N14°E	28°,N87°W
A11	11°,N4°E	74°,S48°E	12°,N87°W
A12	15°,S23°E	15°,S71°W	64°,N10°E
Ap1	02°,S30°E	80°,N59°E	10°S60°W
Ap2	22°,S11°W	65°,N20°W	13°,S82°E



**Figura 39-** Projecção estereográfica e diagrama de contornos, com as orientações dos eixos principais dos elipsóides de deformação finita estimados para o sector da Apúlia; a vermelho encontram-se os dados referentes à atitude de  $S_0$ .

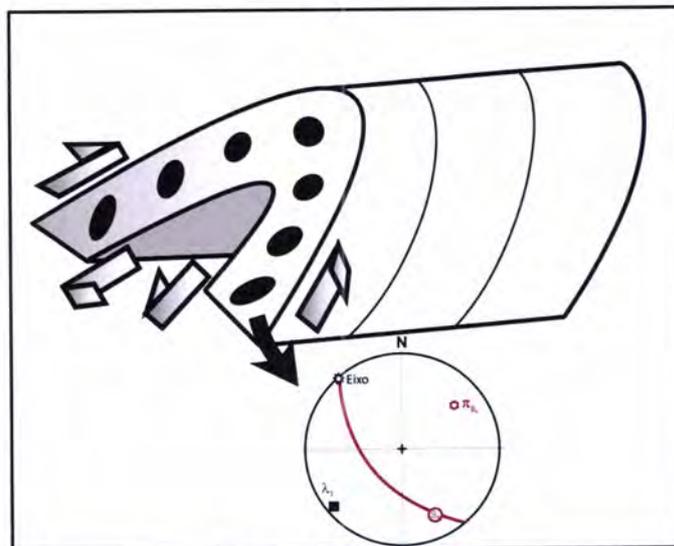
Na análise destes dados observa-se que existe uma enorme dispersão acentuada dos valores, o que não será de estranhar tendo em consideração a possibilidade de coexistência de vários mecanismos de deformação (confrontar, por exemplo com a figura 32). A interpretação destes dados obriga por isso à compreensão das orientações dos elipsóides que seriam previsíveis para cada um dos mecanismos, o que implica a adaptação das figuras 30 e 31 ao caso da Apúlia. Esta adaptação será feita essencialmente tendo em consideração o eixo maior do elipsóide de deformação ( $\lambda_1$ ) visto ser aquele que mais facilmente é correlacionável com os mecanismos de deformação (Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 2008).

No caso do anticlinal de primeira ordem ter sido obtido por um mecanismo de dobramento tangencial longitudinal (figura 30) seria de esperar que no flanco inverso da dobra (a situação da Apúlia) os eixos maiores estivessem contidos nos planos da estratificação (figura 40), quer subparalelos ao eixo da dobra (se estivessem abaixo da fibra neutra, ou seja, no arco interno), quer subperpendiculares ao eixo da dobra (se estivessem acima da fibra neutra, ou seja no arco externo); na figura 40 são ainda apresentadas como as duas situações apareceriam em projecção estereográfica.



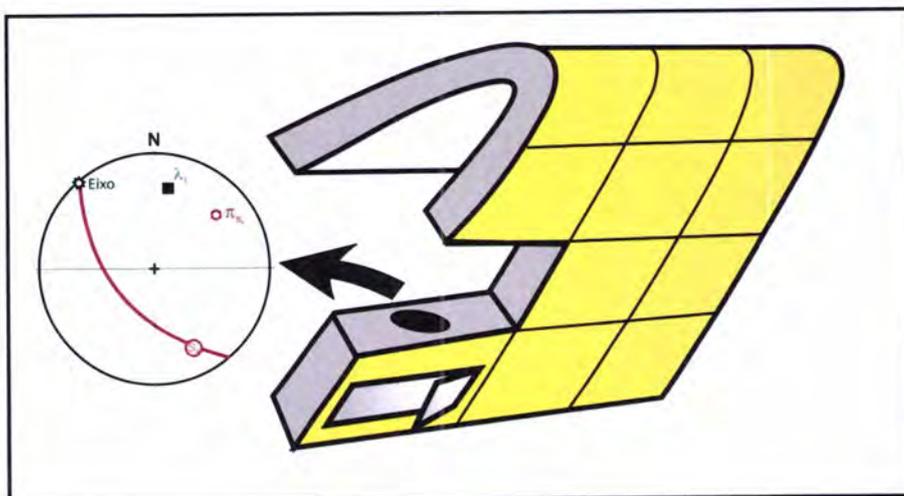
**Figura 40-** Padrão de deformação finita para o anticlinal da Apúlia caso o mecanismo gerador fosse o dobramento tangencial longitudinal e orientações espectáveis dos eixos maiores dos elipsóides para as situações de arco externo e interno.

Numa situação em que o anticlinal foi originado por dobramento flexural (figura 31) é de esperar do ponto de vista teórico que no flanco inverso os eixos maiores dos elipsóides de deformação sejam deflectidos para fora da ortogonalidade com a estratificação, mas mantendo-se sempre num plano subperpendicular ao eixo da dobra (figura 41).



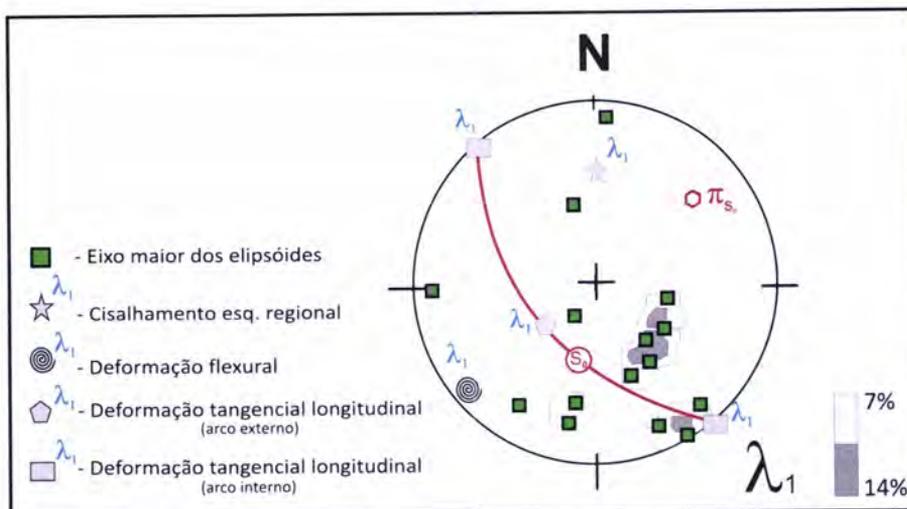
**Figura 41-** Padrão de deformação finita para o anticlinal da Apúlia caso o mecanismo gerador fosse o dobramento flexural e orientações espectáveis dos eixos maiores dos elipsóides.

Se o mecanismo de cisalhamento esquerdo regional fosse único para a formação do anticlinal da zona em estudo, seria de esperar que no flanco inverso os elipsóides estivessem oblíquos ao plano de estratificação sendo deflectidos em direcção a N, tal como representado na projecção estereográfica da figura 42.



**Figura 42-** Padrão de deformação finita para o anticlinal da Apúlia caso o mecanismo gerador fosse apenas o cisalhamento esquerdo regional e orientações espectáveis dos eixos maiores dos elipsóides.

Torna-se agora possível tentar perceber em que medida as orientações dos eixos maiores dos elipsóides de deformação podem contribuir para discriminar entre os vários mecanismos de deformação. A análise da figura 43 mostra que apesar de existir alguma dispersão dos eixos eles tendem a concentrar-se em torno de algumas manchas; conforme referido anteriormente (figuras 40, 41 e 42) este seria o tipo de situação se coexistissem vários mecanismos de deformação afectando os quartzitos da Apúlia.



**Figura 43-** Orientação dos eixos maiores dos elipsóides de deformação finita (incluindo diagrama da densidades), com indicação das orientações expectáveis de acordo com os vários mecanismos de deformação (ver figura 39) e as atitudes de  $S_0$ .

Tendo em vista tentar a interpretação destes dados, começou por se agrupar os eixos maiores dos elipsóides de deformação finita tendo em vista a maior ou menor influência da componente de cisalhamento esquerdo regional (parâmetro  $\gamma$ ); foram considerados 3 grupos (tabela 05):

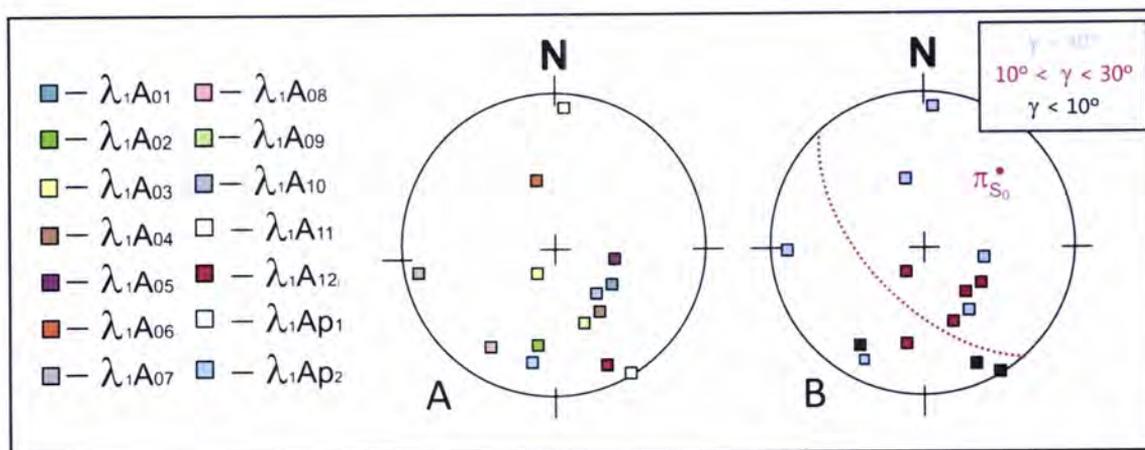
- cisalhamento regional incipiente ( $\gamma$  inferior a  $10^\circ$  - representado pela cor preta);
- cisalhamento regional esquerdo moderado ( $\gamma$  superior a  $10^\circ$  e inferior a  $30^\circ$  - representado pela cor vermelha);
- cisalhamento regional esquerdo acentuado ( $\gamma$  superior a  $30^\circ$  - representado pela cor azul).

**Tabela 05**

Relação entre os eixos maiores dos elipsóides de deformação finita e a componente de cisalhamento esquerda regional

Amostra	$\lambda_1$	$\gamma$	
A01	52°,S55°E	11°	
A02	33°,S10°W	15°	
A03	72°,S32°W	19°	
A04	46°,S33°E	41°	
A05	57°,S77°E	32°	
A06	54°,N16°W	42°	
A07	11°,S87°W	54°	
A08	22°,S32°W	09°	
A09	44°,S20°E	12°	
A10	55°,S40°E	14°	
A11	11°,N4°E	38°	
A12	15°,S23°E	05°	
Ap1	02°,S30°E	07°	
Ap2	22°,S11°W	51°	

Torna-se agora possível separar as orientações dos eixos maiores de acordo com a influência da componente de cisalhamento indicada pelo parâmetro  $\gamma$  (figura 44).



**Figura 44-** Projecção estereográfica dos eixos maiores dos elipsóides de deformação (A) e sua individualização tendo em consideração as classes definidas na tabela 05 (B).

Começando por interpretar os elipsóides associados aos leitos que exibiam uma menor influência da componente de cisalhamento esquerdo regional (elipsóides a preto), seria espectável que eles estivessem de acordo com os mecanismos de dobramento tangencial longitudinal. Com efeito, verifica-se que em dois casos (amostras A12 e Ap1) os eixos maiores tendem a ser subparalelos ao eixo das dobras que é exactamente o que seria de esperar numa situação de arco interno para este tipo de dobramento (figura 40). A terceira situação (A08) apresenta um alto ângulo com o eixo da dobra, que é também o que seria de esperar em dobramento tangencial longitudinal, mas agora numa situação de arco externo (figura 40) só que o facto de não estar paralelo ao plano de estratificação leva a suspeitar da influência de outro mecanismo de deformação; a atitude observada seria a espectável caso houvesse a influência de dobramento flexural (figura 41). Deste modo, verifica-se que no caso das amostras que não apresentavam vestígios da componente de cisalhamento regional, os elipsóides de deformação obtidos estavam orientados de acordo com mecanismos de deformação que excluía também essa componente.

No que diz respeito à orientação dos restantes elipsóide, para os quais a influência do cisalhamento esquerdo é mais importante, destaca-se a existência de um grupo importante com pequena dispersão no qual o eixo maior inclina para SE. Tendo em consideração os mecanismos referidos nas figuras 40, 41 e 42, estes elipsóides podem ser facilmente interpretados pela combinação de situações de arco interno em

dobramento tangencial longitudinal com o cisalhamento regional esquerdo; esta situação parece plausível se tivermos em consideração os valores de  $\gamma$  moderados a altos.

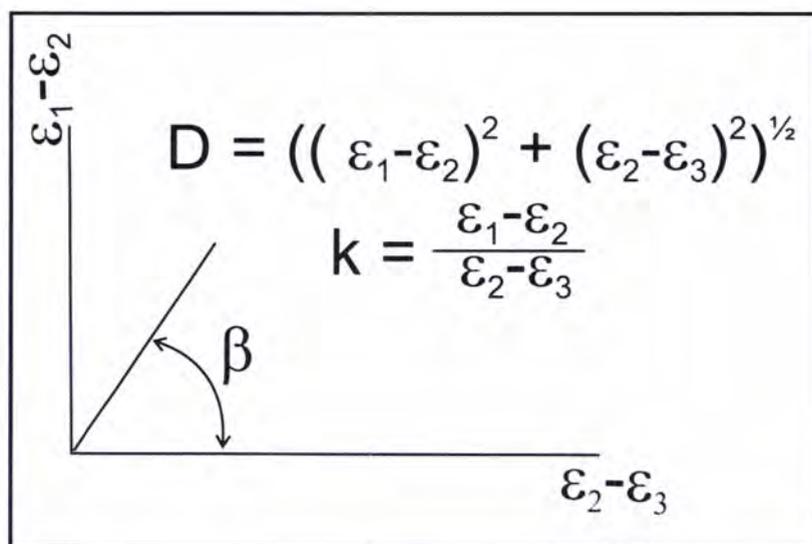
Os mecanismos acabados de propor explicam a quase totalidade dos elipsóides calculados; os casos raros que ficaram de fora representam provavelmente situações mais complexas de combinações de mecanismos de deformação.

No que diz respeito aos padrões de orientação dos restantes eixos principais do elipsóide de deformação ( $\lambda_2$  e  $\lambda_3$ ; figura 39), não se tentou utilizar a sua distribuição para a compreensão dos mecanismos de deformação que estiveram activos no sector em estudo visto a sua interpretação ser normalmente mais complicada (Dias & Ribeiro, 2008).

### 3.3.3. Forma dos elipsóides de deformação finita

Tendo em vista realizar a análise da forma dos elipsóides de deformação finita obtidos para o sector da Apúlia foram calculados uma série de parâmetros que usualmente são utilizados neste tipo de estudos (Ramsay & Huber, 1983), nomeadamente:

- relação axial dos eixos principais do elipsóide ( $\lambda_1/\lambda_2/\lambda_3$ );
- $\beta$  é o ângulo, medido no gráfico logarítmico de Ramsay (figura 45), entre a projecção do elipsóide e o eixo das abcissas;
- K, tal como o parâmetro anterior, indica o tipo de elipsóide, correspondendo à tangente de  $\beta$  (figura 45);
- D corresponde à distância entre a projecção do elipsóide e a origem do sistema de eixos coordenados, a qual está relacionada com a intensidade da deformação sofrida.



**Figura 45-** Parâmetros tridimensionais de deformação utilizados neste trabalho (adaptado de Dias, 1994).

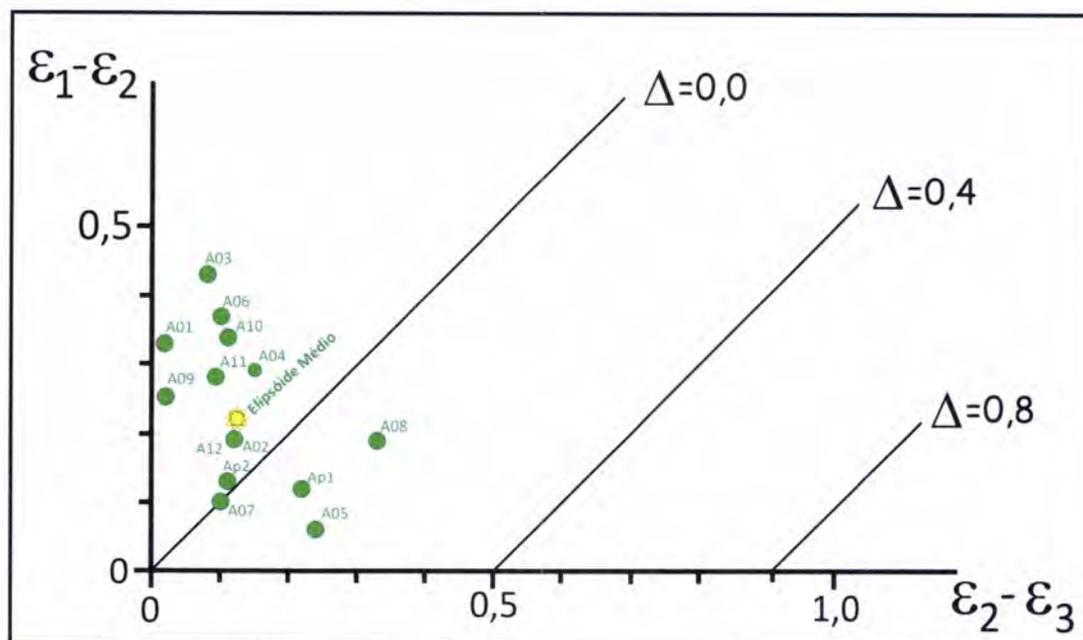
Os valores destes parâmetros para as diversas amostras estudadas encontram-se resumidos na tabela 06. Os valores estimados permitiram a projecção dos elipsóides no gráfico logarítmico de Ramsay (figura 46), especialmente indicado para caracterizar a forma dos elipsóides de deformação (Ramsay & Huber, 1983).

**Tabela 06**

Parâmetros dos elipsóides de deformação obtidos utilizando os grãos de quartzo.

Amostra	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$\lambda_3$	Elipsóide	k	$\beta$	D
A01	1.59	0.81	0.77	1.96:1:0.95	13.31	86°	0.33
A02	1.46	0.99	0.77	1.47:1:0.77	01.54	57°	0.23
A03	1.76	0.74	0.62	2.37:1:0.83	04.89	78°	0.44
A04	1.77	0.98	0.72	1.80:1:0.73	01.91	62°	0.33
A05	1.39	1.23	0.76	1.13:1:0.61	00.25	14°	0.24
A06	1.87	0.89	0.72	2.10:1:0.80	03.50	74°	0.38
A07	1.26	1.02	0.83	1.23:1:0.81	01.02	46°	0.14
A08	1.88	1.28	0.65	1.46:1:0.50	00.56	30°	0.38
A09	1.37	0.82	0.78	1.67:1:0.95	10.26	84°	0.25
A10	1.69	0.85	0.67	1.98:1:0.78	02.88	71°	0.36
A11	1.69	0.95	0.79	1.77:1:0.83	03.12	72°	0.30
A12	1.38	0.94	0.73	1.46:1:0.77	01.51	57°	0.22
Ap1	1.40	1.1	0.70	1.30:1:0.60	00.53	28°	0.26
Ap2	1.30	1.0	0.80	1.30:1:0.80	01.18	50°	0.17

A análise dos resultados mostra que, considerando uma situação em que não tenha havido variação de volume, os elipsóides obtidos nas amostras A01, A02, A03, A04, A06, A09, A10, A11, A12 e Ap2, ou seja, grande parte delas representa uma situação de constrição. As amostras A05, A08 e Ap1 estão representadas por elipsóides oblatos. A amostra restante (A07) fornece indicação de deformação plana, no entanto poderá passar para o campo dos elipsóides do tipo constritivo, se for assumida uma pequena diminuição de volume.

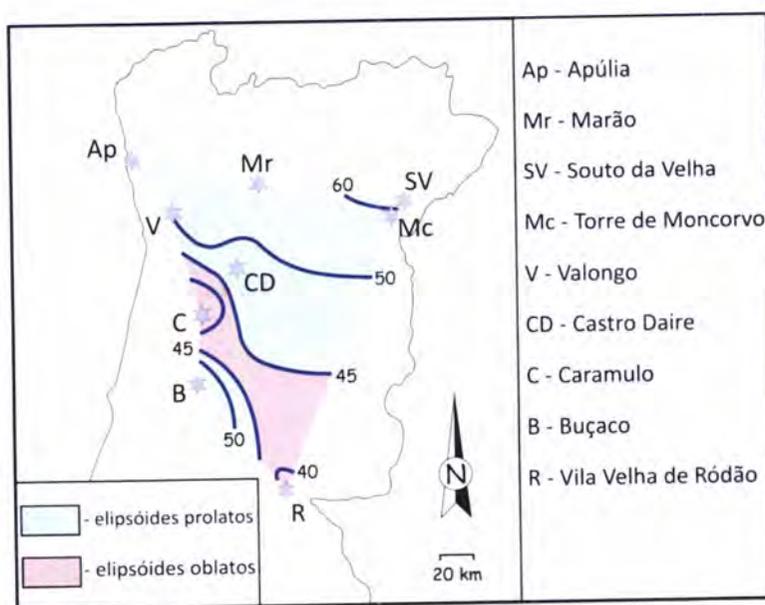


**Figura 46-** Gráfico logarítmico de Ramsay com a projecção dos elipsóides de deformação finita da região da Apúlia.

Deste modo, pode dizer-se que os elipsóides de deformação finita obtidos mostram formas semelhantes às que, de um modo geral, têm vindo a ser obtidas para os sectores setentrionais do autóctone da Zona Centro-Ibérica (Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 2008); com efeito, os elipsóides constritivos são claramente predominantes. Apesar de tudo, verifica-se uma variabilidade bastante grande que vai desde elipsóides francamente constritivos ( $\beta$  superior a  $80^\circ$ ) até formas francamente do tipo oblato ( $\beta$  de  $14^\circ$ ), as quais são contudo raras.

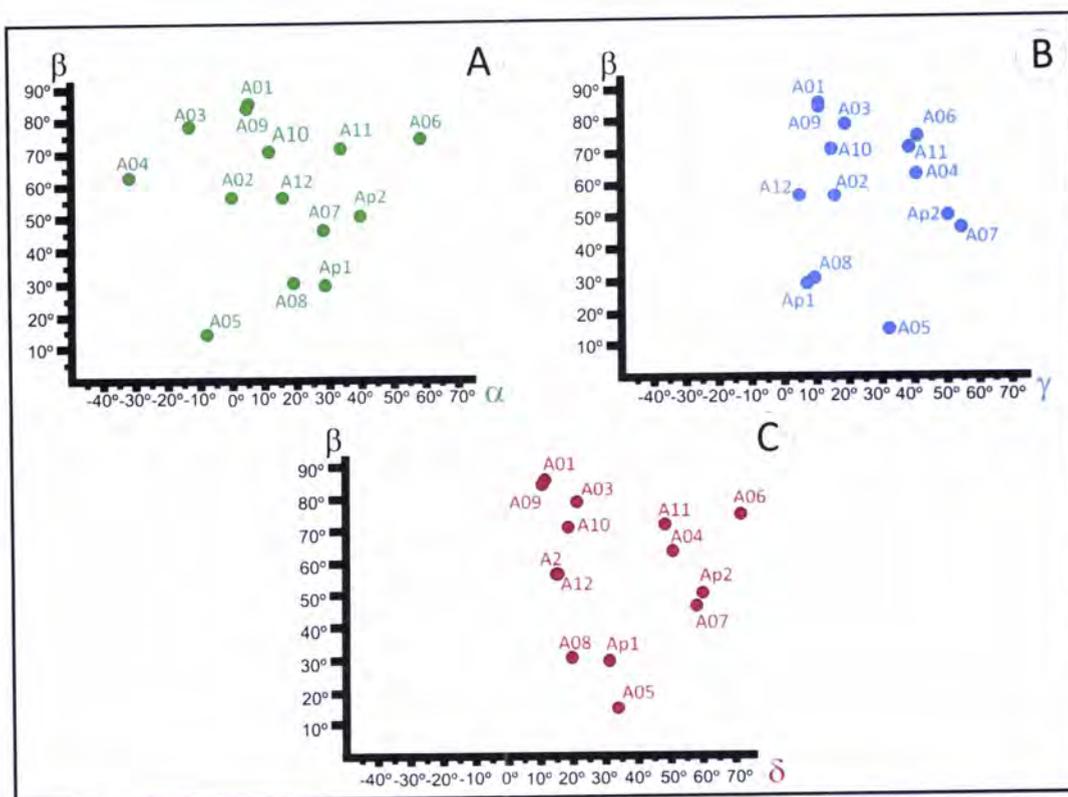
Foi calculado um elipsóide médio ( $K = 1,77$ ;  $\beta = 60^\circ$ ;  $D = 0,26$ ; figura 46) que foi estimado utilizando a técnica da média pesada (Ebdon, 1977) tal como tem vindo a ser utilizada para os estudos realizados no autóctone da Zona Centro-Ibérica (*e.g.* Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 2008), e projectado no gráfico logarítmico de Ramsay (figura 46); estes valores são perfeitamente concordantes com o que tem vindo a ser publicado em trabalhos anteriores (obras citadas) constatando-se que também se trata de um elipsóide constritivo ( $\beta$  de  $60^\circ$ ). Com efeito, dentro da distribuição dos tipos de elipsóides de deformação médios para o autóctone da Zona Centro-Ibérica (figura 47), verifica-se que os dados obtidos coincidem precisamente com o que era espectável

visto terem sido previstos para a zona da Apúlia elipsóides constritivos entre os 50° a 60° do ângulo  $\beta$  (Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 2008). Esta coincidência entre os valores que tinham sido previstos para o elipsóide de deformação médio da Apúlia e os obtidos neste trabalho é particularmente significativo, constituindo um argumento a favor do padrão de deformação estabelecido para o autóctone da Zona Centro-Ibérica (figura 47). É de realçar que uma situação semelhante tinha já acontecido com os elipsóides de deformação determinados para a região de Vila Nova de Foz Côa, onde o valor do elipsóide médio obtido (parâmetro  $\beta$  de cerca de 60°; Búrcio *et al*, 2006) também era próximo do previsto.



**Figura 47-** Padrão das linhas para igual valor de  $\beta$  dos elipsóides médios para o autóctone da Zona Centro-Ibérica (segundo Dias, 1994; Dias & Ribeiro, 2008).

Procurando identificar possíveis correlações entre o tipo de elipsóide e os mecanismos de dobramento e/ou processos de partição da deformação foram realizados diversos gráficos (figura 48) que correlacionam o tipo de elipsóide (reflectido pelo  $\beta$ ) e parâmetros relacionados com as componentes de cisalhamento associadas ao dobramento ( $\alpha$ , figura 48A), ao cisalhamento esquerdo regional ( $\gamma$ , figura 48B) e ao cisalhamento total ( $\delta$ , figura 48C).



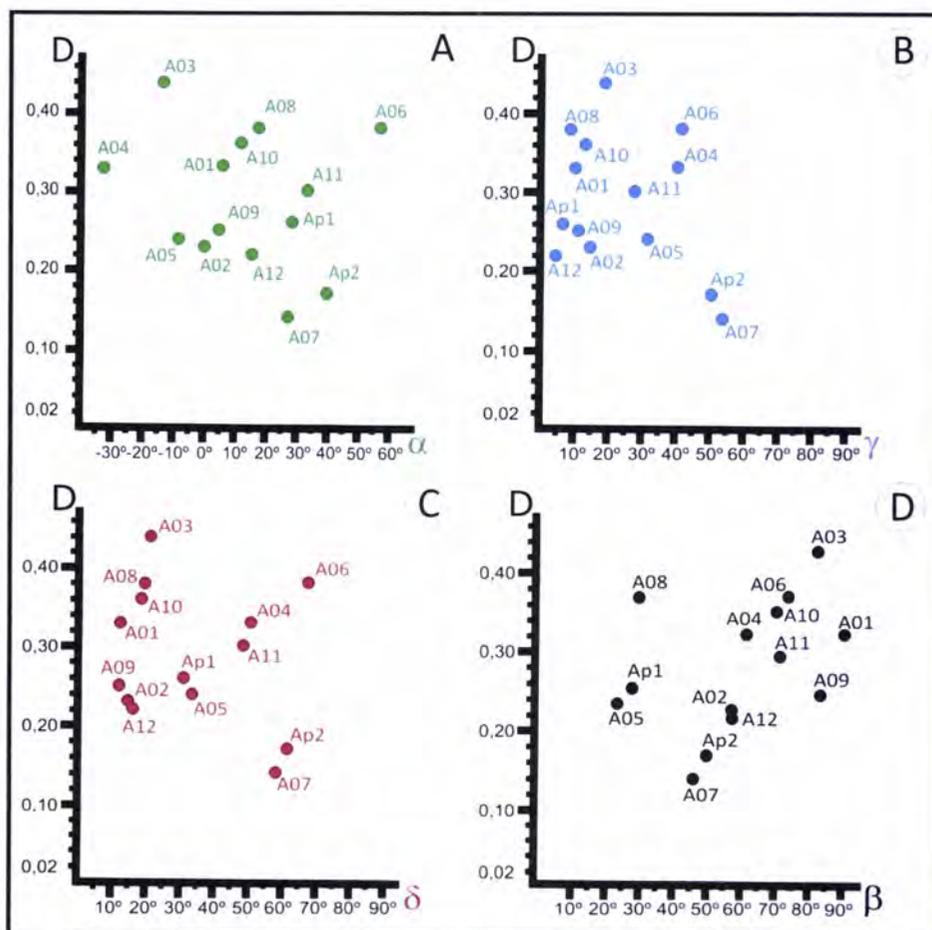
**Figura 48-** Comparação entre o tipo de elipsóide (parâmetro  $\beta$ ) e os parâmetros  $\alpha$  (A),  $\gamma$  (B) e  $\delta$  (C).

Na interpretação dos resultados apresentados na figura 48A, não foi possível evidenciar nenhuma correlação, entre o tipo de elipsóide ( $\beta$ ) e a componente de cisalhamento associada à deflexão dos *Skolithos* induzida pelo dobramento ( $\alpha$ ), ou seja, os valores encontram-se muito dispersos no gráfico, não sendo possível associar as amostras com as bancadas que foram colectadas.

A deformação causada pelo cisalhamento esquerdo regional ( $\gamma$ ) versus tipo de elipsóide também não foi muito conclusiva para o estudo em questão; isto é, existe uma enorme variabilidade de deformação para se poder comparar com o tipo de elipsóide, não é possível estabelecer nenhuma interdependência (gráfico B, figura 48). Por exemplo, as amostras em que os elipsóides estimados foram mais do tipo oblato (A05 e A08) apresentam componentes de cisalhamento  $\gamma$  extremamente variáveis. Os dados deste estudo, não permitem por isso confirmar a ideia (Dias, 1994) de que na região da Apúlia os elipsóides do tipo constritivo estariam associados às bancadas onde a componente de cisalhamento esquerda regional era mais forte.

Finalmente foi procurada alguma correlação entre o tipo de elipsóide e a componente de cisalhamento total (*i.e.* a composição da deformação causada pelo dobramento e o cisalhamento regional,  $\delta$ ) associada à deflexão dos *Skolithos*. Mais uma vez não foi possível tirar qualquer conclusão devido à dispersão dos resultados (figura 48C).

Tentando procurar outras possíveis correlações entre os tipos de elipsóides de deformação finita estimados para os quartzitos da Apúlia, procurou-se agora relacionar a intensidade da deformação (possível de ser aproximada através do parâmetro D; Ramsay & Huber, 1983; ver figura 45), quer com os vários ângulos de cisalhamento (figuras 49 A, B e C), quer com a forma do elipsóide de deformação (figura 49D).



**Figura 49-** Comparação a intensidade de deformação (parâmetro D) e os parâmetros  $\alpha$  (A),  $\gamma$  (B),  $\delta$  (C) e  $\beta$  (D).

Em relação ao gráfico que procura correlacionar a intensidade da deformação com o cisalhamento devido ao dobramento, isto é com o valor de  $\alpha$  (figura 49A) a dispersão dos valores é muito grande não sendo possível estabelecer nenhuma correlação.

No que diz respeito ao gráfico que reflecte a intensidade da deformação com o cisalhamento esquerdo regional (gráfico B da figura 49) verifica-se que, de um modo geral, parece existir uma certa correlação, ou seja, quanto maior é o parâmetro D maior é o ângulo que traduz o cisalhamento regional esquerdo traduzida pelo valor  $\gamma$ ; esta relação torna-se ainda mais nítida se não considerarmos as amostras Ap2 e A07 que apresentam ângulos elevados e intensidade de deformação baixas. No gráfico C da figura 49, não se verifica grande correlação, ou seja, os valores encontram-se muito dispersos, se analisarmos as amostras Ap2 e A07 verifica-se que quanto menor o ângulo da componente do dobramento mais o cisalhamento regional ( $\delta$ ) menor é a intensidade de deformação no entanto esta situação na amostra A06 isso não se verifica.

Já no gráfico que representa a intensidade de deformação com o tipo de elipsóide, isto é, na figura 49D, é possível evidenciar uma correlação linear fraca ( $R^2=0,1576$ ), apesar da elevada dispersão dos valores, entre o tipo de elipsóide (dado pelo parâmetro  $\beta$ ) e o parâmetro D; esta correlação mostra que quanto mais construtivo é o elipsóide maior tende a ser a sua "intensidade" de deformação, situação já referida por Soares *et al* (2010).

## 4. Conclusões

Os dados apresentados permitem uma melhor compreensão dos mecanismos de dobramento em bancadas competentes gerados em regimes transpressivos, com especial destaque para o sector da Apúlia.

Através da comparação efectuada entre os valores estimados pelos vários métodos tornou-se também possível perceber melhor algumas das limitações inerentes aos vários métodos de quantificação da deformação utilizados. Há que salientar que para a aplicação dos métodos na quantificação da deformação finita, é necessária a ocorrência de uma série de factores, tais como, a presença de marcadores de deformação cuja forma original seja conhecida e que estes se devem encontrar (quando se utiliza o método de *Fry*) dispostos no agregado com uma distribuição antiagregante, pois quando se trabalha com marcadores muito afastados os resultados podem ser completamente errados, visto estar-se em presença de agregados muito próximos da distribuição aleatória.

A ausência de correlação entre os cisalhamentos intraleitos quartzíticos e forma do elipsóide de deformação finita, é possível que seja devida à complexidade dos mecanismos de deformação actuantes: compactação diagenética, achatamento diferencial, processos de dobramento (cisalhamento flexural *versus* deformação tangencial longitudinal) e influência do cisalhamento esquerdo regional associado à génese do Arco Ibero-Armoricano. Para a dificuldade do estabelecimento de correlações, também contribuirá o facto da deformação varisca no sector da Apúlia ter originado dobras transectadas, o que mostra um processo de evolução da deformação mais complexo. Esta complexidade reflecte-se também na orientação dos eixos principais dos elipsóides de deformação finita que pode, nalguns casos, ser explicada pela actuação conjunta dos mecanismos de deformação anteriormente referidos.

## 5. Bibliografia

- Ábalos, B., (1992) - Variscan shear-zone deformation of late Precambrian basement in SW Ibéria: implications for circum-Atlantic pré-Mesozoic tectonics. *J. Struct. Geology* 14, 807-823.
- Ábalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Escuder Viruete, J., Gómez Pugnare, M., Lorenzo Alvarez. S., Quesada, C., Rodríguez-Fernández, L., Gil Ibarguchi, J. (2002) - Variscan and Pre-Variscan Tectonics. In: W. Gibbons e T. Moreno (Eds.), *The Geology of Spain*, Geol. Soc. London, 155-183.
- Arenas, R., Rubio Pascual, F.J., Díaz García, F., Martínez Catalán, J.R. (1995). High pressure micro inclusions and development of an inverted metamorphic gradient in the Santiago schists (Ordenes Complex, NW Iberian Massif, Spain): evidence of subduction and syn-collisional decompression. *Journal of Metamorphic Geology* 13, 141–164.
- Blenkinsop, T. (1987) - Mechanisms and conditions of deformation in quartzites from the Cantabrian and West Asturian-Leonese zone, North Spain. Ph.D. Thesis, University of Keele.
- Búrcio, M., Dias., R. & Leal Machado, I., (2006) - Partição da deformação na região de Vila Nova de Foz Côa. VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz (Portugal).
- Coke, C. (2001) - Evolução geodinâmica do ramo sul da Serra do Marão um caso de deformação progressiva em orógenos transpressivos. Tese de doutoramento, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro.
- Crespi, J.M. (1986) - Some guidelines for the practical application of Fry's method of strain analysis, *Journal of Structural Geology* 8 (7), 799-808.
- De Paor, D. (1990) - Determination of the strain ellipsoid from sectional data, *Journal of Structural Geology*, 12, 131-137.

- Dias, R. (1994) - Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro-Ibérica: importância para a compreensão da génese do Arco Ibero-Armoricano. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 113-128, 246, 268.
- Dias, R., (1998) - Estrutura Varisca do autóctone do Terreno Ibérico Português: Uma herança precâmbrica. *Comum. Inst. Geol. Mineiro* 85, 29-38.
- Dias, R. (2003) - FIST; estimação da deformação finita em tectonitos. VI Congresso Nacional de Geologia, Lisboa (Portugal).
- Dias, R., Mateus, A. & Ribeiro, A. (2003) - Strain partitioning in transpressive shear zones in the southern branch of the Variscan Ibero-Armorican Arc. *Geodinamica Acta*, 16, 119-129.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (1991) - Finite-strain analysis in a transpressive regime (variscan autochthon, NE Portugal). *Tectonophysics*, 191, 389-397.
- Dias, R., Ribeiro, A. (1994). Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican Arc. *Journal of Structural Geology* 16 (11), 1543–1544.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (1995) - The Ibero-Armorican Arc: a collisional effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246, 113-128.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (1998) - Interaction between major sinistral wrench faults and coeval folds in a variscan transpressive regime (NE Portugal), *Com. Serv. Geol. Portug.*, 85, 19-27.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (2008) - Heterogeneous strain behaviour in competent layers during folding in transpressive regimes. *Geodinamica Acta*, 21/4, 219-229.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (2010) – O Sector Varisco do Sector Norte de Portugal. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha e J. Kullberg (Eds), *Geologia de Portugal*, Livraria Escolar Editora.

- Diez Balda, M., Vegas, R., Gonzalez Lodeiro, F. (1990) - Autochthonous sequences of Centro Iberian zone: In Dallmeyer, D. and Martinez Garcia, E. (Eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, 172-188.
- Dunne, W.M., C.M. Onasch & R.T. Williams, (1990) - The problem of strain-marker centers and the Fry method: *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 933-938.
- Ebdon, D., (1977) - *Statistics in Geography*. Basil Blackwell, Oxford, 195 p.
- Erslev, E.A., (1988) - Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates: *J Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 201-209.
- Farias, P. (1990) - La geología de la Región del Sinforme de Verín (Cordillera Herciniana, NW de España). Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Serie Nova Terra 2.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L., Martínez Catalán, J., Paolo Macia, J. Rodríguez Fernandez, L., 1987. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galiza Central. *Memória, Fac. Ciênc. Univ. Porto* 1, 411-431.
- Fernández-Suárez, J., Díaz García, F., Jeffries, T.E., Arenas, R., Abati, J. (2003) - Constraints on the provenance of the uppermost allochthonous terrane of the NW Iberian Massif: inferences from detrital zircon U–Pb ages. *Terra Nova* 15, 138–144.
- Fry, N. (1979) - Random point distributions and strain measurements in rocks. *Tectonophysics*, 60, 89-105.
- Genier F. & Epard J. L. (2007) - The Fry method applied to an augen orthogneiss: Problems and results: *Journal of Structural Geology*, v. 27 p. 209-224.
- Gutiérrez Marco, J., San José, M., Pieren, A. (1990) - Post-Cambrian Paleozoic stratigraphy. In: Dallmeyer, R.D., Martinez Garcia, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 160–171.
- Harland, W. (1971) - Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geological magazine*. 108, 27-42.

- Huddleston, P. J. & Lan, L. (1993) - Information of shapes. *Journal of Structural Geology* 15,253-264
- Iglesias, M., Ribeiro, M.L., Ribeiro, A. (1983) - La interpretación aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. In: *Geologia de Espana, Libro Jubilar J.M. Rios*, IGME, 459-467.
- Jones, R., Tanner, P. (1995) - Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, v. 17, 793-802.
- Julivert, M., Fonteboté, J., Ribeiro, A., Conde, L. (1972) - Mapa Tectónico de la Península Ibérica Y Baleares a escala 1:1 000 000. Instituto Geológico Y Minero de España. 113 p.
- Lisle, R.J. (1985) - *Geological strain analysis*. Pergamon Press, 99 p.
- Lisle, R. J. (2010) - Strain analysis from point fabric patterns: An objective variant of the Fry method: *Journal of Structural Geology*, v. xxx p. 1-7.
- Lotze, F. (1945) - Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92 (tradução espanhola de José Maria Rios em 1950; edição do Consejo Superior de Investigaciones Científicas).
- Marques, F., Ribeiro, A., Munhá, J. (1996) - Geodynamic evolution of Continental Allocthonous Terrain (CAT) of the Bragança, a Nappe Complex, NE Portugal. *Tectonics* 15, 747-762.
- Mateus, A., Dias, R. & Coke, C. (2001) - Mecanismos e regimes de deformação em rochas metassedimentares detríticas do Ordovícico inferior e médio da Zona Centro-Ibérica (Portugal), *Comun. Inst. Geol. Min Portugal*, 88, 79-98.
- Martínez Catalán, J. (1985) - Estratigrafia y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geol. Gallaeciae* (2ª serie) 2, 1-291.
- Martínez Catalán, J., Martínez Poyatos, D., Bea, F. (2004) - Zona Centro Ibérica (coords.). In: J. A. Vera (Ed.), *Geologia de España*, SGE-IGME, Madrid, 68-133.

- McNaught, M. (1994) -Modifying the normalized Fry method for aggregates of non-elliptical grains: *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 493-503.
- Metodiev, D., Romão, J., Dias, R., Ribeiro A. (2010) - Evolução geodinâmica dos sectores meridionais da zona Centro-Ibérica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha e J. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal*, Livraria Escolar Editora.
- Noronha, F., Ribeiro, M. A., Almeida, A., Dória, A., Guedes, A., Lima, A., Martins, H., Sant'Ovaia, H., Nogueira, P., Martins, T., Ramos R., Vieira, R. (2010) - Jazigos filonianos Hidrotermais e Aplitopegmatíticos espacialmente associados a granitos (Norte de Portugal). In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha e J. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal*, Livraria Escolar Editora.
- Pamplona, J. (2001) - Tectónica do antiforma de Viana do Castelo – Caminha (ZCI) - Regime de deformação e instalação de granitóides. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, Braga, 197 p.
- Pamplona, J. & Dias, R. & Ribeiro, A. (1997) - Heterogenidade da transpressão varisca no autóctone da Zona centro ibérica; Evidências a partir da quantificação da deformação em Viana do Castelo (NW Portugal) - In: *Comunicações da XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, vol.1, Vila Real, 169-172p.
- Pamplona, J., Gutiérrez-Alonso, G., Ribeiro, A. (2006) - Superposition of shear zones during orogenic development in an arcuate belt: an example from the NW Iberian Variscan Belt (Viana do Castelo NW Portugal). *Journal of Structural Geology* 28, 1327-1337.
- Pamplona, J. & Ribeiro, A. (2010) - Evolução Geodinâmica da Região de Viana do Castelo (Zona Centro-Ibérica, NW Portugal). In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha e J. Kullberg (Eds), *Geologia de Portugal*, Livraria Escolar Editora.
- PARK, R. G. (1997) - *Foundations of Structural Geology*. Chapman & Hall, 3ª Ed. 83-87 pp.
- Peach, C. & Lisle, R.J. (1979) - A FORTRAN IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computers & Geosciences*, v.5, p.325-334.

- Pereira, E., Carvalho, G. S., Noronha, F., Ferreira, N., Monteiro, J., Ribeiro, A., (1989) - Carta Geológica de Portugal - Folha 1 - 1/200 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Pereira, E., Ribeiro, A. (1992) - Paleozóico: Estratigrafia. In: Notícia Explicativa da Folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000. E. Pereira (coord.), Serv. Geol. Portugal, 9-22.
- Pereira, M. F., Silva, J. B., Solá, A. R., Chichorro, M. (2010) - Nordeste Alentejano. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha e J. Kullberg (Eds.), Geologia de Portugal, Livraria Escolar Editora.
- Price, N & J. Cosgrove. (1990) - Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press, Cambridge, 511 p.
- Ramsay, J. (1967) - Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hil, New York.
- Ramsay, G.J.; Huber, M.I. (1983) - The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 1: Strain Analysis. Academic Press London.
- Ribeiro, A. (1974) - Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. Serv. Geol. Portugal, Mem. 24 (n.s.), 168 p.
- Ribeiro, A. (1984) - Evolução geodinâmica da Zona centro-ibérica. Geonovas 1 (7), 145-146.
- Ribeiro, A., Pereira, E. & Dias, R. (1990) - Structure of Centro-Iberian allochthon in northern Portugal. In R. Dallmeyer and E. Martinez Garcia (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia, 220-236, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Ribeiro, M. L., Castro, P. (2010) - Unidades alóctones da região de Morais (Trás-os-Montes oriental). In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha e J. Kullberg (Eds.), Geologia de Portugal, Livraria Escolar Editora.
- Rodrigues, J., (2008) - Estrutura geológica do Arco da Garraia – Santa Comba; Parautóctone do NE de Portugal. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 308 p.

- Rodrigues, J., Coke, C., Dias, R., Pereira, E., Ribeiro, A. (2005) - Transition from autochthonous to parautochthonous deformation regimes in Murça-Marão sector (Central-Iberian Zone, northern Portugal). In R. Carosi, R. Dias, D. Iacopini, D. and Rosenbaum, G. (Eds.), "The southern Variscan belt", The Virtual Explorer, 9.
- Rodrigues, J., Pereira, E., Ribeiro, A., 2010. Estrutura interna do complexo de mantos parautoctones, sector de Murça-Mirandela (NE, Portugal). In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha e J. Kullberg (Eds.), Geologia de Portugal, Livraria Escolar Editora.
- Teixeira, C., Medeiros, A. (1969) - Notícia Explicativa da Folha 5C-Barcelos (Carta Geológica de Portugal 1/50000), Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa
- Teyssier, C. & Tikoff, B. (1998) - Strike-slip partitioned transpression of the San Andreas fault system: a lithospheric approach. In Holdsworth, R., Strachan, R. & Dewey, J. Ed., Continental Transpression and transtension Tectonics. Geol. Soc., 135, 143-158.
- Sequeira, A. (1993) - Provável discordância intra-Grupo das Beiras na região entre Monfortinho e Idanha-a-Nova. Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Évora 1, 41–52.
- Soares, A., Dias, R. & Pamplona, J. (2010) - Partição da deformação em sequências monoclinaes; deformação varisca no Ordovícico da Apúlia (autoctone da Zona Centro-Ibérica, NW de Portugal). VIII Congresso. Nacional de Geologia, Universidade do Minho.
- Shimamoto I. & Ikeda Y. (1976) - A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal methods. Tectonophysics. 36:315-317
- Twiss, R., Moores, E. (1992) - Structural Geology. W. H. Freeman and Company, 532 p.
- Waldron, J.W.F., and Wallace, K.D. (2007) - Objective fitting of ellipses in the centre-to-centre (Fry) method of strain analysis: Journal of Structural Geology, 29, 1430-1444.

