

#### **IV. Antiforma de Viana do Castelo – Caminha**

No presente capítulo deu-se continuidade aos trabalhos anteriores, quer em termos de observações dentro das áreas anteriormente estudadas, quer no alargamento da área de campo.

Numa primeira parte (IV.1), deste capítulo, far-se-á a caracterização das rochas metassedimentares e intrusivas no que se refere ao metamorfismo e ao estudo macroscópico e petrográfico; a segunda parte (IV.2), por sua vez, englobará a caracterização e a discussão de aspectos relativos à tectónica da área de estudo.

##### ***Localização geográfica e breves referências geomorfológicas***

A área de estudo na qual se insere o antiforma de Viana do Castelo – Caminha situa-se no NW de Portugal, distrito de Viana do Castelo, entre o Rio Lima (a Sul) e o rio Minho (a Norte) numa faixa que vai desde o litoral Oeste até a um limite máximo de 8,5 Km para o interior Este (figura.IV.1), estando incluída nas cartas topográficas nºs 27 e 40, à escala 1:25.000.

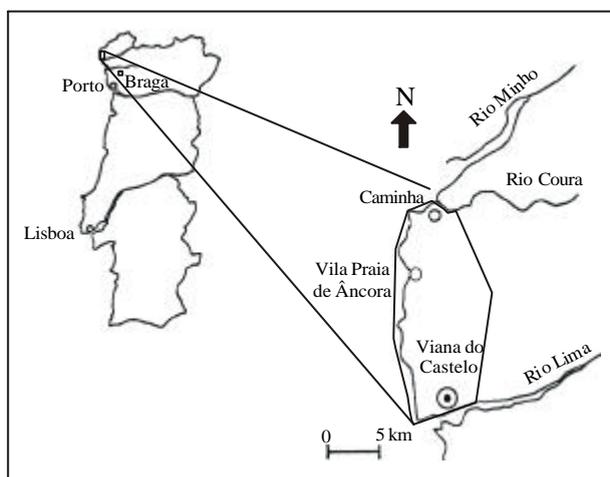


Figura.IV.1 – Localização geográfica da área de estudo

Na área de estudo, tal como no restante Minho, a fracturação está na origem da individualização das grandes unidades topográficas. A morfologia é marcada pelo contraste entre cumeadas elevadas e vales cavados. Às cotas mais altas correspondem planaltos

descontínuos preservados no topo de blocos individualizados; os vales desenham um reticulado rígido que sugere o controlo por fracturas (Cabral, 1992). Os principais alinhamentos geomorfológicos resultam de depressões alinhadas, ocupadas pela drenagem fluvial, e possuem as orientações dominantes ENE-WSW e N-S e, ainda, as orientações, menos influentes no modelado, NE-SW a NNE-SSW e NW-SE (Cabral, 1992).

O alongamento do maciço granítico que constitui o núcleo do antiforma da 3ª fase de Viana do Castelo - Caminha é aproximadamente N-S. Este maciço é composto, de Norte para Sul, respectivamente, pelo Monte de Sto Antão com a altitude máxima de 443 metros (v. g. de Espiga) que separa as povoações de Moledo, a Oeste, e Azevedo-Venade, a Este, e pelo monte de Sta Luzia com a altitude máxima de 549 metros (v. g. de Sta Luzia), os quais apresentam vertentes abruptas. A vertente Este corresponde ao contacto com os metassedimentos, enquanto que a vertente Oeste representa uma arribas fósil, resultante com toda a probabilidade, do recuo da vertente ocidental, de natureza litológica idêntica à do lado oposto que originou uma ampla plataforma de abrasão marinha, que forma a orla litoral, em que apenas se destaca a colina de Montedor – Carreço (Teixeira e Assunção, 1961).

## **IV.1. Caracterização das litologias do Paleozóico**

### **IV.1.1. Rochas metassedimentares**

As rochas metassedimentares (figura.IV.2) que afloram na área de estudo pertencem ao autóctone da ZCI. Estas rochas fazem parte: do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) ante-Ordovícico (Teixeira, 1972), sendo referenciadas por Pereira *et al.* (1989) como pertencendo à Formação da Desejosa (Câmbrico Inferior) - Grupo do Douro do Super-Grupo Dúrico-Beirão (Sousa & Sequeira, 1993), cujo perfil tipo foi estabelecido por Sousa (1982); segundo Pereira *et al.* (1989), da Formação de Sta Justa (Tremadociano-Arenigiano) definida por Romano & Diggens (1974); segundo Pereira *et al.* (1989), da Formação de Valongo (Lanvirniano-Landei-



liano) definida por Romano & Diggens (1974).

As litologias que constituem, nesta área, a Formação da Desejosa são micaxistos, micaxistos com nódulos de andaluzite (litologia dominante), filitos grafitosos nodulares, micaxistos com turmalina (que são o resultado provável do metassomatismo induzido por corpos filonianos) e metaconglomerados quartzosos. Quanto à Formação de Sta Justa, esta é composta por quartzitos com icnofósseis de *Cruziana rugosa* (entre outras) e metapsamopelitos. Por último, a Formação de Valongo integra micaxistos com granada e andaluzite, micaxistos quiastolíticos e, embora sem significado cartográfico, micaxistos estaurolíticos.

#### IV.1.1.1. Metamorfismo

No sector em estudo admite-se a existência de metamorfismo varisco de dois tipos, um primeiro de média pressão e um segundo de baixa pressão. O metamorfismo inicial de média pressão evoluiu, na última fase de deformação varisca, para um metamorfismo de baixa pressão, o qual atingiu com frequência elevados graus de metamorfismo e granitização, mascarando as paragénese anteriores (Ribeiro, 1992).

Os indícios da existência de metamorfismo de contacto originado pelo plutonismo granítico, estão relacionados com a blastése de andaluzite tardia (quiastolite), de moscovite e de cordierite. Outros aspectos mineralógicos que, também, parecem estar relacionados com metamorfismo induzido pelo plutonismo são: biotite (metaestável) truncando a xistosidade; silimanite acicular (por transformação da biotite).

Com base na distribuição das associações mineralógicas de metamorfismo presentes nas rochas metapelíticas e metapelítico-arenosas, podem determinar-se diferentes zonas de metamorfismo: (i) zona da biotite; (ii) zona da andaluzite; (iii) zona da silimanite.

- (i) a zona da biotite está confinada a alguns metassedimentos do Câmbrico. Os minerais que constituem esta zona são o quartzo, a moscovite e a biotite.
- (ii) a zona da andaluzite praticamente ocupa todas as litologias do Câmbrico ao Landeiliano - Lanviriano, à excepção dos quartzitos do Tremadociano-

Arenigiano e a pequenas faixas de metapelitos. A associação mineralógica de metamorfismo desta zona é: quartzo–moscovite–biotite–andaluzite.

- (iii) a zona da silimanite, em termos espaciais, está relacionada com a proximidade aos contactos granito – metassedimento ou aos corredores de cisalhamento, sendo as suas associações mineralógicas as seguintes: quartzo–moscovite–cordierite–silimanite; quartzo–biotite–granada–andaluzite–silimanite; quartzo–moscovite–biotite–andaluzite – estaurolite–silimanite.

A partir das relações mineralógico-estruturais estabeleceu-se um diagrama de relação entre os minerais das rochas metamórficas e as fases de deformação varisca em que se terão desenvolvido – quadro IV.1.

Quadro IV.1 – Diagrama de relação entre os minerais das associações metamórficas e as fases de deformação varisca.

MINERAIS DAS ROCHAS METAMÓRFICAS	1ª FASE DE DEFORMAÇÃO VARISCA	2ª FASE DE DEFORMAÇÃO VARISCA	3ª FASE DE DEFORMAÇÃO VARISCA
Quartzo	_____	_____	_____
Moscovite	_____	_____	_____
Biotite	_____	_____	_____
Andaluzite	-----	_____	_____
Cordierite	_____	_____	_____
Granada	_____	_____	_____
Estaurolite	_____	_____	_____
Silimanite	_____	_____	_____

O facto da cordierite e da silimanite só terem sido notadas, conjuntamente, nas observações efectuadas em lâminas delgadas relativas aos filitos grafitosos nodulares, pode ser consequência das condições de metamorfismo desta litologia terem sido consideravelmente distintas das registadas nas outras litologias. Estes minerais podem, por um lado, ter resultado da acção directa da pressão, ou pelo outro lado da sua acção indirecta, isto é, promovendo uma diferenciação metamórfica em função do quimismo favorável desta litologia.

Estão presentes distintas gerações de moscovite e biotite, sendo facilmente discriminadas pela sua presença nas diferentes superfícies de xistosidade ou em caso de recristalização mimética, identificadas por um crescimento na superfície de xistosidade mais recente.

No quadro.IV.1, a representação da andaluzite na  $F_1$  (com uma linha descontínua) não constitui uma evidência, mas sim uma hipótese, visto não ser de excluir uma fábrica composta  $S_1/S_3$ . De acordo com Ramsay & Lisle (2000), existe a possibilidade de um único fabric planar se gerar a partir de duas fases de deformação distintas, desde que as duas fases de dobramento se sobreponham e as condições de metamorfismo das rochas sejam similares. Se na área de estudo a primeira condição (sobreposição de duas fases de dobramento) é verificada, já para a segunda condição (metamorfismo das rochas similar), não se obtiveram evidências no terreno de um magmatismo sin- $F_1$  que tivesse gerado a andaluzite, o que não significará, por si só, a sua inexistência (por exemplo, a profundidades da crosta a que não tivemos acesso).

Por vezes a andaluzite é substituída na bordadura pelo seu polimorfo de temperatura mais elevada - a silimanite; também é substituída pela cordierite (pseudomorfose de cordierite após andaluzite).

Em casos pontuais a andaluzite e a granada cristalizam intercaladamente (figura.IV.3).

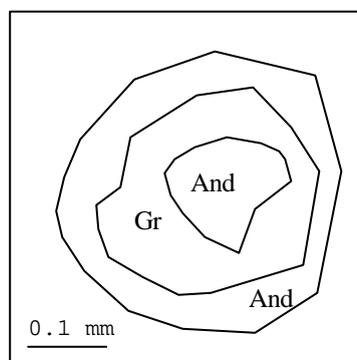
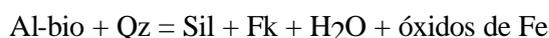


Figura.IV.3- Crescimento alternado de granada e andalusite. Observação efectuada ao M.O., nicóis cruzados. Gr - granada; And - andalusite. (Pamplona, 1994).

No caso do par mineralógico biotite-silimanite a existência de quartzo, associado à silimanite, a presença de opacos satélites e o crescimento epitáxico de silimanite sobre biotite permitem concluir que a silimanite ocorre com frequência por transformação da biotite (c.f. Arenas *et al.*, 1980; Gil Ibarguchi, 1982). Na realidade, os factos anteriores estão de acordo com a reacção proposta por Gil Ibarguchi (1982):



sendo,

Al-bio – biotite aluminosa

Qz - quartzo

Sil - silimanite

Fk – feldspato potássico.

A existência no sector em estudo de veios de quartzo + andaluzite ou de quartzo de segregação sugere que durante o processo metamórfico esteve presente uma fase fluída, aquosa, preenchendo discontinuidades e espaços inter-granulares em equilíbrio com as paragénese metamórficas do encaixante (Arenas *et al.*, 1980). A propósito note-se a semelhança de associações mineralógicas tipomórficas entre estes veios e alguns dos micaxistos encaixantes (*e.g.*, micaxistos com nódulos de andaluzite).

De acordo com Martinez *et al.* (1990) a associação granada-estauroilite-distena surge nas rochas metapelíticas pouco após F<sub>1</sub> (xistosidade S<sub>1</sub>), e persiste até F<sub>2</sub>. As isogradas do episódio Barroviano varisco mais antigo, são cortadas pelas isogradas da associação andaluzite-cordierite-silimanite, ligadas ao plutonometamorfismo varisco da terceira fase. Na maioria das cinturas metamórficas da Zona Centro-Ibérica, a sobreposição de isogradas representa o metamorfismo terminal.

Observações em lâmina delgada relativas à maioria da área estudada, revelam minerais tipomórficos de fácies de metamorfismo de contacto a baixa pressão. Segundo Portugal Ferreira (1972), são minerais tipomórficos característicos destas fácies, a andaluzite, a silimanite e a cordierite. De um modo geral, não foi detectada qualquer associação mineralógica indicadora do episódio Barroviano relatado por Martinez *et al.* (1990), podendo-se depreender que, houve uma obliteração das paragénese correspondentes aos episódios metamórficos anteriores ao plutonometamorfismo.

A excepção está patente na Praia de Carreço onde coexistem os dois episódios mencionados, dado que ocorre estauroilite num sector muito limitado, levantando-se assim o problema de, uma vez que o sector de Carreço está mais próximo de estruturas alóctones, estas poderem exercer um possível controlo tectónico na ocorrência desta associação, episódica, Barroviana.

#### IV.1.1.2. Aspectos macroscópicos

Os xistos caracterizam-se, macroscopicamente, pela presença de xistosidade(s) penetrativa(s) e, inclusive, relações estruturais entre diferentes xistosidades (e.g., a xistosidade de  $F_1$  sigmoidal por acção de xistosidade posterior) e, ainda, crenulações e dobras de  $F_3$ . Por vezes, sempre que a blastése de andaluzite não é tão forte, observam-se lineações mineralógicas (biotite). Ainda é possível observar lineações de intersecção, assim como efeitos da deformação tardia sobre a forma de *kink bands*.

##### IV.1.1.2.1. Formação da Desejosa (Câmbrico)

A existência de uma discordância angular intracâmbrica, marcada pela bancadas de metaconglomerados, é observada no flanco Este do antiforma (figura.IV.4). Nos metaconglomerados, com frequência, observa-se a lineação de estiramento e, sempre que a granulometria o permite, a clivagem.

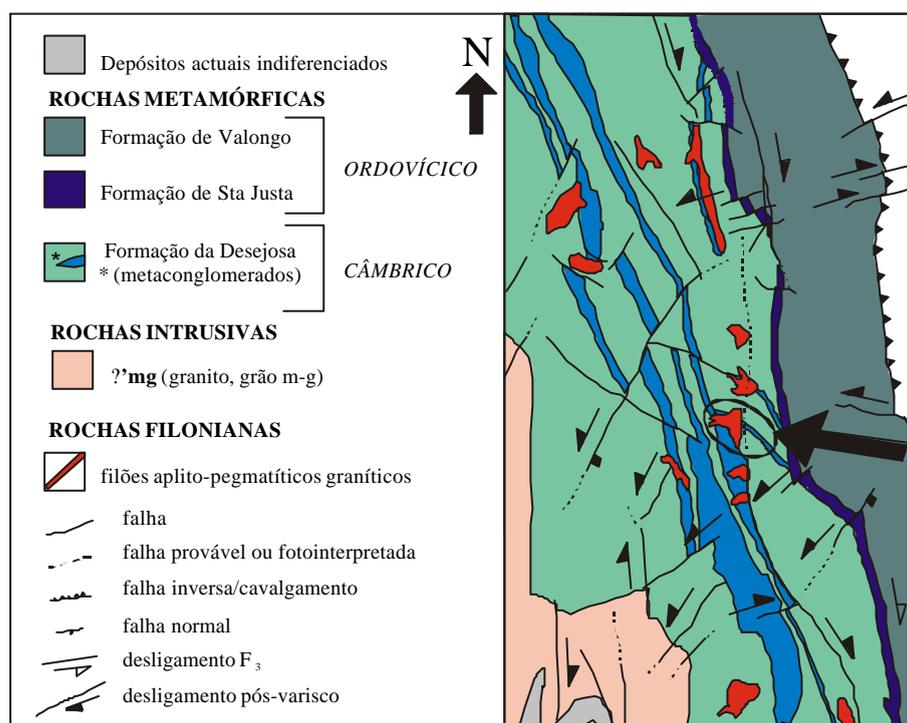


Figura.IV.4- Carta geológica à escala 1:25000 de um sector do flanco E do antiforma de Viana do Castelo-Caminha, onde é visível a discordância angular intracâmbrica.

A granulometria dos elementos (quartzíticos) que formam os metaconglomerados é muito heterométrica – variando desde a dimensão do grão de areia até ao seixo. Os metaconglomerados apresentam intensa recristalização e deformação, conferindo-lhe, esta última, um aspecto nodular típico.

#### **IV.1.1.2.2. Formação de Sta Justa (Ordovícico – Tremadociano/Arenigiano)**

Nesta formação observam-se, pontualmente, icnofósseis de *Cruziana rugosa* (Bilobites) ( Estampa I.Fig.1) e de *Scolithus*. Na  $S_0$  das bancadas quartzíticas identificaram-se pequenas *ripples* sinuosas (o que permite adiantar a hipótese de que a sua génese tenha ocorrido em regime de fluxo de água reduzido). As bancadas de quartzito possuem uma espessura aflorante variando entre 1 metro e 20 metros. A competência dos quartzitos permitiu-lhes conservar a deformação imposta pela 1ª fase de deformação varisca, sendo particularmente visíveis as clivagens e as dobras. Os quartzitos podem ocorrer ferruginizados a tecto, este fenómeno parece estar associado a zonas de cisalhamento. Alguns afloramentos têm forma lenticular.

Os psamopelitos são tipos litológicos que manifestam intercalação rítmica, com periodicidade centimétrica de níveis quartzíticos com níveis xistentos, estando referenciados na bibliografia como quartzitos e xistos cinzentos intercalados (Pereira *et al.*, 1989; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). Correspondem, de acordo com estes autores, ao Tremadociano-Arenigiano. A sua espessura aflorante varia de 1 a 3 metros.

#### **IV.1.1.2.3. Formação de Valongo (Ordovícico – Lanvirniano/Landeiliano)**

Existem micaxistos com nódulos de granada e de andaluzite, respectivamente, com dimensão ?1mm e dimensão ?2.5mm. Por norma a granada está alterada e só é possível observar o respectivo *box-work*. A maioria dos xistos (micaxistos quiastolíticos) desta formação possui quiastolite em cristais que podem atingir 7 cm. Ao longo das superfícies de xistosidade observam-se, frequentemente, óxidos de ferro. Observam-se duas gerações de megacristais de quiastolite: uma sintectónica, e outra, pós-tectónica.

Nesta formação afloram micaxistos estaurolíticos os quais se encontram confinados a uma mancha restrita. Ocorrem, na Praia de Carreço, em 100m segundo a orientação NNW-SSE e apresentam uma espessura aflorante decamétrica. Estes xistos são acastanhados, evidenciando a ocorrência intercalada de leitos de quartzo com pequenas dobras-S (*S-folds*).

#### IV.1.1.3. Petrografia

A Formação da Desejosa é formada por: micaxistos (minerais essenciais - quartzo, moscovite e biotite; minerais acessórios – turmalina, zircão, apatite e opacos); micaxistos com nódulos de andaluzite (minerais essenciais - quartzo, moscovite, biotite e andaluzite; minerais acessórios – turmalina, zircão, apatite e opacos); filitos grafitosos nodulares (minerais essenciais – quartzo e moscovite; minerais acessórios – grafite, cordierite, silimanite e opacos); micaxistos com turmalina (minerais essenciais - quartzo, biotite, moscovite e turmalina; minerais acessórios - zircão, apatite e opacos). Por seu turno, a Formação de Valongo é constituída por: micaxistos com granada e andaluzite (minerais essenciais –quartzo, biotite, moscovite e andaluzite; minerais acessórios – silimanite, granada, zircão e opacos); micaxistos quiastolíticos (minerais essenciais – quartzo, biotite, moscovite e quiastolite; minerais acessórios – zircão e opacos); e micaxistos estaurolíticos (minerais essenciais - quartzo, moscovite e silimanite; minerais acessórios – andaluzite, estaurolite, biotite, turmalina e opacos).

Nestas litologias, ocasionalmente, observa-se a  $S_1$ , evidenciando a  $S_2$  crenulação da  $F_3$  (EstampaII.Fig.1). A acção da  $F_2$  conduz ao aparecimento de *pressure shadows* associadas aos nódulos de andaluzite. A andaluzite, normalmente poicilítica, contem inclusões que definem trajectórias em *half-s* (Spry, 1979) – figura.IV.5.

A biotite e a moscovite são polifásicas relativamente às distintas fases da tectónica varisca, sendo ainda possível detectar biotite pós-tectónica (metaestável)- figura.IV.6. No caso dos micaxistos com turmalina, tanto a biotite como a moscovite podem conter inclusões de turmalina.

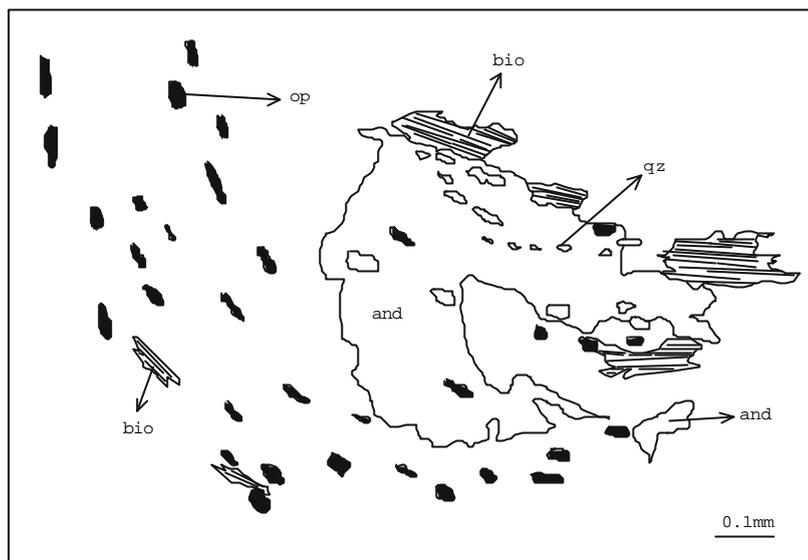


Figura.IV.5- Andalusite poicilítica com inclusões definindo trajectórias em *half-s* e manifestando alteração pós-tectónica. Observações realizadas ao M.O. and- andalusite; qz- quartzo; bio- biotite; Op- opaco. (Pamplona, 1994).

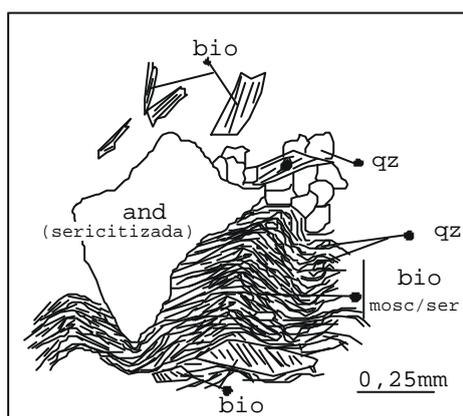


Figura.IV.6- Micaxisto com nódulos de andalusite evidenciando diferentes gerações de biotite. Observações efectuadas ao M.O. (nicóis cruzados). and- andalusite; bio- biotite; mosc/ser- moscovite / sericite; qz- quartzo. (Pamplona, 1994).

A textura, para os xistos, é lepidoblástica ou granolepidoblástica por vezes nodular, para os metaconglomerados é lepidoblástica com aspecto brechífero-globuloso e para os quartzitos granoblástica - poligonal subgranulada a suturada.

#### IV.1.1.3.1. Formação da Desejosa (Câmbrico)

(i) Micaxistos, micaxistos com nódulos de andalusite (?10mm) e micaxistos com turmalina: Caracterizaremos os minerais destas litologias conjuntamente, visto existir uma

homogeneidade petrográfica no que respeita aos minerais essenciais que as constituem (à excepção da andaluzite que é exclusiva dos micaxistos com nódulos de andaluzite) e que são:

- 1- o quartzo que possui um tamanho de grão relativamente pequeno, tendo sofrido sucessivas recristalizações em condições dinâmicas; secções anédricas; extinção ondulante. Algum quartzo encontra-se disperso ao longo das xistosidades e crenulações denotando um certo achatamento. É comum ver-se o quartzo incluso na andaluzite;
- 2- a biotite que tem com frequência forma poicilítica, no entanto também ocorre em secções subédricas. Encontra-se bastantes vezes cloritizada. O abaixamento das cores de polarização da biotite, por vezes detectável, poderá ser sinónimo de deformação. Alguma biotite possui halos de radioactividade e inclusões de zircão. A biotite pode ainda ser observada inclusa na andaluzite sericitizada. Por vezes, este mineral apresenta apatite inclusa;
- 3- a moscovite que ocorre, quase sempre, em secções subédricas;
- 4- a andaluzite em nódulos com inclusões de quartzo, biotite e opacos (provavelmente ilmenite). Algumas alterações da andaluzite são pós-tectónicas (Estampa II-Fig.2). Em regra, os nódulos de andaluzite encontram-se totalmente alterados para ilite-sericite na bordadura, estando o núcleo do mineral na generalidade preservado;
- 5- a turmalina em cristais de dimensões inferiores a 0,12 mm segundo *c*, em secções euédricas paralelas ou sub-paralelas ao eixo cristalográfico *c* e em secções perpendiculares ao eixo cristalográfico *c* (triângulo esférico). As secções perpendiculares ao eixo cristalográfico *c* da turmalina, por norma, estão alinhadas paralelamente às superfícies de xistosidade *S*<sub>2</sub>.

(ii) Filitos grafitosos nodulares: É de realçar a presença de filitos grafitosos nodulares que, embora ocupem uma mancha cartográfica reduzida, estão representados na zona em que se evidencia com mais clareza o limite E de um corredor de cisalhamento esquerdo da 1ª fase de deformação varisca (Praia Norte – Viana do Castelo) – figura.IV.9.

Os filitos grafitosos nodulares da área em estudo apresentam as seguintes características: % de quartzo de segregação metamórfica desta litologia significativamente superior à do micaxisto adjacente; elevada fissibilidade em relação às litologias adjacentes; presença anormal de opacos (óxidos de ferro e grafite ou matéria orgânica) ao longo das superfícies de xistosidade; pequena espessura.

Trata-se de uma litofácies nodular (nódulos ? 8mm), mas com uma xistosidade S<sub>2</sub> bem marcada, pontualmente crenulada. Observa-se a presença de domínios micáceos e domínios quartzosos. Os principais minerais presentes nestas rochas são: 1- o quartzo alongado e achatado paralelamente à superfície de xistosidade; 2- a moscovite ocorre, quase sempre, em secções subédricas; 3- a cordierite que substitui a andaluzite (pseudomorfose de cordierite após andaluzite). A cordierite está totalmente pinitizada; 4- a silimanite aparece em secções prismáticas subédricas e também como fibrolite.

(iii) Metaconglomerados quartzosos: os metaconglomerados tem como minerais principais o quartzo xenomórfico, com extinção ondulante e uma abundante fracção recristalizada, a moscovite e a biotite. A turmalina e alguns opacos são os minerais acessórios.

#### **IV.1.1.3.2. Formação de Sta Justa (Ordovícico – Tremadociano/Arenigiano)**

Os quartzitos são essencialmente constituídos por quartzo xenomórfico, subgranulado e suturado, ligeiramente orientado. O quartzo tem extinção ondulante e algum encontra-se fracturado. Também evidencia cristalização polifásica. Os minerais acessórios são: a moscovite que ocorre em finas palhetas, quer inclusa no quartzo quer dispondo-se entre os grãos de quartzo (impondo-lhe a sua forma), evidenciando uma pequena orientação; a turmalina é automórfica tanto em secções paralelas como perpendiculares a **c**; minerais opacos.

#### **IV.1.1.3.3. Formação de Valongo (Ordovícico – Lanvirniano/Landeiliano)**

(i) Os micaxistos com nódulos de andaluzite e granada são constituídos por: 1- quartzo xenomórfico tendo, quando possui maior dimensão, os contactos suturados. O aspecto granular e

alongado (paralelamente à superfície de xistosidade) evidenciado por parte importante do quartzo observado, resulta da sua cristalização sintectónica. Uma geração de quartzo está incluída nas granadas; 2- biotite que está frequentemente bastante cloritizada e ocasionalmente tem halos de radioactividade e inclusões de zircão. Alguma biotite apresenta *kinks*. Não raramente é substituída por silimanite; 3- andaluzite que ocorre nodular apresentando-se alterada para ilite-sericite, no entanto, podendo ser notada, esporadicamente, na zona nuclear dos nódulos (? 2.5 mm). A andaluzite por vezes encontra-se substituída na bordadura pelo seu polimorfo de temperatura mais elevada- a silimanite; 4- granada com estrutura em "bola de neve"; frequentemente com forma poicilítica e bastante alterada. Por vezes, a granada cresce intercaladamente com a andaluzite; 5 silimanite, principalmente, na variedade fibrolite. Por vezes, apresenta crescimento epitáxico a partir da biotite.

(ii) Nos micaxistos quiastolíticos caracterizaram-se os seguintes minerais: 1- quartzo xenomórfico, com extinção ondulante e com os contactos suturados. Observa-se quartzo alongado e achatado paralelamente às superfícies de xistosidade (cristalização sintectónica); 2- biotite que apresenta *kinks* e está , frequentemente, bastante cloritizada. Possui, ainda, inclusões de zircão; 3- moscovite em secções subédricas; 4- quiastolite automórfica e, por vezes, alterada para ilite-sericite.

(iii) Os micaxistos estaurolíticos são constituídos por: 1- quartzo xenomórfico evidenciando cristalização dinâmica e extinção ondulante; 2- moscovite apresentando, pontualmente, turmalina incluída; 3- silimanite bastante abundante, principalmente na variedade fibrolite podendo ainda ocorrer em pequenos prismas (0.04mm); 4- andaluzite prismática (? 0.1 mm) com inclusões de quartzo. Duas gerações de andaluzite são observadas: uma, cuja dimensão da secção dos minerais é em média de 0.1 mm, anterior ou síncrona às superfícies de xistosidade e outra, com dimensão da secção dos minerais inferior (0.04 mm), a qual trunca as superfícies de xistosidade precedentes; 5- estaurolite evidenciando maclas ( Cruz de S<sup>o</sup> André) com certa

frequência. A maior parte dos secções não ultrapassam 0.25 mm de comprimento. Existem inclusões de opacos e quartzo conferindo-lhe uma estrutura helicítica. Evidencia planos de partição perpendiculares a *c* preenchidos por micas secundárias; 6- biotite em secções subédricas e normalmente substituída por silimanite. 7- turmalina em algumas ocasiões zonada.

#### ***IV.1.2. Rochas intrusivas – granitos de duas micas***

As rochas intrusivas existentes na área em estudo são exclusivamente constituídas por granitos de duas micas – figura.IV.2 - [alguns deles leucogranitos (Simões, 1992), *e.g.*, ?'fmt], também classificados como do tipo-S (Chappell e White, 1974; White e Chappell, 1977), tipo-varisco (Pitcher, 1983) ou ainda MPG (Barbarin, 1999). Estes ocupam o núcleo do antifórma da F<sub>3</sub>, entre Caminha e Viana do Castelo.

A morfologia do maciço granítico que está compreendido, *grosso modo*, entre Caminha e Viana do Castelo (maciço de Caminha e maciço de Viana do Castelo), apesar de irregular tem uma configuração aproximadamente elíptica. Este maciço encontra-se subdividido por acção da tectónica frágil pós-varisca, nomeadamente por um conjunto de fracturas aproximadamente ENE-WSW (figura.IV.2).

Apesar de não se terem efectuado estudos de cariz geoquímico nas fácies do submaciço granítico de Caminha (no sector correspondente à carta geológica à escala 1/ 50 000 1-C), existe uma continuidade, observada a partir de estudos macroscópicos e petrográficos, entre as principais fácies descritas por Simões (1992) e aquelas. Deste modo, e atendendo à existência de descontinuidades composicionais e evolutivas entre o plutonito de Bouça do Frade (?'p), o plutonito de Afife (?'fm,??'mg, ??'fmt?e ??'mgt) e o plutonito de Sta Luzia (?'g) pode-se afirmar que estes “não formam uma série comagmática” (Simões, 1992), preconizando-se, assim, que a injeccção destes granitos tenha ocorrido em multi-impulsos.

O mesmo autor descreve, com base em dados geoquímicos, uma tendência evolutiva interna primária para o plutonito de Afife que se manifesta, entre outros aspectos, pelo aumento

da turmalina. Não obstante o referido, as relações de campo entre os granitos com e sem turmalina parecem contrariar esta tendência evolutiva interna.

A subdivisão, efectuada por Simões (1992), do plutonito de Sta Luzia em duas fácies, assim como a do plutonito de Bouça do Frade também em duas fácies levanta sérias dúvidas, visto que, como salienta o próprio autor, geoquimicamente “a fácies porfiróide de Sta Luzia revela similaridade composicional com a fácies porfiróide de Bouça do Frade, enquanto que a fácies média de Bouça do Frade apresenta maior afinidade geoquímica com o granito de Afife, pelo que poderá representar uma manifestação precoce de Afife”. O que sugere estarmos na presença das mesmas fácies graníticas [fácies porfiróide de Bouça do Frade (?’p) = fácies porfiróide de Sta Luzia; fácies média de Bouça do Frade (?’mg) = fácies média de Afife] se bem que com algumas ligeiras diferenciações internas.

Os dados geológico-estruturais disponíveis indiciam uma ascensão no final da  $F_2$  de magma granítico que originaria ?’p, ?’g e ?’mg (este ligeiramente posterior, embora ainda subcontemporâneo), estando esta ascensão associada a retrocisalhamentos que condicionaram a morfologia laminar para W (Pamplona *et al.*, 1993) do plutonito de Bouça de Frade (?’p) – ver IV.2.2.1. Durante a  $D_3$  instalaram-se as outras fácies graníticas, de um modo geral, primeiro as fácies sem turmalina (inicialmente as fácies com granularidade média a grosseira e, posteriormente, as fácies com granularidade fina a média) e, por fim as fácies com turmalina.

#### **IV.1.2.1. Aspectos macroscópicos**

Os contactos entre as rochas intrusivas e o metaencaixante são nítidos sendo, por vezes, efectuado por falha. A interface entre o granito e o metassedimento está preenchida, ocasionalmente, por rochas filonianas de composição granítica. Estes corpos filonianos são ubíquos neste maciço granítico, podendo estar a preencher desde juntas de arrefecimento até fracturas mais tardias. É vulgar presenciar os granitos interdigitados com o metassedimento, formando, inclusive, apófises filonianas (Estampa I.Fig.2).

Estas rochas possuem no seu interior alguns xenólitos de origem metassedimentar e encraves sobremicáceos (biotíticos e, ocasionalmente, com alguma turmalina), *schieleren*

biotíticos e, também, alguns retalhos de metassedimento (por norma pertencente à Formação da Desejosa).

Estes granitos evidenciam tectonização, observada em particular a partir da foliação e da presença de estruturas C-S. Contudo, é possível, embora pontualmente, observar estruturas de fluxo primárias, estas últimas mais visíveis no  $\gamma_p$  que aflora no maciço granítico de Viana do Castelo.

Ocasionalmente, observam-se filões de fácies de grão fino a médio no seio da fácies com grão mais grosseiro (Estampa I.Fig.3). Ocorrem ainda fácies com turmalina instaladas em juntas de arrefecimento de  $\gamma_p$ , contactos bruscos entre as fácies com turmalina e as fácies sem turmalina (Estampa I.Fig.4). Os contactos entre  $\gamma_p$  e  $\gamma_{mg}$  são com frequência injeções leito por leito, sendo também possível, nalguns casos, registar subparalelismo entre as estruturas de fluxo magmático destas duas fácies.

Relativamente à deformação que as atinge verifica-se que, por vezes, nas fácies com turmalina a foliação é pouco penetrativa ou mesmo não observável.

Nos granitos com turmalina, esta pode ocorrer tanto em cristais prismáticos como em concentrações nodulares. O estiramento de alguns dos seus minerais (nomeadamente da turmalina e do quartzo) confere-lhes uma certa orientação.

#### **IV.1.2.2. Petrografia**

Os granitos observados possuem a mineralogia típica dos granitos de duas micas: quartzo, feldspato potássico, plagioclase de composição ácida, moscovite, biotite, apatite, zircão, silimanite, turmalina e granada; estes dois últimos minerais são exclusivos das fácies mais evoluídas e diferenciadas ( $\gamma_{fmt}$  e  $\gamma_{mgt}$ ).

O quartzo ocorre sempre xenomórfico e com extinção ondulante. O feldspato potássico, na generalidade, apresenta pertites. A plagioclase está normalmente sericitizada e, às vezes, encontra-se microclinizada. A moscovite tem inclusões frequentes, em parte de apatite; nas

zonas milonizadas esta aparece em *mica-fish*. Em todas as fácies observadas a moscovite é sempre dominante relativamente à biotite.

Quanto às texturas que apresentam, estas vão desde a textura hipidiomórfica equigranular (com granularidades distintas) até à textura porfiróide (?p) com cristais de dimensão centimétrica (em média inferior a 3 cm).

**IV.1.2.2.1.** Granito de grão fino a médio (1-3 mm), com turmalina – ?'fmt; Granito de grão médio a grosseiro (3-6 mm), com turmalina – ?'mgt

Os granitos com turmalina apresentam textura hipidiomórfica granular. Os minerais essenciais são: o quartzo xenomórfico e com extinção ondulante; a moscovite, por vezes com inclusões de apatite, zircão e quartzo; o feldspato potássico apresenta-se hipautomórfico e xenomórfico com algumas inclusões de biotite; a plagioclase (albite) está sericitizada, zonada e tem uma ligeira microclinização. Entre os minerais acessórios encontram-se: a biotite com algumas secções levemente cloritizadas; a turmalina que é xenomórfica e pode ter quartzo incluído, sendo ocasionalmente zonada; a granada que é xenomórfica e tem inclusões de quartzo; a apatite, o zircão e o rútilo, como inclusões da biotite e/ou da moscovite.

**IV.1.2.2.2.** Granito de grão fino a médio (1-3 mm) – ?'fm; Granito de grão médio a grosseiro (3-6 mm) – ?'mg

Estes granitos possuem textura hipidiomórfica granular. Os minerais essenciais são: a moscovite hipautomórfica, a microclina que é em regra poicilítica; a plagioclase (albite) que por vezes ocorre zonada, com mirmequites e está frequentemente sericitizada; o quartzo xenomórfico, cataclástico, com extinção ondulante, ocorrendo também quartzo microgranular (secundário); a moscovite (ocasionalmente com textura simplectítica); a biotite que se apresenta, por vezes, parcialmente cloritizada e com halos de radioactividade. Os minerais acessórios

observados, como inclusões da biotite, são a apatite, o zircão e o rútilo e, ainda, granada e alguns opacos (possivelmente ilmenite).

#### **IV.1.2.2.3. Granito de grão grosseiro – ?'g**

O granito de grão grosseiro tem textura hipidiomórfica granular e apresenta-se deformado e fracturado. Os minerais essenciais são: o quartzo xenomórfico e com extinção ondulante; a moscovite com extinção ondulante em algumas secções; a microclina poicilítica e pertítica; a plagioclase (albite) normalmente zonada e alterada na zona nuclear; o quartzo ocorre em secções anédricas, cataclástico e ainda microgranular; a biotite está amiúde cloritizada e contém inclusões de apatite, zircão, esfena e rútilo (minerais acessórios). Como minerais acessórios também se observam alguns opacos.

#### **IV.1.2.2.4. Granito de grão fino a médio, porfiróide – ?'p**

Este granito revela uma textura porfiróide com matriz hipidiomórfica equigranular. A microclina, muitas vezes, pertítica está alterada para minerais das argilas e evidencia, com certa regularidade, extinção ondulante e fracturação; a plagioclase é do tipo albite/oligoclase, mirmequitizada e está por vezes, sericitizada; o quartzo é xenomórfico, pontualmente granular e esporadicamente contém inclusões de rútilo; a moscovite pode apresentar textura simplectítica e conter inclusões aciculares de silimanite; a biotite (em maior percentagem que nas outras fácies) tem halos de radioactividade e está frequentemente cloritizada, também se podendo observar *kinks* simples e conjugadas (Estampa II.Fig.3). A apatite, o zircão e o epídoto são os minerais acessórios observados.

### ***IV.1.3. Corpos intrusivos filonianos***

O cortejo filoniano possui marcado carácter ácido, contudo a norte da freguesia de Vile (Vila Praia de Âncora) aparece um filão básico (provavelmente dolerítico) ligado a uma falha pós-varisca. A localização destes corpos filonianos é tanto intragranítica como exogranítica.

Por norma os corpos aplíticos, pegmatíticos e aplito-pegmatíticos graníticos estão deformados (foliados e por vezes dobrados) pela última fase de deformação varisca. É frequente estes corpos filonianos estarem afectados por metassomatismo (*e.g.*, greisenização e enrubescimento). Alguns aplitos quando greisenizados, além de grande quantidade de mica branca, podem conter granada. Em regra não apresentam qualquer mineralização. Os pegmatitos e os aplito-pegmatitos são mais frequentes e podem ter cassiterite e/ou niobio-tantalite ou então, estar particularmente enriquecidos em espodumena (por vezes decimétrica). Os outros acessórios mais frequentes são: turmalina, berilo (nos pegmatitos do submaciço granítico de Sta Luzia é frequente), granada e apatite. Os aplito-pegmatitos denotam intensa tectonização observável tanto mesoscopicamente como microscopicamente. É corrente a observação de filões "boudinados", com estruturas internas C-S. Por vezes, ocorrem aspectos cataclásticos e miloníticos.

Na opinião de Rossovskiy e Mogarovskiy (1987) os granitos relacionados com pegmatitos espoduménicos são sempre de duas micas, com teores médios de Li, de 2 a 3 vezes o Clarke global de 38 ppm. O granito de Arga a W, e o plutonito de Afife, verificam estas duas condições (Gomes, 1990). Confirmando a regra nesta região, os granitos do submaciço de Sta Luzia sendo de duas micas, também têm teores médios em Li que os relaciona com pegmatitos espoduménicos (317 a 359 ppm – Salamink *et al.*, 1986). Assim, poder-se-á referir que a ocorrência deste mineral pressupõe uma especialização litínifera do(s) granito(s) parental(ais).

Não tendo sido feito um levantamento cartográfico exaustivo dos filões aplito-pegmatíticos graníticos, é de esperar que a caracterização macroscópica e petrográfica dos seus principais minerais constituintes seja muito sumária e, naturalmente, não cobrindo a sua grande diversidade, tão só dará uma aproximação grosseira.

A ortoclase tem extinção ondulante e ocorre, por vezes, albitizada e raramente caulinizada. As secções são fundamentalmente anédricas.

A plagioclase é albítica, variando a percentagem de molécula anortítica entre 4% e 7% (determinação óptica). Pode atingir dimensões de cerca de 10mm. Com frequência as fracturas

que esta possui estão preenchidas por moscovite/sericite. A plagioclase tem, algumas vezes, extinção ondulante. Existem pelo menos duas gerações de plagioclase, uma afectada pela tectónica em dúctil e dúctil-frágil (Estampa II-Fig.4), e outra posterior. As secções observadas são subédricas a euédricas.

A moscovite ocorre em cristais de dimensão 1.2-2.5 mm em secções subédricas a euédricas pseudo-hexagonais e em megacristais centimétricos de hábito lamelar e pseudo-hexagonais. O aparecimento de *mica-fish* é vulgar.

O quartzo apresenta-se xenomórfico e de dimensões variáveis. Por vezes ocorre, nas cavidades mirolíticas, em cristais centimétricos.

A turmalina da série schorlite-dravite pode aparecer zonada, poicilítica e fracturada. Atingindo, esporadicamente, dimensões decimétricas.

(ii) Os filões de quartzo, hidrotermais, são corpos tabulares e lenticulares possuindo atitudes e dimensões variáveis. Normalmente apresentam cataclase. Estes corpos podem estar a preencher tanto fracturas intragraníticas e intrapregmatíticas como fracturas no metassedimento. Se bem que raramente, observam-se filões de quartzo com turmalina .

#### ***IV.1.4. Veios de segregação metamórfica***

Os veios de segregação metamórfica são quase na sua maioria corpos lenticulares de dimensões variáveis (centimétricas a decimétricas), podendo ser concordantes ou secantes à xistosidade. Estes estão, correntemente, "boudinados", dobrados por acção da  $F_3$  e a preencher fendas de tracção em *échelon*. Os veios de segregação metamórfica resultam, possivelmente, de colheitas de leucossoma ocorridas no decurso do plutonismo granítico (efeito térmico).

Do ponto de vista mineralógico são essencialmente constituídos por quartzo e andaluzite (de cor rosa a lilás) em prismas bem desenvolvidos ou em massas; os cristais de andaluzite, às vezes, estão substituídos na bordadura por silimanite. Contêm com frequência, ainda, moscovite, biotite e, até coríndo.

#### IV.1.5. Correlações litológicas e estratigráficas com a Galiza

Pode-se estabelecer uma continuidade lito-estratigráfica entre as rochas do Câmbrico que afloram em ambos os flancos do antiforma, cujo núcleo é formado pelo maciço granítico ( $x^{?2}$ ), compreendido entre A Guarda (Galiza) e Baiona (Galiza) - figura.IV.7, com as rochas da Formação da Desejosa que afloram nos flancos do antiforma da 3ª fase de Viana do Castelo – Caminha.

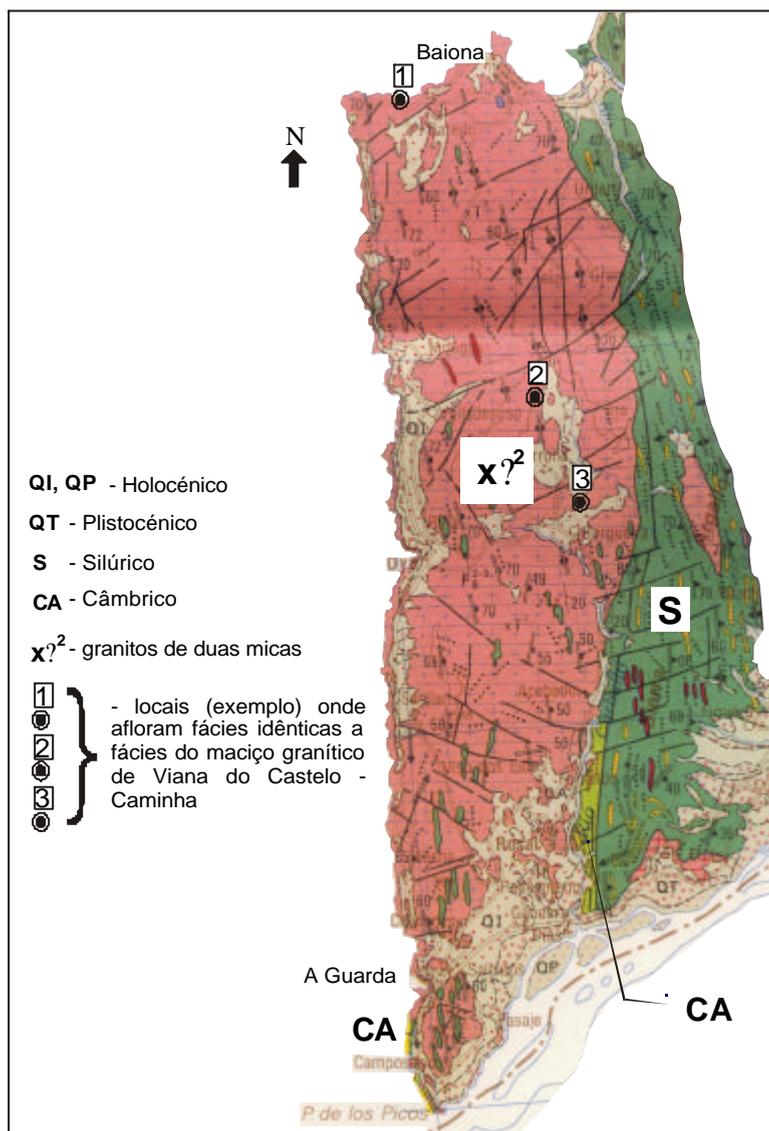


Figura.IV.7- Extracto da carta geológica de Espanha à escala 1/200 000, nº 16/26 de Pontevedra – La Guardia.

O contacto, na Galiza, entre o Autóctone e o Parautóctone é feito, tal como no Minho, por carreamento. Todavia, na Galiza este contacto efectua-se entre o Câmbrico e o Silúrico

(figura.IV.7), enquanto que em Portugal o carreamento separa litologias do Ordovícico (Lanviriano-Landeiliano) e do Silúrico. É de considerar que não é fácil de explicar a ausência cartográfica do Ordovícico na Galiza. Contudo, visto se assistir a uma diminuição progressiva na espessura da unidade desde Valongo (350m) a Venade (cerca de 80m), é de admitir que esta unidade continue a diminuir, e mesmo desapareça, mais para N. Este desaparecimento poderá estar relacionado com um truncamento/exumação tectónica provocado pelo carreamento de Vila Verde no seu prolongamento para a Galiza.

No que respeita às litofácies graníticas a continuidade entre os granitos de duas micás do maciço de Viana do Castelo – Caminha e o maciço granítico  $X^2$  da Galiza é perfeita, observando-se, em ambas as regiões, fácies com mineralogia e granularidade idênticas (no maciço  $X^2$ , e.g., no ponto 1, 2 e 3 (figura.IV.7) observam-se afloramentos idênticos a respectivamente, ?'mg, ?'fm e ?'fmt do maciço granítico de Viana do Castelo – Caminha).



