



ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DAS BACIAS DO CARBÓNICO E DO TRIÁSICO DO SW DE PORTUGAL (ALENTEJO E ALGARVE): CONTRIBUTO PARA O CONHECIMENTO DOS PROCESSOS DE FORMAÇÃO E FRAGMENTAÇÃO DO SUPERCONTINENTE PANGEIA

Filipa Andrade Santos Robalo Vilallonga

Tese apresentada à Universidade de Évora
para obtenção do Grau de Doutor em Ciências da Terra e do Espaço (CTE)
Especialidade: Processos Geológicos

ORIENTADORES: *Manuel Francisco Colaço Pereira*
Carlos Alexandre da Silva Ribeiro

ÉVORA, AGOSTO 2013





Contactos:
Universidade de Évora
Instituto de Investigação e Formação Avançada - IIFA
Palácio do Vimioso | Largo Marquês de Marialva, Apart. 94
7002-554 Évora | Portugal
Tel: (+351) 266 706 581
Fax: (+351) 266 744 677
email: iifa@uevora.pt

Dedico este trabalho à minha avó Cândida e ao meu avô Paulo. À minha avó Cândida por ser a Protecção, viva para sempre nos nossos corações, e por sempre ter sido um incentivo à descoberta e ao uso dos meus dons, potenciando-os pelo seu amor e fé. Ao meu avô Paulo, que plantou para sempre na minha alma a semente de ansiar o desconhecido, o gosto pela essência das palavras e o interesse pela geologia e força do planeta. Curiosamente, os dois primeiros ítems levaram-me ao caminho da geologia, tema pelo qual nunca tinha pensado em enveredar até ao início deste trabalho.

As pessoas podem duvidar do que dizes, mas acreditarão no que fizeres.

Lewis Carroll

ÍNDICE

- I. Agradecimentos
- II. Resumo
- III. Abstract
- IV. Lista de figuras

1. INTRODUÇÃO (pág. 27)

- 1.1. OBJECTIVOS (pág. 27)
- 1.2. FRAGMENTAÇÃO DO SUPERCONTINENTE PANGEIA E ANÁLOGOS MODERNOS DE RIFTE INTRA-CONTINENTAL: O SIGNIFICADO DA DISCORDÂNCIA DA BASE DO TRIÁSICO PENÍNSULA IBÉRICA (pág. 27)
 - 1.2.1. A Tectónica de Placas e a formação e evolução de bacias sedimentares
 - 1.2.2. Análogos modernos de bacias sedimentares associadas a ríftes intra-continentais
 - 1.2.3. As bacias sedimentares associadas à formação e fragmentação do supercontinente Pangeia
 - 1.2.4. A estratigrafia do Triásico superior-Jurássico inferior em Portugal, nas bacias Lusitaniana, do Alentejo e do Algarve
- 1.3. SÍNTESE DA METODOLOGIA (pág. 56)
 - 1.3.1. Pesquisa bibliográfica
 - 1.3.2. Campanhas de campo
 - 1.3.3. Petrografia
 - 1.3.4. Geoquímica da rocha total
 - 1.3.5. Geocronologia U-Pb de zircão detritico
 - 1.3.6. Elaboração da Tese

2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO (pág. 59)

- 2.1. TRIÁSICO SUPERIOR DA BACIA DO ALENTEJO E SUA RELAÇÃO COM O SOCO CARBÓNICO (pág. 61)
- 2.2. TRÁSICO SUPERIOR DA BACIA DO ALGARVE E SUA RELAÇÃO COM O SOCO CARBÓNICO (pág. 69)

3. PETROGRAFIA SEDIMENTAR (pág. 81)

- 3.1. GRAUVAQUES DA ZONA SUL PORTUGUESA (pág. 81)
 - 3.1.1. Grauvaques da Formação de Mértola - Carbónico inferior (Viseano)
 - 3.1.2. Síntese das observações petrográficas dos grauvaques da Formação de Mértola
 - 3.1.3. Grauvaques da Formação de Mira - Carbónico inferior (Viseano - Serpukhoviano)
 - 3.1.4. Síntese das observações petrográficas dos grauvaques da Formação de Mira
 - 3.1.5. Grauvaques da Formação de Brejeira - Carbónico superior (Bashkiriano - Moscoviano)
 - 3.1.6. Síntese das observações petrográficas dos grauvaques da Formação da Brejeira
- 3.2. ARENITOS TRIÁSICOS DAS BACIAS DO ALENTEJO E DO ALGARVE (pág. 98)
 - 3.2.1. Formação dos Arenitos de Silves - Triásico superior
 - 3.2.2. Síntese das observações petrográficas dos arenitos da Formação dos Arenitos de Silves

3.3. SÍNTESE DOS RESULTADOS DE PETROGRAFIA (pág. 105)

4. GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL (pág. 111)

4.1. ELEMENTOS MAIORES (pág. 114)

- 4.1.1. Formação de Mértola - Viseano (Carbónico inferior)
- 4.1.2. Formação de Mira - Serpukhoviano (Carbónico inferior)
- 4.1.3. Formação de Brejeira - Bashkiriano - Moscoviano (Carbónico superior)
- 4.1.4. Formação dos Arenitos de Silves (Triásico superior)
- 4.1.5. Classificação geoquímica das rochas detriticas grosseiras (grauvaques e arenitos)

4.2. ELEMENTOS TRAÇO (pág. 138)

- 4.2.1. Formação de Mértola - Viseano (Carbónico inferior)
- 4.2.2. Formação de Mira - Serpukhoviano (Carbónico inferior)
- 4.2.3. Formação de Brejeira - Bashkiriano - Moscoviano (Carbónico superior)
- 4.2.4. Formação dos Arenitos de Silves (Triásico superior)

5. GEOCRONOLOGIA U-Pb DE ZIRCÃO (pág. 167)

5.1. GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO DETRÍTICO (pág. 167)

- 5.1.1. Características físicas do zircão e vantagens no estudo de proveniência sedimentar
- 5.2.2. Diferentes técnicas de observação da sua morfologia externa (microscopia óptica) e interna (microscopia electrónica-SEM e Catodolumiscência)
- 5.3.3. Diferentes técnicas de medição da composição isotópica do zircão (TIMS, SHRIMP, LA-ICPMS)
- 5.4.4. Geocronologia U-Pb em zircão detritico aplicado a sequências estratigráficas e em particular a rochas sedimentares detriticas

5.2. GRAUVAQUES DO SOCO CARBÓNICO DAS BACIAS DO TRIÁSICO (pág. 181)

- 5.2.1. Grauvaques da Formação de Mira (SC-6) - Carbónico inferior (Serpukhoviano)
- 5.2.2. Grauvaques da Formação de Brejeira (AM-3 e TH-5) - Carbónico superior (Bashkiriano - Moscoviano)
- 5.2.3. Síntese dos resultados dos grauvaques do Carbónico

5.3. ARENITOS DO TRIÁSICO DAS BACIAS DO ALENTEJO E DO ALGARVE (pág. 195)

- 5.3.1. Arenitos da Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Alentejo (ST-3, SC-4 - Triásico superior)
- 5.3.2. Arenitos da Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Algarve (AM-1 e TH-4) - Triásico superior
- 5.3.3. Síntese dos resultados dos arenitos do Triásico

6. DISCUSSÃO: ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS SEDIMENTARES DO CARBÓNICO DA ZONA SUL PORTUGUESA E DO TRIÁSICO DAS BACIAS DO ALENTEJO E DO ALGARVE (pág. 215)

6.1. PETROGRAFIA SEDIMENTAR, GEOQUÍMICA E PROVENIÊNCIA (pág. 215)

6.2. GEOCRONOLOGIA U-Pb DE ZIRCÃO DETRÍTICO E PROVENIÊNCIA (pág. 242)

6.3. MODELO GEODINÂMICO E PALEOGEOGRÁFICO (pág. 259)

7. CONCLUSÕES (pág. 265)

8. ANEXOS (pág. 269)

8.1. TABELAS COM RESULTADOS DA GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL (pág. 269)

- 8.1.1. Tabela-Anexo 1.1 - Amostras da Formação de Mértola
- 8.1.2. Tabela-Anexo 1.2 - Amostras da Formação de Mira
- 8.1.3. Tabela-Anexo 1.3 - Amostras da Formação de Brejeira
- 8.1.4. Tabela-Anexo 1.4 - Amostras da Formação dos Arenitos de Silves
- 8.1.5. Tabela-Anexo 1.5 - Métodos de Análise dos elementos maiores e traço e limites de detecção
- 8.1.6. Tabela-Anexo 1.6 - Razões de elementos maiores e valores do índice CIA
- 8.1.7. Tabela-Anexo 1.7- Razões de elementos traço e somatório dos Elementos Terras Raras (ETR)

8.2. TABELAS COM RESULTADOS DA GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO (pág. 277)

- 8.2.1. Tabela-Anexo 2.1 - Amostra SC-6 (Formação de Mira)
- 8.2.2. Tabela-Anexo 2.2 - Amostra AM-3 (Formação de Brejeira)
- 8.2.3. Tabela-Anexo 2.3 - Amostra TH-5 (Formação de Brejeira)
- 8.2.4. Tabela-Anexo 2.4 - Amostra ST-3 (Formação dos Arenitos de Silves)
- 8.2.5. Tabela-Anexo 2.5 - Amostra SC-4 (Formação dos Arenitos de Silves)
- 8.2.6. Tabela-Anexo 2.6 - Amostra AM-1 (Formação dos Arenitos de Silves)
- 8.2.7. Tabela-Anexo 2.7 - Amostra TH-4 (Formação dos Arenitos de Silves)

8.3. FIGURAS COM IMAGENS DE CATODOLUMINESCÊNCIA (pág. 299)

- 8.3.1. Amostra AM-3 (Formação de Brejeira)
- 8.3.1. Amostra TH-5 (Formação de Brejeira)
- 8.3.3. Amostra AM-1 (Formação dos Arenitos de Silves)
- 8.3.4. Amostra TH-4 (Formação dos Arenitos de Silves)

8.4. BIBLIOGRAFIA (pág. 309)

Devo este trabalho ao meu orientador, Manuel Francisco Colaço Pereira, que acreditou em mim mesmo quando eu própria não acreditava. Agradeço-lhe por ser visionário, por ser inteligente, honesto, e por tornar possível a sintonia que nos tem acompanhado ao longo destes quatro anos de trabalho. Também agradeço ao meu co-orientador, Carlos Alexandre da Silva Ribeiro, pelas preciosas correcções e indicações, e pela atenção ao detalhe que aplica ao trabalho. O meu obrigado à Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT), que, concedendo-me a bolsa, permitiu a minha total dedicação ao doutoramento. Também ao Instituto D. Luiz (IDL) - Laboratório Associado, por me ter acolhido quando realmente necessitei. Agradeço ao meu colega Martim Afonso Ferreira de Sousa Chichorro pela apresentação ao mundo do zircão, peça fundamental, assim como a sua colaboração e ajuda no arranque do trabalho. Agradeço do fundo do coração ao meu fiel companheiro, Nelson Luís Gomes Garcia, pela compreensão, pela prontificada ajuda e pela boa disposição com que se adaptou às minhas necessidades do momento. Também ele, tornou possível a realização deste trabalho com todo o tempo, entusiasmo e alegria que lhe pude dedicar. Agradeço à minha gata *Eva* pela sua presença constante nos momentos de trabalho e descanso, companheira brincalhona, calmante e incansável da minha rotina diária. Agradeço aos meus pais por TUDO, inclusivamente por fazerem parte da minha felicidade perante a vida. Ao meu mano, pela sua genuína amizade, pela sua alegria e entusiasmo perante as minhas vitórias e por ter queimado as pestanas com a bibliografia deste trabalho. À minha tia-madrinha, Luísa, por ser a minha eterna defensora e admiradora. Aos meus tios e prima Vilallonga, pela sua amizade e pelos fantásticos momentos de relaxe e de comunhão, marcantes na reposição do meu tão necessário equilíbrio e energia. Ao meu amigo Lourenço, pela amizade e companheirismo desde os primórdios da minha vida. Agradeço ainda à minha amiga e atleta Ju, pela sua amizade verdadeira, pelo seu incondicional incentivo, pelos seus maravilhosos cozinhados, por tudo o mais (ela sabe), e por saber quando me dar espaço nos períodos em que precisei. E ainda a todos os que de alguma forma me apoiaram no trabalho e enquanto pessoa, como a minha querida D. Cândida e muitos outros, difíceis de citar por serem tantos. Por fim, também agradeço a todos os que me dificultaram a vida e o trabalho, ou tentaram fazê-lo, por me terem tornado mais FORTE.

Muitas vezes as pessoas são egocéntricas, ilógicas e insensatas.

Perdoe-as assim mesmo.

Se você é gentil, as pessoas podem acusá-lo de egoísta, interesseiro.

Seja gentil, assim mesmo.

Se você é um vencedor, terá alguns falsos amigos e alguns inimigos verdadeiros.

Vença assim mesmo.

Se você é honesto e franco, as pessoas podem enganá-lo.

Seja honesto assim mesmo.

O que você levou anos para construir, alguém pode destruir de uma hora para outra.

Construa assim mesmo.

Se você tem Paz e é Feliz, as pessoas podem sentir inveja.

Seja Feliz assim mesmo.

Dê ao mundo o melhor de você, mas isso pode nunca ser o bastante.

Dê o melhor de você assim mesmo.

Veja que, no final das contas, é entre você e DEUS.

Nunca foi entre você e as outras pessoas.

Madre Teresa de Calcutá

RESUMO

Neste trabalho foram estudadas rochas sedimentares detríticas do SW da Ibéria, pertencentes ao soco Carbónico da Zona Sul Portuguesa e ao Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve. Pretendeu-se analisar a proveniência destas rochas sedimentares e discutir os modelos geodinâmicos e paleogeográficos associados à sua deposição durante a formação e fragmentação do supercontinente Pangeia. O trabalho incidiu sobre: i) caracterização as relações estratigráficas do soco Carbónico (formações de Mértola, de Mira e da Brejeira) com a discordância da base do Triásico superior (Formação dos Arenitos de Silves), ii) petrografia sedimentar, iii) geoquímica de rocha total e iv) geocronologia U-Pb em zircão detrítico.

As formações do Carbónico que se depositaram em bacias marinhas sinorogénicas relacionadas com a formação da Pangeia (contemporâneas com a colisão entre Laurussia e Gondwana) revelam alguma diversidade da sua história sedimentológica apresentando: i) áreas-fonte diversas ou heterogéneas, ii) sedimentogénese distinta e iii) histórias complexas de reciclagem sedimentar. As rochas detríticas do Triásico superior que se depositaram em bacias intra-continentais associadas à fragmentação da Pangeia, apresentam composição acentuadamente diferentes da composição das rochas do Carbónico. O ambiente geotectónico dedutível para as amostras do Carbónico é dominado por material reciclado de proveniência continental (mais significativo para o topo da sequência estratigráfica- formações de Mira e Brejeira) e também, oriundos de arcos vulcânicos continentais e de arcos-ilha, mais acentuado na formação mais antiga (Formação de Mértola).

Os dados de geocronologia U-Pb em zircão detrítico mostram que todas as amostras do Carbónico e do Triásico superior do SW da Ibéria apresentam idades de zircão detrítico mais antigas que c. 515 Ma que representam eventos de crescimento de zircão típicos da margem Norte de Gondwana: i) idades paleoproterozóicas e arcaicas características do Cratão Oeste Africano, ii) idades neoproterozóicas relacionadas com eventos Cadomianos e Pan-Africanos, e iii) idades câmbricas associadas aos estádios iniciais do *rafting* intra-continental do Paleozóico inferior. Estas idades sugerem áreas-fonte com a mesma história de eventos de crescimento de zircão e que neste caso podem ser as rochas do SW da Ibéria que não incluem os eventos de crescimento de zircão posteriores a c. 515 Ma. Nos grauvaques do Carbónico notam-se variações importantes entre as populações de zircão detrítico se compararmos a Formação de Mértola e as formações de Mira e de Brejeira (amostras deste trabalho); salienta-se: i) a população de zircão detrítico de idade Devónico médio-superior que é característica da Formação de Mértola (e que perde progressivamente a sua relevância nas formações mais recentes do Carbónico) e cuja área-fonte não se conhece no SW da Ibéria; ii) o progressivo incremento de idades mais antigas que c. 515 Ma da Formação de Mira para a Formação da Brejeira, sugerindo uma crescente denudação do soco mais antigo do SW da Ibéria; iii) a diferença entre as idades de zircão mais recentes que c. 515 Ma (paleozóicas) das formações carbónicas onde as idades do Ordovícico superior e Silúrico são exclusivas da Formação de Brejeira, sugerindo o acréscimo de uma fonte externa ao SW da Ibéria (Ganderia, Avalonia ou Meguma fazendo parte da Laurússia?) durante o Carbónico superior. As bacias sinorogénicas carbónicas do SW da Ibéria são contemporâneas da edificação da cadeia de montanha varisca que sofreu um colapso gravitacional e extensão intra-orogénica no Carbónico inferior, seguido de contracção e levantamento no Carbónico superior. As bacias do Carbónico foram alimentadas por detritos provenientes: i) de um arco magmático associado ao fecho do Oceano Rheic no Devónico médio-superior e também, ii) oriundos de áreas-fontes localizadas nos dois continentes envolvidos na colisão, embora com maior ou menor influência de um deles.

Apesar de existir uma semelhança entre as idades de zircão mais antigas que c. 515 Ma para todos os arenitos do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve, é evidente a diferença patente entre as idades mais recentes paleozóicas. Enquanto nos arenitos da Bacia do Algarve as idades de zircão detrítico mais recentes que c. 515 Ma estão parcialmente representadas pelo contrário, nos arenitos da Bacia do Alentejo estas idades são bastante significativas e representam eventos de crescimento de zircão típicos da orogenia varisca (Devónico médio-superior e Carbónico inferior). As populações de zircão detrítico da

Formação de Arenitos de Silves da Bacia do Alentejo apresentam algumas diferenças entre si e quando comparadas com as formações carbónicas da Zona Sul Portuguesa apresentam semelhanças com as populações de zircão detritico das formações de Mira e da Brejeira, e ainda, com rochas do soco da Zona Ossa-Morena que registam eventos de crescimento de zircão varisco (Carbónico). As populações de zircão detritico das duas amostras da Formação de Arenitos de Silves da Bacia do Algarve são semelhantes entre si mas bem diferentes das populações de zircão detritico do soco Carbónico onde assentam em discordância, que é representado pela Formação da Brejeira. As fontes potenciais destes arenitos do Triásico superior da Bacia do Algarve não necessitam de ser exteriores ao SW da Ibéria e podem inclusivamente ser provenientes das formações de Tercenas (Devónico superior-Carbónico inferior) e Filito-Quartzitica (PQ, Devónico superior) da Zona Sul Portuguesa, ou também rochas da Zona Ossa-Morena sem o registo de eventos de crescimento de zircão variscos. Sugere-se que no Triásico superior as forças distensivas associadas à fragmentação da Pangeia terão induzido a formação de complexos sistemas paralelos ou conjugados de falhas normais que compartimentaram a crusta continental durante os estádios iniciais da formação de rifting intra-continental. O movimento de blocos terá influenciando as taxas de denudação das áreas-fonte contribuindo para as diferenças observadas nas bacias do Alentejo e do Algarve.

PROVENANCE ANALYSIS OF THE CARBONIFEROUS AND TRIASSIC BASINS OF THE SW OF PORTUGAL (ALENTEJO AND ALGARVE): CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE OF THE PROCESSES OF FORMATION AND BREAK-UP OF PANGAEA SUPERCONTINENT

ABSTRACT

In this work, detrital sedimentary rocks from the Carboniferous basement of the South Portuguese Zone and the upper Triassic basins of Alentejo and Algarve (SW Iberia) were studied. The results of the sedimentary petrography, whole-rock geochemistry and U-Pb geochronology on detrital zircon were used to develop a provenance analysis study and to discuss the geodynamic and paleogeographic models associated with their deposition during the formation and fragmentation of the supercontinent Pangaea. Based on the geochemistry, the Carboniferous formations deposited in marine synorogenic basins related to the formation of Pangaea (contemporaneous with the collision between Gondwana and Laurussia) show some diversity in their sedimentological history due to: i) heterogeneous or distinct source areas; ii) distinct sedimentogenesis and iii) complex histories of sedimentary recycling. The upper Triassic detrital rocks that were deposited in intra-continental basins associated with the fragmentation of Pangaea, have markedly different composition when compared to the Carboniferous sedimentary rocks. The geotectonic environment deductible for the Carboniferous samples is dominated by recycled continental provenance (more expressive towards the top of the stratigraphic sequence- Mira and Brejeira formations) and also originating from continental volcanic arcs and island-arcs, more pronounced in the older formation (Mértola Formation).

The U-Pb data geochronology on detrital zircon show that all samples present ages older than c. 515 Ma representing zircon forming events typical of the northern Gondwana margin: i) Archean and Paleoproterozoic ages typical of the West African Craton, ii) Neoproterozoic ages related to Cadomian and Pan-African events, and iii) lower Cambrian ages related with the early stages of the lower Paleozoic intra-continental rifting. These ages suggest source areas with the same history of zircon forming events probably the rocks from the SW Iberia basement that does not include ages of zircon growth younger than c. 515 Ma. In the Carboniferous greywackes important variations among populations of detrital zircon from different formations are noted. The Mértola Formation has a mid-upper Devonian population of mid-upper Devonian detrital zircons whose source area is not known in SW Iberia, and which gradually loses its relevance in the Mira and Brejeira formations. The results also show that there is a gradual increment of detrital zircons with ages older than c. 515 Ma towards the top of the stratigraphic sequence, suggesting a growing denudation of the older basement of SW Iberia. The Brejeira greywackes include upper Ordovician and Silurian detrital zircons, suggesting the addition of an external source (Ganderia, Avalonia or Meguma part of Laurússia?). The development of the Carboniferous synorogenic basins of SW Iberia is coeval with the building of the Variscan mountain belt that suffered a gravitational collapse and intra-orogenic extension during the lower Carboniferous and later contraction causing a upper Carboniferous uplift. The Carboniferous basins were filled with detritus from: i) a magmatic arc associated with the closure of the Rheic Ocean in the middle-upper Devonian and, ii) source areas located on two continents involved in the collision.

Although there is a similarity between the ages of zircons older than c. 515 Ma for all of the upper Triassic sandstones from the Alentejo and Algarve basins, it is clear the difference between the upper Paleozoic ages. While in the sandstones of the Algarve Basin detrital zircon ages younger than c. 515 Ma are poorly represented in the Alentejo Basin sandstones these ages are significant and represent zircon forming events typical of the Variscan orogeny (mid-upper Devonian and lower Carboniferous). The populations of detrital zircon from the Arenitos de Silves Formation sampled in the Alentejo Basin have some differences when compared with each other and have similarities with populations of detrital zircon from the Mira and Brejeira formations as well as the basement rocks of the Ossa-Morena Zone

that record Variscan zircon forming events (Carboniferous). The populations of detrital zircons from two samples of the Arenitos de Silves Formation in the Algarve Basin are similar to each other but are very different when compared with populations of detrital zircons from the Carboniferous basement. Potential sources of these upper Triassic sandstones of the Algarve basin may be derived from the Tercenas (upper Devonian-lower Carboniferous) and Phyllite-Quartzite (PQ, upper Devonian) formations from the South Portuguese Zone, and also from the basement rocks of the Ossa-Morena Zone without the record of Variscan zircon forming events. It is suggested that the upper Triassic extensional forces associated with the fragmentation of Pangaea have induced the formation of complex systems of parallel or conjugated normal faults that compartmentalized the continental crust during the early stages of the formation of intra-continental rifting. Thus, the movements of blocks influenced the rates of denudation of the source areas contributing to the observed differences in the upper Triassic basins of Alentejo and Algarve.

LISTA DE FIGURAS

1. INTRODUÇÃO

Figura 1.1- A- Representação da convecção mantélica: diagrama ilustrando a estrutura de uma pluma, originada no manto inferior e ascendendo para a astenosfera onde se expande produzindo um *hot-spot* na superfície da Terra. B- Diagrama de fronteiras entre placas, com a representação das forças que constam no Modelos de Balanço de Forças; as siglas estão conforme a explicação no texto (adaptado de *Moore e Twiss, 1995*).

Figura 1.2- Mapa do Oeste da América do Norte com a estrutura geral da Província de *Basin-and-Range* e pormenor da zona da Califórnia, mostrando esquematicamente as principais falhas normais da Província (adaptado de *Moore e Twiss, 1995* e de *Henry e Aranda-Gomez, 2000*).

Figura 1.3- Mapa de África e Arábia com a localização da Junção Tripla de Afar (TJ Afar), assim como dois mapas de pormenor das estruturas observadas à superfície da região do Leste Africano (em baixo), um evidenciando a cinemática das placas tectónicas envolvidas e outro detalhando as principais falhas tectónicas existentes (adaptado de *Moore e Twiss, 1995* e de *Chorowicz, 2005*).

Figura 1.4- Esquema situando o Lago de *Baikal* e a zona envolvente, destacando as principais falhas tectónicas da região e sismicidade associada (adaptado de *Petit et al., 1998*).

Figura 1.5- Esquema da paleogeografia e deriva dos principais continentes durante o Paleozóico entre os períodos Câmbrico (c. 540 Ma) e Pérmico (c. 280 Ma), de que resultou a formação do supercontinente Pangeia e a edificação da orogenia *ouachita-alleghaniana-varisca*. Em c. 540 Ma o oceano *Iapetus* formou-se entre a Laurásia e o *Gondwana*. Em c. 460 Ma, Avalonia e Carolinia (A-C) separaram-se de *Gondwana* criando o Oceano Rheic. Aos c. 370 Ma, a Laurância, a Báltica e a Avalonia-Carolinia colidiram formando a Laurússia, o Oceano Rheic iniciou a sua contracção e acabou por fechar aos c. 280 Ma, para formar a Pangeia e o sistema orogénico *Ouachitiano-Alleghaniano-Varisco* (adaptado de *Nance et al., 2010*).

Figura 1.6- A- Localização paleogeográfica do Oceano *Rheic* e do Oceano *Iapetus* no Silúrico (c. 440Ma); B- Localização paleogeográfica do Oceano *Rheic* no Devónico (c. 400Ma). Representação da progressiva contracção do Oceano *Rheic* e consequente fecho com a colisão entre a Laurússia (Laurância, Ganderia, Avalonia, Meguma e Báltica) e *Gondwana* ((I) Ibéria, (A) Armorica, (SX) Saxe-Turingia, (B) Barradian, (PA) Proto-Alpes, (TP) Placa Turca) (Modificado de *Linnemann et al., 2004*); C- Representação do sistema orogénico *Ouachita-Apalachiano-Varisco* durante o Carbónico. Continuidade do cordilheira *Ouachita-Apalachiana* na América do Norte com a cintura Caledónica e Varisca na Europa. As linhas a tracejado indicam as áreas da deformação do Paleozóico inferior (*Ouachita-Apalachiana-Varisco*) associado ao fecho do Oceano *Rheic* (adaptado de *Nance et al., 2010*).

Figura 1.7- Reconstrução paleogeográfica do Oceano *Rheic* no Silúrico inferior imediatamente após o fecho do Oceano *Iapetus* em consequência da sua subducção sob a Laurásia (linha negra dentada). O sistema de cristas e falhas transformantes do Oceano *Rheic* é meramente esquemático (simplificado de *Pickering e Smith, 1995*).

Figura 1.8- Mapa esquemático das zonas tectonoestratigráficas da orogenia Varisca na Ibéria (adaptado de *Murphy et al., 2010*).

Figura 1.9- Mapa global da tectónica de placas do Pérmico - Triásico, no início do rifte intra-continental e da fragmentação da Pangeia. (1- rifte oceânico e falhas transformantes; 2- zonas de subducção; 3- falhas inversas; 4- falhas normais, 5- falhas de *strike-slip*) (adaptado de *Golonka, 2007*).

Figura 1.10- Representação paleogeográfica do Triásico superior. A e B- Posição dos Oceanos *Paleotethys* e *Neotethys* e representação da deslocação das placas *Cimerianas* em direcção à Laurásia provocando o fecho e progressiva destruição do *Paleotethys*; C- Zona onde se localizou o princípio do rifte intra-continental entre a Europa e a América do Norte (canto superior esquerdo); D- Localização da zona onde se situava o oceano *Panthalassa* (adaptado de *Golonka, 2007*).

Figura 1.11- Mapa paleogeográfico mostrando a extensão provável original do CAMP (Adaptado de *Cohen e Coe, 2007*).

Figura 1.12- Bacias sedimentares da Ibéria na transição Pérmico - Triásico, com especial destaque para as bacias de Portugal continental (adaptado de *Lopez-Gomez et al., 2005*).

Figura 1.13- Colunas estratigráficas da Península Ibérica, ilustrando a ausência depósitos do Triásico inferior (adaptado de *Bourquin et al., 2010*).

2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Figura 2.1- Localização do Triásico da Bacia do Alentejo (Santiago do Cacém) e da Bacia do Algarve (Sagres) e relação com o soco carbónico da ZSP (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

Figura 2.2- Mapa Geológico simplificado com a estratigrafia do soco paleozóico (Carbónico inferior) e mesozóico inferior (Triásico - Jurássico) da Bacia do Alentejo (adaptado da Carta Geológica de Portugal, folha 7, na escala 1:200 000, 1983).

Figura 2.3- Coluna estratigráfica simplificada do Triásico superior e transição para o Jurássico inferior, na Bacia do Alentejo (baseado na Notícia Explicativa da Folha 42-C de Santiago do Cacém, à escala 1:50 000, 1993).

Figura 2.4- Localização das áreas de estudo. A- Bacia do Alentejo (Santa Cruz e Santiago do Cacém); B- Amostras recolhidas em Santa Cruz do Carbónico (ST-1, grauvaque; ST-2, pelito) e do Triásico (ST-3, arenito; ST-8, argilito); C- Amostras recolhidas em Santiago do Cacém do Carbónico (SC-6, grauvaque; SC-5, pelito) e do Triásico (SC-4, arenito; SC-7, argilito).

Figura 2.5- Coluna estratigráfica esquemática do Triásico superior e sua relação com o soco carbónico da Bacia do Alentejo; localização na coluna estratigráfica das amostras utilizadas neste estudo.

Figura 2.6- Fotografias de aspectos das rochas sedimentares da Formação Arenitos de Silves (Triásico superior) e do soco carbónico, nas áreas selecionadas de Santa Cruz e de Santiago do Cacém. A- Arenitos com intercalações conglomeráticas da Fm. Arenitos de Silves de Santa Cruz; B- Arenitos com intercalações conglomeráticas da Fm. Arenitos de Silves de Santiago do Cacém; C- Pormenor da figura B; D- Grauvaques e pelitos da Formação de Mértola (Santa Cruz); E- Grauvaques e pelitos da Formação de Mira (Santiago do Cacém).

Figura 2.7- Localização das áreas de estudo na região de Grândola - Sines. A- Amostras da Formação de Mértola: GS-1, GS-3, GS-5 - grauvaques, GS-2, GS-4, GS-6 - pelitos; amostras da Formação de Mira: GS-7 - grauvaque, GS-8 - pelito; B- Amostras da Formação de Mira: GS-9, GS-11, GS-17 - grauvaques, GS-10, GS-12, GS-18 - pelitos.

Figura 2.8- Mapa Geológico simplificado com a estratigrafia do soco paleozóico (Carbónico) e mesozóico inferior (Triásico - Jurássico) da Bacia do Algarve (baseado na Carta Geológica de Portugal, Folha 7, à escala 1:200 000, 1983); localização das áreas selecionadas da Praia do Amado (Fig.2.9) e da Praia do Telheiro (Fig.2.11).

Figura 2.9- Localização das áreas de estudo. A- Bacia do Algarve (Praia do Amado e Praia do Telheiro); B- Amostras recolhidas na Praia do Amado do Carbónico (AM-3, grauvaque; AM-4, pelito) e do Triásico (AM-1 e AM-5, arenitos; AM-2, argilito); C- Amostras recolhidas na Praia do Telheiro do Carbónico (TH-5, grauvaque) e do Triásico (TH-4, arenito; TH-1 e TH-2, argilitos).

Figura 2.10- Mapa Geológico simplificado com a estratigrafia do soco Paleozoico (Carbónico superior) e a transição Triásico superior - Jurássico inferior na região da Bordeira, onde se localiza a área selecionada da Praia do Amado (baseado na Carta Geológica, Folha 48-D Bordeira, 1:50 000, 1987) (localização na figura 21).

Figura 2.11- Coluna estratigráfica simplificada do Triásico superior e transição com o Jurássico inferior da Praia do Amado (Bacia do Algarve) (Carta Geológica de Portugal, folha 48-D, Bordeira, na escala 1:50 000, 1987).

Figura 2.12- Mapa Geológico simplificado com a estratigrafia do soco Paleozóico (Carbónico superior - Formação da Brejeira) e a transição Triásico superior-Jurássico inferior na região de Sagres (Vila do Bispo), onde se localiza a área selecionada da Praia do Telheiro (baseado na Carta Geológica, Folha 51-B Vila do Bispo, 1:50 000, 1979) (localização na figura 21).

Figura 2.13- Coluna estratigráfica simplificada do Triásico superior e transição com o Jurássico inferior da Bacia do Algarve, na Praia do Telheiro (Notícia Explicativa da Folha 51-B, Vila do Bispo, na escala 1:50 000, 1979).

Figura 2.14- Coluna estratigráfica esquemática do Triásico superior e relação com o soco Paleozóico, na Praia do Amado (Bacia do Alentejo); localização na coluna estratigráfica das amostras utilizadas neste estudo.

Figura 2.15- Fotografias de aspectos das rochas sedimentares da Formação Arenitos de Silves (Triásico superior) e do soco carbónico, na Praia do Amado (Bacia do Algarve). A- Grauvaques e pelitos do soco Carbónico (Formação da Brejeira); B- Sequencia de bancadas de arenitos do triásico superior (Fm. Arenitos de Silves); C- Pormenor dos arenitos com intercalações conglomeráticas (Fm. Arenitos de Silves); C- bancadas de arenitos finos intercaladas em argilitos (Fm. Arenitos de Silves).

Figura 2.16- Discordância angular da base do Triásico superior na Bacia do Igarve (Praia do Telheiro). Sequencia pouco inclinada de rochas sedimentares da Formação Arenitos de Silves assenta sobre o soco Carbónico deformado da Formação da Brejeira (Zona Sul Portuguesa).

Figura 2.17- Coluna estratigráfica esquemática do Triásico superior e relação com o soco Paleozóico, na Praia do Telheiro (Vila do Bispo); localização das amostras estudadas.

Figura 2.18- Localização das áreas de estudo na região de Grândola - Sines. A- Amostras da Formação de Brejeira: GS-13 - grauvaque, GS-14 - pelito; B- Amostras da Formação de Brejeira: GS-15 - grauvaque, GS-16 - pelito.

3. PETROGRAFIA SEDIMENTAR

Figura 3.1- Mapa geológico esquemático do Sudoeste de Portugal com distribuição geográfica das amostras dos grauvaques carbónicos e arenitos triásicos; as manchas a cinzento representam o Triásico superior (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

Figura 3.2- Microscópio petrográfico com câmara digital do Centro de Geofísica de Évora/Departamento de Geociências da Universidade de Évora.

Figura 3.3- Grauvaques da Formação de Mértola. A- Litoclasto quartzítico (amostra GS-1); B- Litoclasto quartzítico com muscovite (amostra GS-1); C- Litoclasto de rocha vulcânica (basalto) (amostra GS-1); D- Feldspato da amostra GS-1; E- Litoclasto quartzítico da amostra GS-5; F- Feldspatos e biotite a alterar para clorite da amostra GS-5. (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

Figura 3.4- Grauvaques da Formação de Mértola. A- Litoclasto de rocha ígnea da amostra GS-3; B- Microclina (feldspato) da amostra GS-3; C- Feldspato da amostra GS-3; D- Clorite e biotite (a alterar para clorite) da amostra ST-1; E- Litoclasto pelítico de grandes dimensões da amostra ST-1; F- Litoclasto pelítico de grandes dimensões da amostra ST-1. (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

Figura 3.5: A- Distribuição dos principais componentes detriticos dos grauvaques da Formação de Mértola; B- Mapa geológico esquemático do Sudoeste de Portugal com relevância da distribuição geográfica dos grauvaques da Formação de Mértola (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

Figura 3.6- Grauvaques da Formação de Mira. A- Litoclasto quartzítico de grão muito fino da amostra SC-6; B- Plagioclase da amostra SC-6; C- Litoclasto quartzítico da amostra GS-9; D- Feldspato de grandes dimensões da amostra GS-9; E- Aspecto geral da amostra GS-7 realçando a relação entre a clivagem (S_1) e a estratificação (S_0); F- Litoclasto de rochas ígneas (vulcânicas félsicas) da amostra GS-7. (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

Figura 3.7- Grauvaques da Formação de Mira. A- Litoclastos de rochas ígneas (vulcânicas félsicas) da amostra GS-7; B- Litoclastos de rochas ígneas (vulcânicas félsicas) da amostra GS-7; C- Litoclastos de rochas ígneas (vulcânicas félsicas) da amostra GS-7; D- Litoclasto de rochas vulcânicas da amostra GS-17 (grauvaque). (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

Figura 3.8: A- Distribuição dos principais componentes detritícios dos grauvaques da Formação de Mira; B- Mapa geológico esquemático do Sudoeste de Portugal com relevância da distribuição geográfica dos grauvaques da Formação de Mira adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

Figura 3.9- Grauvaques da Formação de Brejeira. A- Litoclasto pelítico cloritizado da amostra AM-3; B- Mineral de óxidos-hidróxidos de ferro de grandes dimensões da amostra AM-3. (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

Figura 3.10: Distribuição dos principais componentes detritícios dos grauvaques da Formação de Brejeira; B- Mapa geológico esquemático do Sudoeste de Portugal com relevância da distribuição geográfica dos grauvaques da Formação de Brejeira (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

Figura 3.11- Arenitos da Formação Arenitos de Silves. A- Grão de quartzo fracturado da amostra ST-3; B- Litoclastos quartzíticos da amostra ST-3; C- Litoclasto quartzítico com cimento ferruginoso da amostra ST-3; D- Litoclasto pelítico da amostra ST-3; E- Litoclasto de cherte da amostra ST-3; F- Fragmento de rocha carbonatada da amostra ST-3. (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

Figura 3.12- Arenitos da Formação Arenitos de Silves. A- Calcite da amostra ST-3; B- Cimento carbonatado da amostra ST-3; C- Cimento ferruginoso sobre cimento carbonatado; cimento ferruginoso a envolver litoclastos da amostra ST-3; D- Grão de quartzo fracturado da amostra SC-4; E- Litoclasto quartzítico da amostra SC-4; F- Pormenor de litoclasto quartzítico com vénulas preenchidas por calcite da amostra SC-4. (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

Figura 3.13- Arenitos da Formação Arenitos de Silves. A- Litoclasto arenítico da amostra SC-4; B- Minerais de óxidos-hidróxidos de ferro da amostra SC-4; C- Carbonatos com poalha ferruginosa da amostra SC-4; D- Cimento ferruginoso sobre cimento carbonatado da amostra SC-4; E- Litoclasto com rebordo ferruginoso em cimento carbonatado da amostra SC-4; F- Zircão da amostra AM-1. (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

Figura 3.14: A- Distribuição dos principais componentes detritícios dos grauvaques da Formação de Arenitos de Silves (manchas a cor de rosa); B- Mapa geológico esquemático do Sudoeste de Portugal com relevância da distribuição geográfica dos arenitos da Formação Arenitos de Silves (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

Figura 3.15- Distribuição dos principais constituintes dos grauvaques carbónicos e arenitos triásicos do SW da Ibéria

Figura 3.16- Gráfico com distribuição dos principais constituintes dos pares grauvaques carbónicos/arenitos triásicos definidos para a discordância angular da base do Triásico superior do SW da Ibéria.

4. GEOQUÍMICA DA ROCHA TOTAL

Figura 4.1- Mapa geológico esquemático do SW de Portugal com distribuição geográfica das amostras utilizadas para geoquímica de rocha total: grauvaques e pelitos da Formação de Mértola do Viseano (Carbónico inferior), da Formação de Mira do Serpukhoviano (Carbónico inferior) e da Formação de Brejeira do Bashkiriano – Moscoviano (Carbónico superior), assim como arenitos e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico superior (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

Tabela 4.1- Limites das concentrações (em % de peso) dos elementos maiores dos diferentes grupos litológicos: grauvaques (GV), pelitos (PE), arenitos (AR) e argilitos (AG). O n corresponde ao número de amostras de um determinado grupo litológico.

Tabela 4.2- As razões de elementos maiores e o valor do índice CIA das amostras estudadas, divididas por grupos de grauvaques (GV) e pelitos (PE) pertencentes às formações carbónicas (Formação de Mértola, de Mira e da Brejeira) e em grupos de arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico superior. O n corresponde ao número de amostras de um determinado grupo litológico. As razões de elementos maiores detalhadamente para cada amostra estão descriminadas na Tabela-Anexo 1.6. (CCS- Crusta Continental Superior).

Figura 4.2- Diagramas de Harker de grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mértola. A- SiO_2 vs. Al_2O_3 ; B- SiO_2 vs. TiO_2 ; C- SiO_2 vs. Fe_2O_3 ; D- SiO_2 vs. CaO ; E- SiO_2 vs. MgO ; F- SiO_2 vs. Na_2O .

Figura 4.3- Diagramas de razões de elementos maiores vs Idade Estratigráfica. A- Razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ de grauvaques (GV) e pelitos (PE) do Carbónico; B- Razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ de arenitos (AR) e argilitos (AG) do Triásico mais grauvaques e pelitos do Carbónico; C- Razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de grauvaques e pelitos do Carbónico; D- Razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de arenitos e argilitos do Triásico mais grauvaques e pelitos do Carbónico; E- Razão $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ de grauvaques e pelitos do Carbónico; F- Razão $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ de arenitos e argilitos do Triásico mais grauvaques e pelitos do Carbónico.

Figura 4.4- Diagrama da variação do índice CIA com a Idade Estratigráfica das rochas sedimentares detriticas: A- Grauvaques e pelitos do Carbónico; B- Arenitos e argilitos do Triásico e grauvaques e pelitos do Carbónico. Diagrama de CaO vs. Na_2O : C- das rochas grosseiras (grauvaques e arenitos); D- Pormenor do diagrama C; E- das rochas argilosas (pelitos e argilitos); F- Pormenor do diagrama E. Diagramas do Índice CIA calculado com o método de aproximação vs. Idade Estratigráfica: G- das rochas grosseiras (grauvaques e arenitos); H- das rochas argilosas (pelitos e argilitos).

Figura 4.5- Diagramas de Harker dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mira. A- SiO_2 vs. Al_2O_3 ; B- SiO_2 vs. TiO_2 ; C- SiO_2 vs. Fe_2O_3 ; D- SiO_2 vs. CaO ; E- SiO_2 vs. MgO ; F- SiO_2 vs. Na_2O .

Figura 4.6- Diagramas de Harker dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Brejeira. A- SiO_2 vs. Al_2O_3 ; B- SiO_2 vs. TiO_2 ; C- SiO_2 vs. Fe_2O_3 ; D- SiO_2 vs. CaO ; E- SiO_2 vs. MgO ; F- SiO_2 vs. Na_2O .

Figura 4.7- Diagramas de Harker dos arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves. A- SiO_2 vs. Al_2O_3 ; B- SiO_2 vs. TiO_2 ; C- SiO_2 vs. Fe_2O_3 ; D- SiO_2 vs. CaO ; E- SiO_2 vs. MgO ; F- SiO_2 vs. Na_2O .

Figura 4.8- Diagramas de classificação de rochas detriticas grosseiras adaptado por Herron, 1988 a partir de Pettijohn *et al.*, 1972. A- Diagrama de classificação dos grauvaques das Formação de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico; B- Diagrama de classificação dos arenitos da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico.

Figura 4.9- Diagrama de SiO_2 vs. Somatório dos elementos Terras Raras: A- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mértola; B- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mira; C- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Brejeira; D- dos arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves.

Figura 4.10- Diagrama de Al_2O_3 vs. Somatório dos elementos de Terras Raras: A- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mértola; B- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mira; C- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Brejeira; D- dos arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves.

Figura 4.11- Diagrama de CaO vs. Somatório dos elementos de Terras Raras: A- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mértola; B- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mira; C- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Brejeira; D- dos arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves.

Figura 4.12- Diagrama de SiO_2 vs. Cr : A- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mértola; B- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mira; C- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Brejeira; D- dos arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves.

Figura 4.13- Diagramas de razões de elementos traço vs Idade Estratigráfica: A- Razão Zr/Hf das rochas detriticas grosseiras (grauvaques e arenitos) do Carbónico e Triásico; B- Razão Zr/Hf das rochas detriticas argilosas (pelitos e argilitos) do Carbónico e Triásico; C- Razão Th/U das rochas detriticas grosseiras do Carbónico e Triásico; D- Razão Th/U das rochas detriticas argilosas do Carbónico e Triásico; E- Razão Th/Sc das rochas detriticas grosseiras do Carbónico e Triásico; F- Razão Th/Sc das rochas detriticas argilosas do Carbónico e Triásico; G- Razão $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (normalizada ao condrito, com valores de normalização dados por *Thompson, 1982*) das rochas detriticas grosseiras do Carbónico e Triásico; H- Razão $(\text{La}/\text{Yb})_N$ das rochas detriticas argilosas do Carbónico e Triásico. A,B- adaptado de *Weyer et al., 2002*; C,D- adaptado de *McLennan et al., 1993*; E,F,G,H- adaptado de *Kerstin, 2008*.

Tabela 4.3- Razões de elementos traço das amostras estudadas, divididas por grupos de grauvaques (GV) e pelitos (PE) pertencentes às formações carbónicas (Formações de Mértola, Mira e Brejeira) e em grupos de arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico. A normalização foi feita relativamente aos meteoritos condritos (*Boynton, 1984*). As razões de elementos traço de referência da Crusta Continental Superior (CCS) são listadas para comparação.

Figura 4.14- Padrão de elementos Terras Raras (ETR): A- Grauvaques e pelitos da Formação de Mértola; B- Grauvaques e pelitos da Formação de Mira; C- Grauvaques e pelitos da Formação de Brejeira; D- Arenitos e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves. Nos diagramas A, B e C, a linha a preto representa o arenito da Formação dos Arenitos de Silves, que assenta em discordância angular sobre a formação carbónica em questão (valores normalizadas ao condrito; *Boynton, 1984*).

Figura 4.15- Padrão multi-elementar: A- Grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mértola; B- Grauvaques e pelitos da Formação de Mira; C- Grauvaques e pelitos da Formação de Brejeira; D- Arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves. Nos diagramas A, B e C, a linha a preto representa o arenito da Formação dos Arenitos de Silves, que assenta em discordância angular sobre a formação carbónica em questão (valores normalizados ao PAAS; *Taylor e McLennan, 1984*).

Figura 4.16- Padrão multi-elementar normalizado à Crusta Continental Superior (CCS): A- Grauvaques e pelitos da Formação de Mértola; B- Grauvaques e pelitos da Formação de Mira; C- Grauvaques e pelitos da Formação de Brejeira; D- Arenitos e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves. A linha a amarela sinaliza o valor unitário e serve para efeitos de referência (valores de normalização segundo *Taylor e McLennan, 1981*).

Figura 4.17- Padrão multi-elementar normalizado à Formação de Mértola (dados do presente trabalho). A- Grauvaques da Formação de Mértola; B- Pelitos da Formação de Mértola; C- Grauvaques da Formação de Mira; D- Pelitos da Formação de Mira; E- Grauvaques da Formação de Brejeira; F- Pelitos da Formação de Brejeira; G- Arenitos da Formação dos Arenitos de Silves; H- Argilitos da Formação dos Arenitos de Silves. A linha a amarela sinaliza o valor unitário e serve para efeitos de referência (os valores de normalização correspondem à mediana das concentrações dos grauvaques da Formação de Mértola, para comparação com as rochas grosseiras e mediana das concentrações dos pelitos da Formação de Mértola para comparação com as rochas argilosas).

Figura 4.18- Padrão multi-elementar normalizado ao PAAS dos arenitos e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves mais os grauvaques e pelitos das diferentes formações carbónicas. A- Grauvaques da Formação de Mértola; B- Pelitos da Formação de Mértola; C- Grauvaques da Formação de Mira; D- Pelitos da Formação de Mira; E- Grauvaques da Formação de Brejeira; F- Pelitos da Formação de Brejeira; G- dos pelitos da Formação de Mértola, Mira e Brejeira e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves, representados em conjunto (valores de normalização de Boyton, 1984).

5. GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO

Figura 5.1- Mapa geológico esquemático do Sudoeste de Portugal com distribuição geográfica das amostras utilizadas para geocronologia U-Pb em zircão: grauvaques da Formação de Mira do Serpukhoviano (Carbónico inferior) e da Formação de Brejeira do Bashkiriano - Moscoviano (Carbónico superior), assim como arenitos da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico superior (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

Figura 5.2- Imagem de catodoluminescência de um zircão complexo, constituído por um núcleo com zonamento débil rodeado por uma geração com zonamento oscilatório concêntrico.

Figura 5.3- Exemplo da aplicação da tipologia de *Pupin* para as formas cristalográficas de zircões. Dimensões dos zircões entre 70 e 250 μm (adaptado de Corfu *et al.*, 2003).

Figura 5.4- Fotografia de zircão no interior de biotite observado ao microscópio de luz transmitida. O grau maior do zircão possui cerca de 100 μm de comprimento. A- Imagem em nicóis paralelos; B- Imagem em nicóis cruzados.

Figura 5.5- Imagens de CL de zircões magmáticos com crescimento concêntrico. As barras da escala correspondem aproximadamente a 100 μm (adaptado de Corfu *et al.*, 2003).

Figura 5.6- Imagens de CL de zircões que apresentam recristalizações e novos crescimentos, retirados de rochas com alto grau de metamorfismo. Todos os grãos com dimensões compreendidas entre 70 e 350 μm (adaptado de Corfu *et al.*, 2003).

Figura 5.7- Cratera provocada pelo feixe de laser na superfície de um zircão para que o material removido seja analisado no ICP-MS (adaptado de Williams, 1998).

Figura 5.8- Idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircões detriticos, presentes na amostra SC-6 (grauvaque) da Formação de Mira (Santiago do Cacém). A- Percentagens totais das idades arcaicas, proterozóicas e paleozóicas; B- Percentagens parciais do Arcaico (Mesoarcaico e Neoarcaico); C- Percentagens parciais do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico); D- Percentagens parciais do Paleozóico (Câmbrico, Silúrico, Devónico e Carbónico).

Figura 5.9- Idades da amostra SC-6 (grauvaque), da Formação de Mira (Santiago do Cacém), com intervalo de concórdia 90 - 110%, obtidas por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircão detritico. A- Representação em diagramas de concórdia convencionais, com destaque para a idade de deposição máxima; B- Representação em diagramas de densidade de probabilidade, com um pormenor das idades mais recentes do c. 750Ma.

Figura 5.10- Razões Th/U correspondentes a cada idade determinada pelas análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS, dos zircões detriticos encontrados nas amostras analisadas. As linhas horizontais $\text{Th}/\text{U} = 1$ e $\text{Th}/\text{U} = 0,1$, separam os campos relacionados com uma fonte máfica (FM), com uma fonte metaluminosa intermédia a félscica (FMIF) e com uma fonte peraluminosa félscica (FPF). A- Da amostra SC-6 (grauvaques) da Formação de Mira (Santiago do Cacém); B- Da amostra AM-3 (grauvaque) da Formação de Brejeira (Praia do Amado); C- Da amostra TH-5 (grauvaque) da Formação de Brejeira (Praia do Telheiro). No período Orosiriano (Paleoproterozóico) existe um zircão com $\text{Th}/\text{U} > 1$ consistente com uma fonte máfica e outro com $\text{Th}/\text{U} < 0,1$ consistente com uma fonte peraluminosa félscica.

Figura 5.11- Idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircões detriticos, presentes na amostra AM-3 (grauvaque) da Formação de Brejeira (Praia do Amado). A- Percentagens totais das idades arcaicas, proterozóicas e paleozóicas; B- Percentagens parciais do Arcaico (Neoarcaico); C- Percentagens parciais do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico); D- Percentagens parciais do Paleozóico (Câmbrico, Ordovícico, Devónico e Carbónico).

Figura 5.12- Idades da amostra AM-3 (grauvaque), da Formação de Brejeira (Praia do Amado), com intervalo de concórdia 90 - 110%, obtidas por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircão detritico. A- Representação em diagramas de concórdia convencionais; B- Representação em diagramas de densidade de probabilidade, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 1 Ga.

Figura 5.13- Idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircões detriticos, presentes na amostra TH-5 (grauvaque) da Formação de Brejeira (Praia do Telheiro). A- Percentagens totais das idades arcaicas, proterozóicas e paleozóicas; B- Percentagens parciais do Arcaico (Mesoarcaico e Neoarcaico); C- Percentagens parciais do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico); D- Percentagens parciais do Paleozóico (Câmbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico e Carbónico).

Figura 5.14- Idades da amostra TH-5 (grauvaque), da Formação de Brejeira (Praia do Telheiro), com intervalo de concórdia 90 - 110%, obtidas por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircão detritico. A- Representação em diagramas de concórdia convencionais, com destaque para a idade de deposição máxima; B- Representação em diagramas de densidade de probabilidade, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 900Ma.

Figura 5.15- Síntese das idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircões detriticos nas amostras carbónicas (grauvaques), com as percentagens parciais do Arcaico (Mesoarcaico e Neoarcaico), do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico) e do Paleozóico (Câmbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico e Carbónico). A- Amostra SC-6 (Santiago do Cacém) da Formação de Mira; B- Amostra AM-3 (Praia do Amado) da Formação de Brejeira; C- Amostra TH-5 (Praia do Telheiro) da Formação de Brejeira.

Figura 5.16- Representação de diagramas de densidade de probabilidade das amostras carbónicas, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 1Ga, para as idades com intervalo de concórdia 90 - 110% obtidas por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircão detritico. A- Amostra SC-6 (Santiago do Cacém) da Formação de Mira; B- Amostra AM-3 (Praia do Amado) da Formação de Brejeira; C- Amostra TH-5 (Praia do Telheiro) da Formação de Brejeira.

Figura 5.17- Idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircões detriticos, presentes na amostra ST-3 (arenito) da Formação dos Arenitos de Silves (Santa Cruz). A- Percentagens totais das idades arcaicas, proterozóicas e paleozóicas; B- Percentagens parciais do Arcaico (Neoarcaico); C- Percentagens parciais do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico); D- Percentagens parciais do Paleozóico (Câmbrico, Ordovícico, Devónico e Carbónico).

Figura 5.18- Idades da amostra ST-3 (arenito) da Formação dos Arenitos de Silves (Santa Cruz), com intervalo de concórdia 90 - 110%, obtidas por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircão detritico. A- Representação em diagramas de concórdia convencionais, com destaque para a idade de deposição máxima; B- Representação em diagramas de densidade de probabilidade, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 900Ma.

Figura 5.19- Razões Th/U correspondentes a cada idade determinada pelas análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS, dos zircões detriticos encontrados nas amostras analisadas. As linhas horizontais $Th/U = 1$ e $Th/U = 0,1$, separam os campos relacionados com uma fonte máfica (FM), com uma fonte metaluminosa intermédia a félscica (FMIF) e com uma fonte peraluminosa félscica (FPF). A- Da amostra ST-3 (arenito) da Formação dos Arenitos de Silves (Santa Cruz); B- Da amostra SC-4 (arenitos) da Formação dos Arenitos de Silves (Santiago do Cacém); C- Da Bacia do Alentejo: amostras ST-3 e SC-4 (arenitos) da Formação dos Arenitos de Silves.

Figura 5.20- Idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircões detriticos, presentes na amostra SC-4 (arenito) da Formação dos Arenitos de Silves (Santiago do Cacém). A- Percentagens totais das idades arcaicas, proterozóicas e paleozóicas; B- Percentagens parciais do Arcaico (Neoarcaico); C- Percentagens parciais do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico); D- Percentagens parciais do Paleozóico (Câmbrico, Ordovícico, Devónico e Carbónico).

Figura 5.21- Idades da amostra SC-4 (arenito), da Formação dos Arenitos de Silves (Santiago do Cacém), com intervalo de concórdia 90 - 110%, obtidas por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircão detritico. A- Representação em diagramas de concórdia convencionais, com destaque para a idade de deposição máxima; B- Representação em diagramas de densidade de probabilidade, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 1Ga.

Figura 5.22- Idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircões detriticos, presentes na amostra AM-1 (arenito) da Formação dos Arenitos de Silves (Praia do Amado). A- Percentagens totais das idades arcaicas, proterozóicas e paleozóicas; B- Percentagens parciais do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico); C- Percentagens parciais do Paleozóico (Silúrico, Carbónico e Pérmico).

Figura 5.23- Idades da amostra AM-1 (arenito), da Formação dos Arenitos de Silves (Praia do Amado), com intervalo de concórdia 90 - 110%, obtidas por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircão detritico. A- Representação em diagramas de concórdia convencionais; B- Representação em diagramas de densidade de probabilidade, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 1Ga.

Figura 5.24- Razões Th/U correspondentes a cada idade determinada pelas análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS, dos zircões detriticos encontrados nas amostras analisadas. As linhas horizontais $TH/U = 1$ e $Th/U = 0,1$, separam os campos relacionados com uma fonte máfica (FM), com uma fonte metaluminosa intermédia a félscica (FMIF) e com uma fonte peraluminosa félscica (FPF). A- Da amostra AM-1 (arenito) da Formação dos Arenitos de Silves (Praia do Amado); B- Da amostra TH-4 (arenitos) da Formação dos Arenitos de Silves (Praia do Telheiro); C- Da Bacia do Algarve: amostras AM-1 e TH-4 (arenitos) da Formação dos Arenitos de Silves.

Figura 5.25- Idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircões detriticos, presentes na amostra TH-4 (arenito) da Formação dos Arenitos de Silves (Praia do Telheiro). A- Percentagens totais das idades arcaicas, proterozóicas e paleozóicas; B- Percentagens parciais do Arcaico (Paleoarcaico, Mesoarcaico e Neoarcaico); C- Percentagens parciais do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico); D- Percentagens parciais do Paleozóico (Câmbrico e Carbónico).

Figura 5.26- Idades da amostra TH-4 (arenito), da Formação dos Arenitos de Silves (Praia do Telheiro), com intervalo de concórdia 90 - 110%, obtidas por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircão detritico. A- Representação em diagramas de concórdia convencionais, com destaque para a idade de deposição máxima; B- Representação em diagramas de densidade de probabilidade, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 1.1Ga.

Figura 5.27- Síntese das idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircões detriticos nas amostras triásicas (arenitos), com as percentagens parciais do Arcaico (Paleoarcaico, Mesoarcaico e Neoarcaico), do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico) e do Paleozóico (Câmbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbónico e Pérmico). A- Amostra ST-3 (Santa Cruz) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Alentejo); B- Amostra SC-4 (Santiago do Cacém) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Alentejo); C- Amostra AM-1 (Praia do Amado) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Algarve); D- Amostra TH-4 (Praia do Telheiro) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Algarve).

Figura 5.28- Representação de diagramas de densidade de probabilidade das amostras triásicas, com um pormenor das idades mais recentes do que 1Ga, para as idades com intervalo de concórdia 90 - 110% obtidas por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircão detritico. A- Amostra ST-3 (Santa Cruz) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Alentejo); B- Amostra SC-4 (Santiago do Cacém) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Alentejo); C- Amostra AM-1 (Praia do Amado) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Algarve); D- Amostra TH-4 (Praia do Telheiro) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Algarve).

6. DISCUSSÃO: A ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS SEDIMENTARES DO CARBÓNICO DA ZONA SUL PORTUGUESA E DO TRIÁSICO DAS BACIAS DO ALENTEJO E DO ALGARVE

Figura 6.1- Diagramas de razões de elementos maiores vs. Idade Estratigráfica. A- Razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ das rochas detriticas grosseiras (grauvaques-GV e arenitos-AR) do Carbónico e do Triásico; B- Razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ das rochas detriticas argilosas (pelitos-PE e argilitos-AG) do Carbónico e Triásico; C- Razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ das rochas detriticas grosseiras do Carbónico e do Triásico; D- Razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ das rochas detriticas argilosas do Carbónico e Triásico.

Figura 6.2- Diagrama da variação do índice CIA vs. Idade Estratigráfica das rochas sedimentares detriticas: A- das rochas detriticas grosseiras (grauvaques-GV e arenitos-AR) do Carbónico e do Triásico; B- das rochas detriticas argilosas (pelitos-PE e argilitos-AR) do Carbónico e Triásico. Diagrama da variação do índice CIA calculado com a aproximação do CaO^* vs. Idade Estratigráfica das rochas sedimentares detriticas. C- das rochas detriticas grosseiras (grauvaques-GV e arenitos-AR) do Carbónico e do Triásico; D- das rochas detriticas argilosas (pelitos-PE e argilitos-AR) do Carbónico e Triásico.

Figura 6.3- Padrões de Terras Raras (ETR) normalizadas ao condrito: A- Rochas grosseiras das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves; B- Rochas argilosas das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves (valores de normalização de Boyton, 1984).

Figura 6.4- Figura 6.4- Padrões multi-elementares normalizados ao PAAS: A- Rochas grosseiras das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves; B- Rochas argilosas das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves (valores de normalização de Taylor e McLennan, 1981).

Figura 6.5- Padrões multi-elementares normalizados à Crusta Continental Superior (CCS) com valores de normalização dados por Taylor e McLennan, (1981): A- Rochas grosseiras das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves; B- Rochas argilosas das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves.

Figura 6.6- Padrões multi-elementares normalizados à Formação de Mértola (dados do presente trabalho): A- Rochas grosseiras das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves; B- Rochas argilosas das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves (valores usados para normalização calculados pela mediana das concentrações dos grauvaques da Formação de Mértola, para comparação com as rochas grosseiras, e mediana das concentrações dos pelitos da Formação de Mértola para comparação com as rochas argilosas).

Figura 6.7- Diagramas de elementos imóveis, Th vs. La: A- Grauvaques e pelitos da Formação de Mértola; B- Grauvaques e pelitos da Formação de Mira; C- Grauvaques e pelitos da Formação de Brejeira; D- Arenitos e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves.

Figura 6.8- Diagramas de elementos imóveis, V vs. Sc: A- Grauvaques e pelitos da Formação de Mértola; B- Grauvaques e pelitos da Formação de Mira; C- Grauvaques e pelitos da Formação de Brejeira; D- Arenitos e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves.

Figura 6.9- Diagramas de elementos imóveis, Th vs. Zr: A- Grauvaques e pelitos da Formação de Mértola; B- Grauvaques e pelitos da Formação de Mira; C- Grauvaques e pelitos da Formação de Brejeira; D- Arenitos e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves.

Figura 6.10- Diagrama binário de Roser & Korsch (1986) para discriminação de proveniência: A- Rochas detriticas grosseiras (grauvaques-GV e arenitos-AR) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do

Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico; *B*- Rochas detriticas argilosas (pelitos-PE e argilitos-AG) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico. *ARC*, arcos ilha vulcânicos; *MCA*, margens continentais activas; *MP*, margens continentais passivas.

Figura 6.11- Diagrama de proveniência com funções discriminantes *F1* vs. *F2*, de *Roser & Korsch (1988)*. *A*- das rochas detriticas grosseiras (grauvaques-GV e arenitos-AR) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico; *B*- das rochas detriticas argilosas (pelitos-PE e argilitos-AR) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico.

Figura 6.12- Diagrama discriminante binário adaptado de *Floyd et al. (1989)*: *A*- das rochas detriticas grosseiras (grauvaques e arenitos) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico; *B*- das rochas detriticas argilosas (pelitos e argilitos) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico.

Figura 6.13- Diagrama discriminante *Th/Sc* vs. *Zr/Sc* de *McLennan et al., (1993)*. *A*- Para rochas detriticas grosseiras (grauvaques-GV e arenitos-AR) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico; *B*- Para rochas detriticas argilosas (pelitos-PE e argilitos-AG) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico. A linha com maior declive é a linha da proveniência de margens activas; a linha com menor declive é a linha da reciclagem sedimentar.

Figura 6.14- *A*- Diagrama discriminante *La-Th-Sc* adaptado de *Bhatia & Crook (1986)* dos grauvaques/pelitos do Carbónico e arenitos/argilitos do Triásico; *B*- Diagrama discriminante *Th-Sc-Zr/10* adaptado de *Bhatia & Crook (1986)* dos grauvaques/pelitos do Carbónico e arenitos/argilitos do Triásico (valores das concentrações em ppm).

Figura 6.15- *A*- Diagramas de variação dos elementos maiores e traço em função da idade estratigráfica das amostras do Carbónico da Zona Sul Portuguesa. *A*- *MgO/SiO₂* vs. *Al₂O₃/SiO₂* e *B*- *K₂O/Na₂O* vs. Idade estratigráfica, indicando a maturidade do sedimento; *C*- *Th/Sc* vs. *Zr/Sc* para turbiditos actuais em ambientes de margem activa e passiva (adaptado de *McLennan et al. 1990*) e *D*- razão *Th/Sc* e razão *Zr/Sc* ratios vs. Idade estratigráfica indicando reciclagem do sedimento. (UCC- Upper Continental Crust)

Figura 6.16- Percentagens das idades de zircão detritico nas diferentes populações de idade estabelecidas considerando as divisões da *International Stratigraphic Chart* de 2004.

Figura 6.17- Representação em diagramas de densidade de probabilidade das idades de zircão detritico das amostras da Bacia do Alentejo: *A*- arenitos da Formação dos Arenitos de Silves; e *B*- grauvaque da Formação de Mira.

Figura 6.18- Representação em diagramas de densidade de probabilidade das idades de zircão detritico das amostras da Bacia do Algarve: *A*- arenitos da Formação dos Arenitos de Silves; e *B*- grauvaque da Formação de Brejeira.

Figura 6.19- Diagrama com as curvas de frequência relativa das diferentes populações de idades de zircão detritico das amostras do Carbónico da Zona Sul Portuguesa e do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve; para todas as idades (em cima) e para as idades mais antigas do que c. 515 Ma (em baixo).

Figura 6.20- Tabela com resultados do Teste KS (Kolmogorov-Smirnov) aplicado às das diferentes populações de idades de zircão detritico das amostras do Carbónico da Zona Sul Portuguesa e do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve; para todas as idades (em cima) e para as idades mais antigas do que c. 515 Ma (em baixo).

Figura 6.21- Figura que ilustra possíveis correlações entre as diferentes populações de zircão detritico das amostras do Carbónico da Zona Sul Portuguesa e do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve; para todas as idades (em cima) e para as idades mais antigas do que c. 515 Ma (em baixo). As circunferências a cores representam os valores de percentil (p) calculados com o Teste KS (ver Figura 6.21): vermelho- $p > 0.001$ - amostras com populações de zircão detritico diferentes; amarelo- $0.001 < p < 0.05$; verde- $p > 0.05$ - amostras com populações de zircão detritico similares.

Figura 6.22- Percentagens das idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em La-ICPMS de zircões detriticos das amostras do Carbónico da Zona Sul Portuguesa e do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve: A- Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Alentejo; B- Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Algarve; C- Formação de Mira (soco da Bacia do Alentejo); D- Formação de Brejeira (soco da Bacia do Algarve).

Figura 6.23- Representação em diagramas de densidade de probabilidade das idades de zircão detritico das amostras das formações carbónicas da Zona Sul Portuguesa. Os diagramas estão representados da base para o topo e do mais antigo para o mais recente: Formação de Mértola (*Pereira et al., 2012c*), Formação de Mira (amostra SC-6 e *Pereira et al., em impressão*) e Formação da Brejeira (amostras AM-3 e TH-5 e *Pereira et al., em impressão*). Note-se os gráficos da esquerda que representam somente as idades < 1 Ga e onde se sugerem as fontes potenciais.

Figura 6.24- Diagrama com as fontes potenciais das amostras do Carbónico da Zona Sul Portuguesa e do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve (referências descritas no texto).

Figura 6.25- Figura com a representação em diagramas de densidade de probabilidade das idades de zircão detritico das populações das idades de zircão detritico das amostras do soco Carbónico da Zona Sul Portuguesa e do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve, ilustrando possíveis correlações entre os diferentes pares Grauvaque Carbónico/Arenito Triásico. Todas as idades (em cima) e para as idades $< c. 1$ Ga (em baixo). Note-se que seta a amarelo representa a idade bioestratigráfica atribuída a cada formação que se afasta bastante do pico mais recente nas amostras dos arenitos do Triásico e que pelo contrário se aproxima bastante na amostra da Formação de Mira.

Figura 6.26- Esboço geodinâmico e paleogeográfico da evolução das bacias do Carbónico na Zona Sul Portuguesa durante a formação da Pangeia (Adaptado de <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/RCB.html>).

Figura 6.27- Esboço geodinâmico e paleogeográfico da evolução das bacias do Triásico superior do SW da Ibéria durante a fragmentação da Pangeia (Adaptado de <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/RCB.html>); foto da discordância angular da base do Triásico superior na Bacia do Algarve na Praia do Telheiro (fotografia em baixo); note-se a deformação das rochas sedimentares da Formação da Brejeira (Moscoviano).

1. INTRODUÇÃO

1.1. OBJECTIVOS

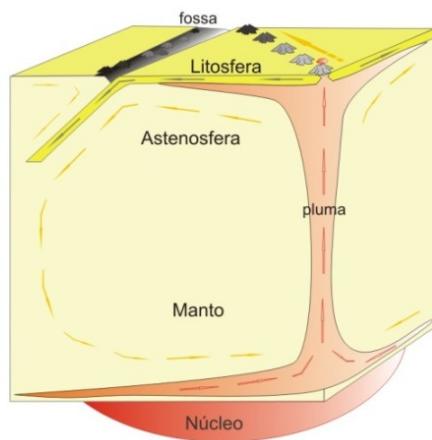
Este trabalho intitula-se “*Análise de proveniência sedimentar das bacias do Carbónico e do Triásico do SW de Portugal (Alentejo e Algarve): contributo para o conhecimento dos processos de formação e fragmentação do supercontinente Pangeia*”, e tem como objectivos principais:

- 1) Enquadrar o desenvolvimento das bacias do Carbónico e Triásico do SW de Portugal no contexto global da evolução do supercontinente Pangeia: acreção, fragmentação e transição de ambientes sedimentar marinho para continental.
- 2) Comparar as bacias do Carbónico e Triásico do SW de Portugal com análogos modernos, atendendo às suas características estruturais, de sedimentação e considerando o regime de tensões e vulcanismo existentes.
- 3) Enquadrar do ponto de vista geológico as bacias do Carbónico e Triásico do SW de Portugal (Alentejo e Algarve): estratigrafia e relação com outras bacias da Ibéria.
- 4) Estudar a petrografia sedimentar, geoquímica de rocha total de rochas sedimentares e geocronologia U- Pb de zircão detritico usando o LA-ICPMS (*Laser Ablasion - Induced Coupled Plasma Mass Spectrometer*) de uma selecção de amostras de rochas sedimentares silicicísticas das bacias do Carbónico e Triásico do SW de Portugal (Alentejo e Algarve); e utilização dos resultados obtidos para a análise de proveniência sedimentar.

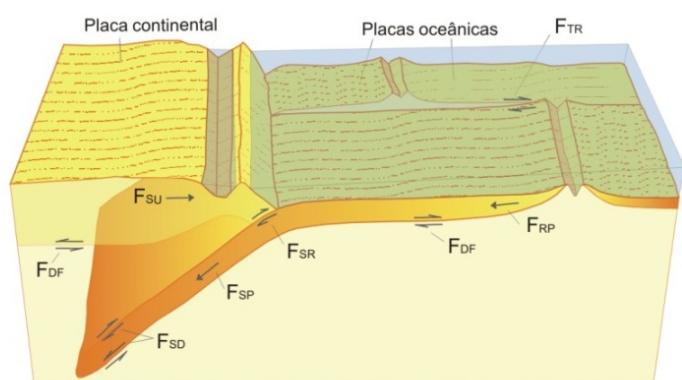
1.2. FRAGMENTAÇÃO DO SUPERCONTINENTE PANGEIA E ANÁLOGOS MODERNOS DE RIFTE INTRA-CONTINENTAL: O SIGNIFICADO DA DISCORDÂNCIA DA BASE DO TRIÁSICO NA PENÍNSULA IBÉRICA

1.2.1. A Tectónica de Placas e a formação e evolução de bacias sedimentares

A litosfera continental quando sofre adelgaçamento por efeito de extensão desenvolve, numa primeira fase, sistemas de rifte intra-continental. Os riftes intra-continentais podem posteriormente evoluir para uma bacia oceânica imatura, pouco extensa, e nalguns casos chegar a atingir o estádio mais evoluído de uma bacia oceânica madura delimitada por margens continentais (Moores e Twiss, 1995). Os processos dinâmicos que ocorrem no manto inferior, como é o caso da geração de células de convexão e de plumas mantélicas, têm um papel preponderante na tectónica de placas e em particular na iniciação e desenvolvimento dos sistemas de rifte intra-continental (Nicolas et al., 1994).



A



B

Figura 1.1- A- Representação da convecção mantélica: diagrama ilustrando a estrutura de uma pluma, originada no manto inferior e ascendendo para a astenosfera onde se expande produzindo um *hot-spot* na superfície da Terra. B- Diagrama de fronteiras entre placas, com a representação das forças que constam no Modelos de Balanço de Forças; as siglas estão conforme a explicação no texto (adaptado de Moores e Twiss, 1995).

A estrutura herdada da litosfera que se formou durante eventos orogénicos anteriores tem também uma grande influência no desenvolvimento de sistemas de rifte (Vauchez *et al.*, 1997). A actividade no rifte intra-oceânico que conduz ao alargamento da bacia oceânica, pode ser concomitante com a iniciação do seu fecho. Desta forma o fecho da bacia oceânica desenvolve-se numa das suas margens continentais que se torna activa com subducção e formação de arcos magmáticos ou pode desenvolver-se também através de subducção intra-oceânica. O progressivo fecho da bacia oceânica conduzirá à colisão de continentes que outrora representavam as suas margens passivas. Da colisão continental resultam bacias colisionais (sinorogénicas) e a edificação de cadeias de montanhas. Quando o processo de subducção/colisão termina, a cadeia de montanhas pode sofrer colapso gravitacional reunindo condições para se iniciar um novo Ciclo de Wilson. Os ciclos de Wilson sucedem-se no tempo geológico, acompanhando à escala global, os ciclos de fragmentação e acreção dos supercontinentes. A evolução dos ciclos de formação, fragmentação e dispersão de supercontinentes assinalam importantes mudanças na paleogeografia da Terra. O movimento das placas litosféricas, responsável pelo transporte dos continentes e abertura/fecho dos oceanos implica a existência de uma força motriz que sustente o complexo sistema dinâmico.

Com o objectivo de explicar este sistema dinâmico foram desenvolvidos dois modelos passíveis de explicar as forças motrizes da tectónica de placas responsáveis pelos movimentos verticais e horizontais que controlam a fragmentação da litosfera (Moores e Twiss, 1995): o Modelo Mantélico e o Modelo de Balanços de Forças. O Modelo Mantélico (Fig.1.1A) foi originalmente proposto por Morgan (1971, 1972) e debruça-se exclusivamente sobre a convecção mantélica, embora reconheça a possibilidade da existência de outras forças, também exercidas sobre as placas litosféricas, que contribuam em maior ou menor grau para o seu movimento. O Modelo de Balanço de Forças surge para modelar a interacção das várias forças envolvidas na dinâmica das placas litosféricas (Fig.1.1B): 1) força “ridge-push” (F_{RP}), originada pelo declive topográfico da crista oceânica, representando a extensão sofrida pela placa litosférica numa fronteira de placas divergente; 2) força “slab-pull” (F_{SP}), causada pela tendência que a placa litosférica tem em se afundar no manto, por ser mais fria e densa; 3) força “mantle-drag” (F_{DF}), que representa a força de atrito na base da placa litosférica devido ao movimento relativo do manto subjacente; o movimento do manto sub-litosférico pode favorecer ou opor-se ao movimento da placa litosférica (ou seja esta força pode ter o sinal positivo ou negativo), dependendo do sentido e da velocidade relativa do manto em relação à litosfera; 4) força “transform-resistance” (F_{TR}), relacionada com a resistência ao movimento de desligamento (*strike-slip*) ao longo da falha transformante; 5) força “slab-drag” (F_{SD}) resulta da resistência

exercida pelo manto ao afundamento da placa litosférica; 6) força “*subduction-resistance*” (F_{SR}), resulta do contacto entre as placas litosféricas envolvidas na subducção, e funciona como um atrito entre a placa litosférica que é subductada e a que não é subductada; 7) força “*trench-subduction*” (F_{SU}), aplicada na placa litosférica, na direcção horizontal e no sentido da zona de subducção, é a força responsável pelo início da curvatura da placa litosférica que subducta. As forças de “*ridge-push*” (F_{RP}) e “*slab-pull*” (F_{SP}) são consideradas as mais importantes no que diz respeito ao movimento das placas litosféricas, sendo que a segunda é dominante. A magnitude das forças é influenciada por diversos factores que diferem consoante o local em questão e as características das placas litosféricas envolvidas. Entre esses factores estão: o declive da superfície da placa litosférica, a velocidade que a placa atinge em relação ao manto subjacente, a área total da placa, o comprimento e a densidade da parte da placa que emerge no manto, a própria viscosidade do manto e a resistência ao deslocamento da placa por fricção. Com todas estas variáveis, torna-se muito complicado o cálculo directo da magnitude das forças envolvidas no mecanismo da tectónica de placas, aplicadas a uma placa litosférica em particular. As forças desconhecidas permanecem assim no modelo como variáveis indeterminadas, sujeitas a ser ajustadas para melhor providenciar um valor para as velocidades absolutas. Desta forma, qualquer Modelo de Balanço de Forças tem de possibilitar o cálculo da velocidade absoluta para as várias placas litosféricas envolvidas no sistema. Um constrangimento que se constata neste tipo de modelo é a maior ou menor dificuldade em quantificar as tensões intra-placas e relacioná-las com as tensões que actuam na fronteira e na base das placas, pois estas últimas determinam a distribuição de tensões no seu interior. Os resultados obtidos variam imprevisivelmente com o grau de importância relativa dada a factores como a resistência do manto ao movimento das placas, particularmente na litosfera continental, e aos valores das constantes associadas aos materiais considerados na descrição da viscosidade e da fricção (Moores e Twiss, 1995).

1.2.2. Análogos modernos de bacias sedimentares associadas a riftes intra-continentais

No presente trabalho será abordado o tema da fragmentação litosférica associada ao desenvolvimento de sistemas de riftes intra-continentais que é fundamental para compreender a evolução das bacias sedimentares do Triásico do SW de Portugal. Nesse contexto, as forças distensivas aplicadas à crusta continental induzem a formação de sistemas de falhas normais que surgem em sistemas paralelos ou conjugados, originando estruturas mais ou menos complexas, como os sistemas de *horst* e *grabens*, *half-grabens*, ou falhas lístricas com formação de anticlinais do tipo *roll-over*. Nos sistemas de riftes intra-continentais, com a contínua

extensão da crusta, novo material proveniente do manto pode ser adicionado. Posteriormente ao evento magnético, a crusta arrefece, contrai e sofre subsidência, acentuando assim uma depressão que será preenchida por sedimentos.

A formação e evolução de bacias sedimentares associadas a riftes intra-continentais estão fortemente condicionadas pela tectónica que contribui para modelar a topografia. Os movimentos verticais e horizontais associados à litosfera poderão acentuar ou dissimular as depressões e elevações topográficas, influenciando as taxas de denudação das fontes sedimentares ígneas e metamórficas da crusta e naturalmente as taxas de sedimentação das bacias sedimentares (Moore e Twiss, 1995).

Os análogos modernos oferecem a oportunidade de entender o que acontece durante as fases iniciais da fragmentação continental. Actualmente podem ser observados três exemplos de sistemas de riftes intra-continentais, localizados: 1) na Província de *Basin-and-Range* situada na região ocidental da América do Norte; 2) na região oriental dos grandes lagos em África; 3) no Lago *Baikal* na Rússia, Ásia. Estes sistemas permitem observar análogos modernos dos processos geológicos que assistiram à formação das bacias sedimentares do Triásico e que são objecto de estudo neste trabalho.

A Província de *Basin-and-Range* estende-se ao longo de 3000 km desde o Norte do México, passando pelos Estados Unidos da América e terminando no Canadá. Tem uma largura máxima de 1000 km na região ocidental dos Estados Unidos, estreitando-se em ambos extremos Norte e Sul (Moore e Twiss, 1995). A Província de *Basin-and-Range*, no México ocidental, forma dois ramos separados pela *Sierra Madre Occidental*, uma serra relativamente pequena e sofrendo pouca extensão (Stewart, 1978; Henry e Aranda-Gómez, 1992; Stewart, 1998) (Fig.1.2). O ramo oriental que representa o sector sudeste da *Basin and Range* ocupa a maior parte do México setentrional e central e a parte leste da *Sierra Madre Occidental* (Henry e Aranda-Gómez, 2000). O ramo ocidental, denominado *Gulf Extensional Province*, faz fronteira com o Golfo da Califórnia e com a parte Oeste da *Sierra Madre Occidental* (Gastil et al., 1975); estende-se pelo sector oriental da *Baja California* e também o sector ocidental do México continental (Gastil et al., 1975; Stock e Hodges, 1989; Lee et al., 1996). A Província de *Basin-and-Range* constitui uma ampla região e topograficamente elevada, atingindo 1 a 2 km de elevação média acima do nível do mar. É caracterizada morfologicamente por uma série de alternâncias de elevações e depressões topográficas, dispostas ao longo das direcções Noroeste/Sudeste e Nor-nordeste/Sul-sudoeste. A estrutura dominante consiste numa série de blocos limitados por falhas normais, onde as depressões são na maioria *grabens* ou *half-grabens* e as elevações coincidentes com *horsts*. A maioria das elevações é limitada por falhas normais lístricas, de

inclinação acentuada à superfície. Na Província de *Basin-and-Range*, tanto a região do Nevada como as regiões adjacentes do *Utah*, *Califórnia* e *Oregon*, são caracterizadas por incluírem um sistema de drenagem endorreica. A Província de *Basin-and-Range* foi gerada por um regime de extensão activo desde o Cenozóico médio ao Cenozóico superior, considerado o evento tectónico mais proeminente, afectando a placa Norte Americana (Henry e Aranda-Gomez, 2000). Os dados das paleotensões indicam que os episódios de extensão iniciais se deram segundo a orientação Este-nordeste/Oeste-sudoeste (Stevens e Stevens, 1990; Dickerson e Muehlberger, 1994).

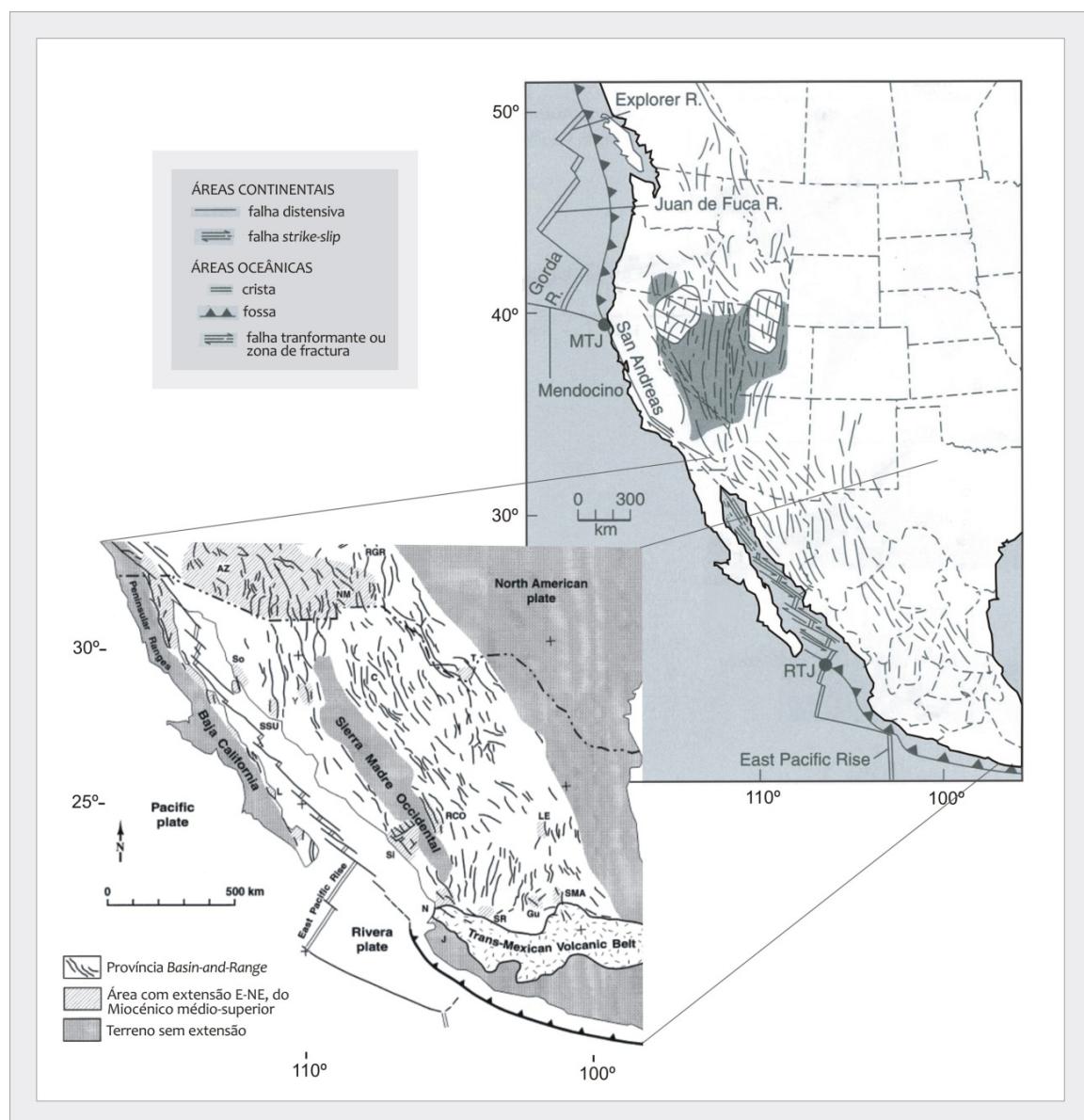


Figura 1.2- Mapa do Oeste da América do Norte com a estrutura geral da Província de *Basin-and-Range* e pormenor da zona da Califórnia, mostrando esquematicamente as principais falhas normais da Província (adaptado de Moores e Twiss, 1995 e de Henry e Aranda-Gomez, 2000).

Evidências associadas à geofísica, às estruturas geológicas e à topografia, indicam que a Província de *Basin-and-Range* se encontra actualmente sob um regime de extensão (Moores e Twiss, 1995). Estes dados geofísicos, geológicos e geomorfológicos também revelam que a extensão total da Província de *Basin-and-Range* no México é o resultado de vários episódios iniciados no Oligocénico superior ou Miocénico inferior e que continua nos dias de hoje (Henry e Aranda-Gomez, 1992; Aguirre-Diaz e McDowell, 1993; Aranda-Gomez et al., 1997; Ferrari et al., 1997; Gans, 1997; McDowell et al., 1997; Nieto-Samaniego et al., 1999). O estudo recente de Henry e Aranda-Gomez (2000), recorrendo aos dados de Stock e Hodges (1989), veio mostrar que a magnitude da extensão sofrida em toda a Província de *Basin-and-Range* não é homogénea, diminuindo de Norte para Sul. A extensão é particularmente mais acentuada na *Gulf Extensional Province* provavelmente porque a crusta tem sido fragilizada pelo desenvolvimento do arco vulcânico imediatamente precedente (Hausback, 1984; Stock e Hodges, 1989). Por outro lado, a extensão que ocorre na Província de *Basin-and-Range* não pode ser explicada por enfraquecimento térmico porque o magmatismo do arco magmático nesse local, cessou há cerca de 30 Ma (Henry e Aranda-Gomez, 2000). O colapso gravitacional poderia justificar a extensão, em resultado da transtensão na margem entre a placa do Pacífico e a placa Norte Americana (Stock e Atwater, 1997; Atwater e Stock, 1998; Henry e Aranda-Gomez, 2000).

Desde a década de 1980 que o sistema de riftes do Leste Africano é visto como o modelo de referência para um rifte intra-continental e também é considerado o análogo moderno para os estágios iniciais da evolução de margens continentais passivas precedendo a abertura de um oceano. Em termos de teoria de tectónica de placas, o sistema de riftes do Leste Africano corresponde à fragmentação da litosfera no sector oriental do continente Africano resultante da divergência de grandes blocos à escala regional (Chorowicz, 2005), interpretado por isso como uma fronteira de placas num estado incipiente de desenvolvimento (Moores e Twiss, 1995) (Fig. 3). À superfície desse sector oriental do continente Africano observa-se um alinhamento com milhares de quilómetros de comprimento de bacias tectónicas individuais contíguas (vales de rifte), separadas umas das outras por depressões pouco profundas e geralmente limitadas por relevos que representam blocos levantados por efeito do movimento de falhas normais. Cada bacia é controlada por falhas, formando *grabens* subsidentes ou depressões com perto de 100 km de comprimento e dezenas de quilómetros de largura, geralmente preenchidas por sedimentos e/ou rochas vulcânicas (Chorowicz, 2005). Os vales de rifte formam duas linhas principais que constituem o ramo ocidental e o ramo oriental do sistema de riftes do Leste Africano. Existe ainda um terceiro ramo, a sudeste, que se estende por Moçambique. O ramo oriental estende-se ao longo de 2200 km, desde o triângulo de Afar (junção tripla entre as placas

Africana, Arábica e da Somália) a Norte, através do rifte principal da Etiópia, dos baixios de *Turkana*, dos riftes do Quénia e termina nas bacias das regiões Norte-Tanzanianas a Sul. O ramo ocidental, comprehende vários segmentos e estende-se ao longo de 2100 km, desde do *Lake Albert (Mobutu)* a Norte, até ao *Lake Malawi (Nyasa)* a Sul. O ramo sudoeste é constituído por bacias submersas localizadas a Oeste da crista *Davie*. Na sua maioria, os grandes lagos da África Oriental coincidem com os vales de rifte.

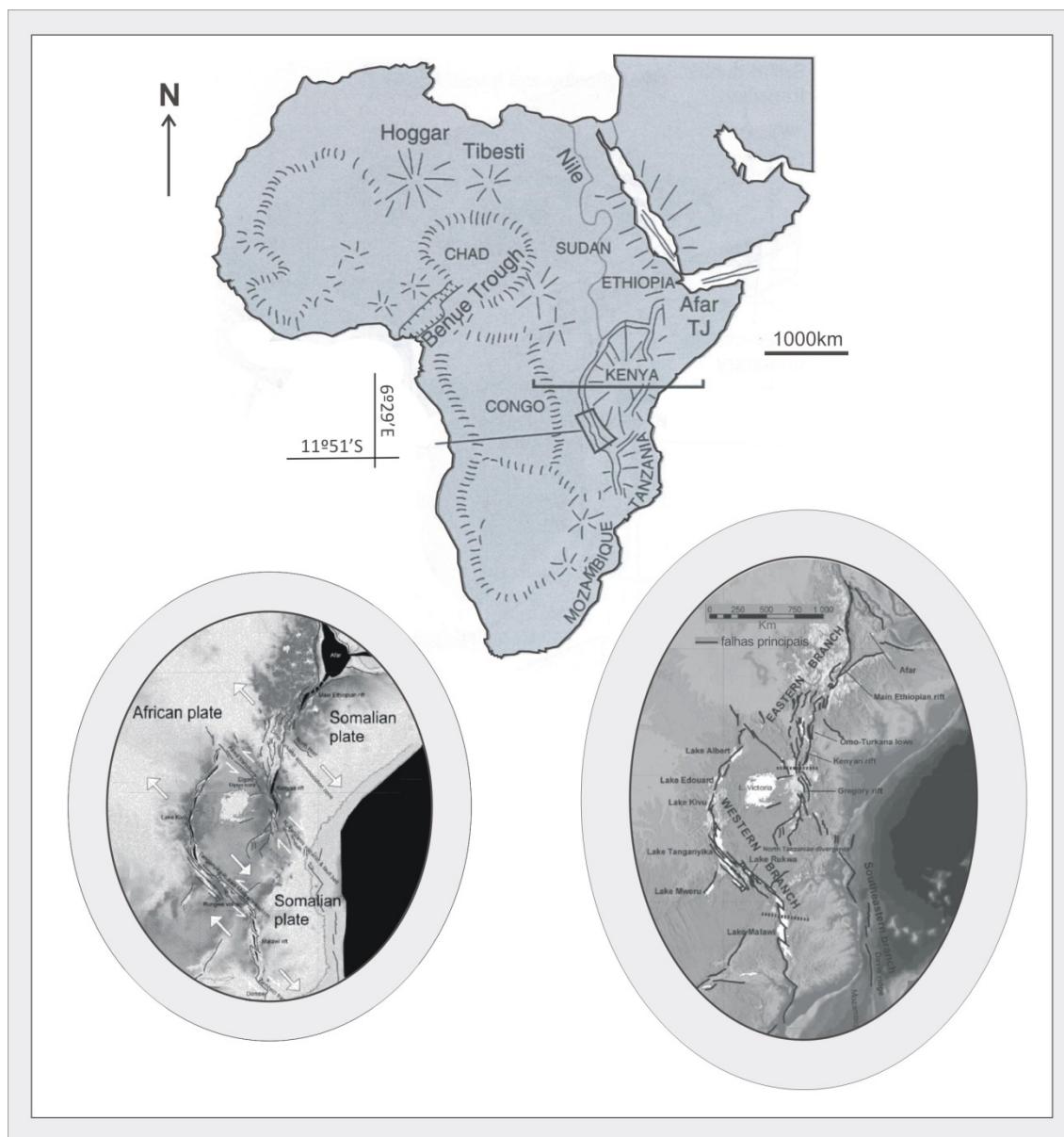


Figura 1.3- Mapa de África e Arábia com a localização da Junção Tripla de Afar (TJ Afar), assim como dois mapas de pormenor das estruturas observadas à superfície da região do Leste Africano (em baixo), um evidenciando a cinemática das placas tectónicas envolvidas e outro detalhando as principais falhas tectónicas existentes (adaptado de Moores e Twiss, 1995 e de Chorowicz, 2005).

Estas sucessões de bacias *graben* são geralmente limitadas em ambos os lados por grandes relevos constituídos por linhas de montanhas paralelas quase contínuas, por planaltos e às vezes por maciços vulcânicos (Chorowicz, 2005). A região do rifte do Quénia é a melhor documentada em termos da estrutura da litosfera, tendo sido alvo de estudos gravíticos (Wohlenberg, 1975a; Fairhead, 1976; Fairhead e Reeves, 1977; Girdler, 1978) e de outros estudos geofísicos (Achauer et al., 1992), incluindo experiências de reflecção e refracção sísmica (Mechie et al., 1997; Keller et al., 1994). Toda esta análise geofísica veio mostrar que no sistema de riftes do Leste Africano a estrutura da litosfera é controlada pelo “up-welling” da astenosfera. As estruturas que melhor caracterizam este sistema de riftes são zonas alongadas e estreitas onde a litosfera é pouco espessa (Chorowicz, 2005). Os vulcões não são frequentes ao longo das falhas normais, pelo que parece que em geral essas falhas não oferecem abertura suficiente para permitir a ascensão de magma. Em todo o sistema de riftes do Leste Africano o vulcanismo Cenozóico está muito difundido no Norte, especialmente do ramo oriental, mas é escasso a Sul (Chorowicz, 2005). Esta abundância de vulcanismo no Nordeste de África julga-se que está relacionada com a ocorrência de plumas mantélicas (Schilling, 1973; Schilling et al., 1992; Keller et al., 1994), cuja actividade migra de Norte para Sul (Bonavia et al., 1995), o que é consistente com a pouca espessura da litosfera revelada por estudos de anomalia gravimétrica (Wohlenberg, 1975b; Girdler, 1978; Simiyu e Keller, 1997). O regime cinemático deste sistema sofreu diversas alterações durante o Cenozóico superior (Delvaux et al., 1992; Strecker et al., 1990; Bosworth et al., 1992; Van Der Beek et al., 1998). Contudo, fazendo uma distinção clara entre os campos de paleotensões locais e os movimentos à escala regional correlacionados com a direcção do transporte tectónico, pode-se concluir que existem dois tipos de movimentos alternando através do tempo e do espaço, a afectar as mesmas falhas (Chorowicz, 1990), e que são: 1) o movimento de deriva NW-SE dos grandes blocos continentais, coerente com a geometria global do sistema de riftes; e 2) os movimentos locais desencadeados pela instabilidade dos relevos mais pronunciados e que são responsáveis pelos deslizamento por gravidade, especialmente ao longo das maiores fronteiras de placas e que tendem a ocorrer perpendicularmente à direcção das falhas activas (Chorowicz, 1990). O sistema de riftes do Leste Africano propagou-se na direcção Sul a uma taxa média de entre 2,5 cm/ano (Oxburgh e Turcotte, 1974) e 5 cm/ano (Kampunzu e Lubala, 1991; Kampunzu et al., 1998) num movimento ainda registado nos dias de hoje, de acordo com a distribuição da actividade sísmica (Fairhead e Henderson, 1977; Fairhead e Stuart, 1982). A primeira manifestação do desenvolvimento do sistema de riftes do Leste Africano foi a abertura de fracturas há aproximadamente 30Ma, nos planaltos de Afar e Etiópia, devido à actividade de “hot-spots” (Hoffman et al., 1997; Mège e Korme, 2004). Os vários segmentos do ponto triplo de

Afaz encontram-se em diferentes estádios de evolução, dependendo da altura da iniciação do rifte e da distância ao polo Eurelano (Chorowicz, 2005). Quatro estádios de evolução podem então ser definidos com base em critérios precisos (Chorowicz et al., 1987; Mondeguer et al., 1989; Hayward e Ebinger, 1996), sendo eles: 1) estádio de pré-rifte; 2) estádio de rifte-inicial; 3) estágio de rifte típico; 4) estágio de rifte-avançado. O padrão de sedimentação no sistema de riftes é controlado pelas estruturas topográficas, sendo fortemente influenciado pelos ambientes climáticos e pela presença dos grandes lagos (Crossley, 1984; Le Fournier et al., 1985; Tiercelin et al., 1992a,b; Frostick e Reid, 1990; Lambiase e Bosworth, 1995). Na vizinhança das bacias do tipo *graben*, as estruturas pré-existentes e as falhas recentes são o ponto de convergência da drenagem e local de acumulação de sedimentos, enquanto os relevos que representam blocos levantados por efeito de falhas normais induzem a erosão de alta energia, embora parte da drenagem possa ser desviada para longe do rifte (Chorowicz, 2005). Nas bacias profundas axiais do rifte intra-continental existem em condições anóxicas, sequências de argilas ricas em elementos orgânicos e sedimentação distal turbidítica. O predomínio de blocos de falhas normais paralelas à direcção do rifte facilita o transporte axial de sedimentos à custa do efeito da gravidade e do transporte lateral (Chorowicz, 2005).

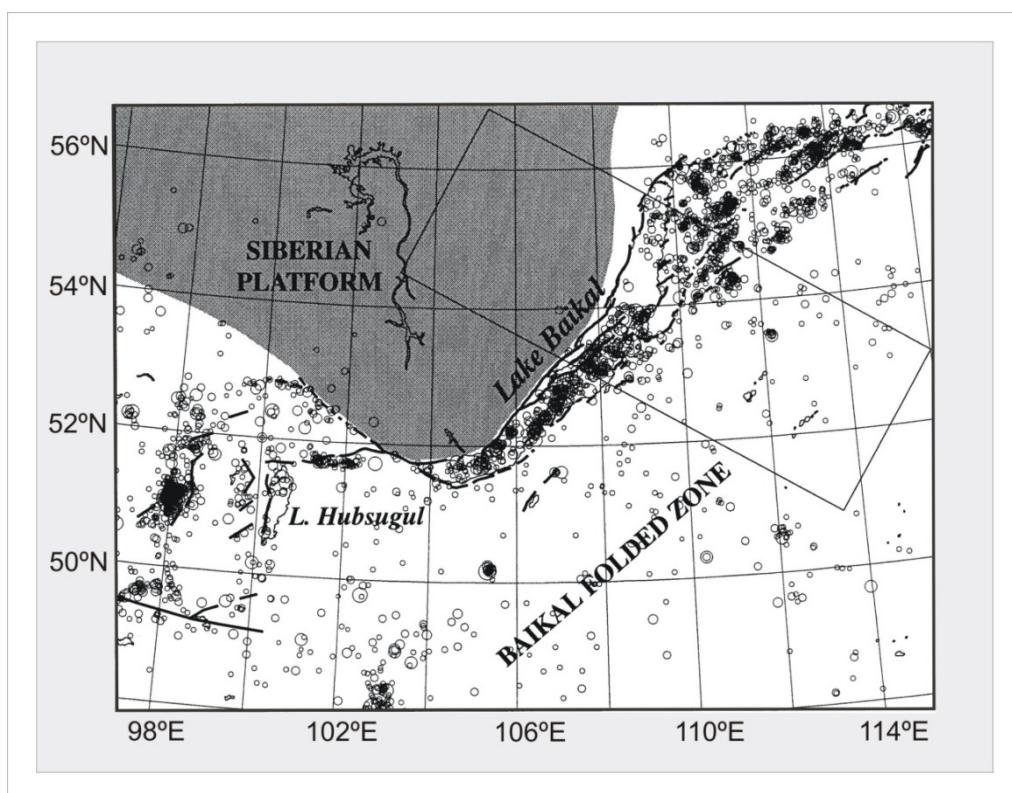


Figura 1.4- Esquema situando o Lago de Baikal e a zona envolvente, destacando as principais falhas tectónicas da região e sismicidade associada (adaptado de Petit et al., 1998).

Os sedimentos orgânicos são preservados nas bacias profundas e por vezes nas bacias superficiais. Sedimentos evaporíticos estão sob o efeito de clima semi-árido nas bacias superficiais. Os estádios iniciais da evolução do rifte (estádios de pré-rifte e de rifte-inicial) são caracterizados por uma leve subsidência e pequenas bacias *graben* pantanosas cuja sedimentação é uma combinação de depósitos detriticos e orgânicos em lagos pouco profundos. Os primeiros sedimentos depositados na bacia são depósitos areníticos de domínio fluvial. A estes sobrepõem-se argilas com grande conteúdo orgânico correspondentes a ambiente pantanoso. Na fase final da evolução do rifte, ocorrem mudanças na sedimentação que passa a ser caracterizada por espessos depósitos de sequências detriticas lacustres profundas, formando turbiditos (Chorowicz, 2005).

O Lago *Baikal* situa-se no continente Asiático, numa zona intra-cratónica da Rússia, afastada das fronteiras de placas, onde é actualmente observado um rifte intra-continental, denominado de Zona de Rifte de *Baikal* (Fig. 1.4). Este rifte desenvolve-se ao longo (ou próximo) de uma zona de sutura importante que delimita duas identidades estruturais: 1) o sistema de dobras Paleo-Mesozóico de *Baikal*; 2) o cratão Siberiano do Arcaico (Petit et al., 1998). Os processos distensivos nessa zona foram muito activos durante os últimos 3 mil anos e ainda o são, como é comprovado pela intensa actividade sísmica que se faz notar (Golenetsky, 1990) e pelo significativo estiramento crustal responsável pela topografia jovem controlada por falhas normais (Van der Beek, 1997). Análises recentes ao campo de tensões actualmente activo e ao modelo numérico de forças, indicam que a deformação actual está sobretudo relacionado com os efeitos de colisão entre a Índia e a Ásia (Petit et al., 1996; Lesne et al., 1998). Por outro lado, a estrutura do manto observada por Petit et al. (1998), não dá indicações que este tenha actualmente grande influência no campo de tensões no Rifte de *Baikal*. Ainda assim, julga-se que é devido à existência de uma pluma mantélica penetrando por injeção ao longo da sutura que favorece o desenvolvimento de processos distensivos em resposta ao movimento de tectónica causada pela colisão da Índia - Ásia. Esta interpretação difere da proposta feita por Allen e Windley (1993) e Gao et al. (1994a, b), principalmente na extensão e na localização da estrutura do manto envolvente.

1.2.3. As bacias sedimentares associadas à formação e fragmentação do supercontinente Pangeia

Com o intuito de estudar o conteúdo das bacias sedimentares do Triásico superior associadas à formação de riftes intra-continentais, é necessário recuar no tempo geológico até ao Paleozóico onde ocorreram diferentes etapas da acreção que originou o supercontinente Pangeia. As etapas de amalgamação da Pangeia no final do Paleozóico são assinaladas pelo fecho de uma importante bacia oceânica (o Oceano *Rheic*), devido à colisão de duas grandes massas continentais, a *Gondwana* e a *Laurússia*, e pela formação de uma cadeia orogénica (a Orogenia Varisca), representada actualmente na Europa Ocidental e Central (*Nance e Gutiérrez-Alonso et al., 2010*) (Fig.1.5).

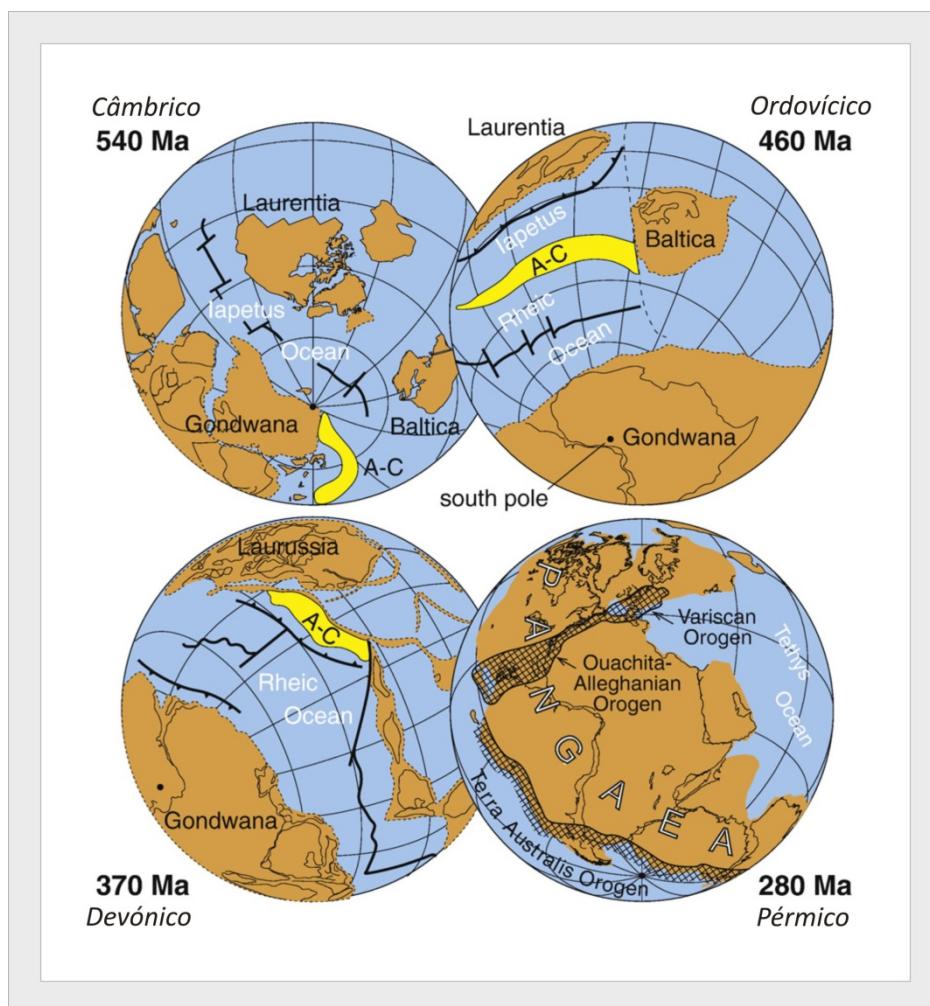


Figura 1.5- Esquema da paleogeografia e deriva dos principais continentes durante o Paleozóico entre os períodos Câmbico (c. 540 Ma) e Pérmico (c. 280 Ma), de que resultou a formação do supercontinente Pangeia e a edificação da orogenia ouachita-alleghaniana-varisca. Em c. 540 Ma o oceano *Iapetus* formou-se entre a Laurásia e o *Gondwana*. Em c. 460 Ma, Avalonia e Carolina (A-C) separaram-se de *Gondwana* criando o Oceano *Rheic*. Aos c. 370 Ma, a Laurância, a Báltica e a Avalonia-Carolina colidiram formando a Laurússia, o Oceano *Rheic* iniciou a sua contracção e acabou por fechar aos c. 280 Ma, para formar a Pangeia e o sistema orogénico *Ouachitiano-Alleghaniano-Varisco* (adaptado de *Nance et al., 2010*).

O Oceano *Rheic* é considerado determinante no contexto da fragmentação e dispersão do supercontinente Gondwana e posterior formação do supercontinente Pangeia (*Murphy et al., 2009; Santosh et al., 2009*).

Actualmente existe um consenso baseado em dados litoestratigráficos, paleontológicos e geocronológicos, de que o Oceano *Rheic* se começou a formar no Câmbrio superior e alastrou no Ordovícico inferior, originando a separação e deriva de terrenos *peri-Gondwanicos* (Avalonia, Carolina, Ganderia e Meguma) a partir da margem norte do supercontinente Gondwana (*McKerrow e Scotese, 1990; Cocks e Torsvik, 2002; Stampfli e Borel 2002; Winchester et al., 2002; Murphy et al., 2006a; Nance e Linnemann, 2008, Nance et al., 2010*). Durante o Ordovícico, o Oceano *Rheic* separava terrenos peri-Gondwanicos (Avalonia, Carolina, Ganderia e Meguma) da margem continental de *Gondwana* e era contemporâneo do Oceano *Iapetus* (Fig.1.6A). O Oceano *Iapetus* que separava a Báltica e os terrenos peri-Gondwanicos (Avalonia, Carolina, Ganderia e Meguma) do continente Laurância, estaria a fechar enquanto o fundo do Oceano *Rheic* alastrava (*Cocks e Torsvik, 2002; Stampfli e Borel, 2002; Winchester et al., 2002; Scotese, 2004*). O período de contracção do Oceano *Iapetus* e de expansão do Oceano *Rheic* culminou no fecho do Oceano *Iapetus* (Fig.1.6B), através da colisão entre os terrenos *peri-Gondwanicos* (Avalonia, Carolina, Ganderia e Meguma), a Báltica e a Laurância, originando uma grande massa continental designada por Laurússia. A contracção do Oceano *Rheic* que terá tido início durante o período Silúrico - Devónico e o seu fecho no Carbónico inferior (*Nance e Gutiérrez-Alonso et al., 2010*), pela colisão continente - continente da Laurússia e *Gondwana* (Fig.1.6B) (*van Staal et al., 1998, 2009; Cawood et al., 2001; CockseTorsvik, 2002; StampfliBorel, 2002; Winchester et al., 2002; Murphy et al., 2002; Scotese, 2004; Nance e Linnemann, 2008; Murphy et al., 2009*). Desta colisão continental formou-se o sistema orogénico Ouachita-Apalachiano-Varisco (Fig.1.6C), que se estenderia geograficamente desde o Leste da América do Norte ao Noroeste da Europa central (*Nance et al., 2010*) (Fig.1.7).

A caracterização deste sistema orogénico Paleozóico superior está descrita em sínteses actualizadas relativas ao orógeno Apalachiano no Norte da América (*Hibbard et al., 2006, 2007a,b; van Staal, 2007; van Staale et al., 1998, 2009*), ao orógeno Varisco na Europa (*Hancocke Skinner, 2000; Franke, 2000; Matte 2001, 2002*) e à sua extensão na América Central (*Nance et al., 2006, 2009; Keppie et al., 2008*). A sutura do Oceano *Rheic* estende-se do México à Turquia ocupando aproximadamente 10000km (*Nance e Gutiérrez-Alonso et al., 2010*), considerando-se exposta na Alemanha (*Mid-German-Crystalline Zone; Zeh et al., 2001, Zeh e Gerdes, 2010*), no Sul da Bretanha (*Lizard ophiolite; Nutman et al., 2001*) ligando o arco Ibero-Armorícano com a sutura do NE da Ibéria (*Ofiolito de Caréon; Martínez - Catalán et al., 2007; Sánchez Martínez et*

al., 2007, 2009) e do SW da Ibéria (*Complexo Ofiolítico de Beja - Acebuches e prisma acrecionário do Pulo do Lobo; Quesada et al., 1994; Braid et al., 2010*).

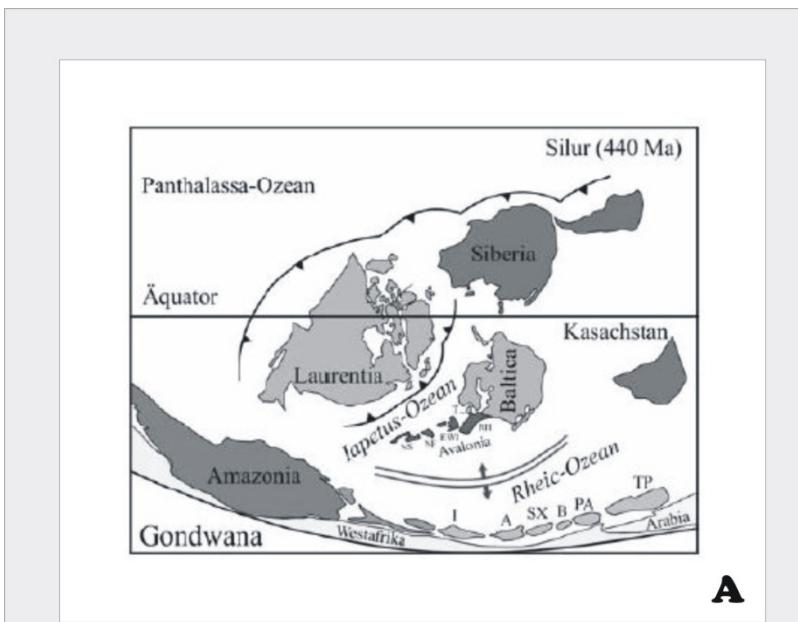
Recentemente, foi proposto a existência de vestígios do Oceano *Rheic* a Norte do Complexo Ofiolítico de Beja - Acebuches (*Ofiolitos Internos; Ribeiro et al., 2007; 2010*), mas o tema da existência de ofiolitos no SW da Ibéria continua a ser controverso (*Pereira et al., 2009*).

O Orógeno Varisco tem de amplitude aproximadamente 1000 km, estendendo-se por mais de 8000 km desde a Ibéria às montanhas dos *Sudetes* na Polónia (*Franke, 2000; Matte, 2001*). O zonamento tectono-estratigráfico do Orógeno Varisco descreve na Europa Ocidental uma curvatura acentuada que se designa por Arco Ibero-Armoriano, cuja origem tem sido discutida recentemente, e atribuída à formação de um orocinal no final do Paleozóico superior (*Weil et al, 2001; 2010; Gutiérrez-Alonso et al., 2003, 2012*) ou nos modelos mais antigos, como resultante da presença de um promontório que agiu como indentor durante a colisão Laurússia - *Gondwana* (*Matte e Ribeiro, 1975; Brun e Burg, 1982; Matte, 1986; Dias e Ribeiro, 1994; Quesada et al., 1994*).

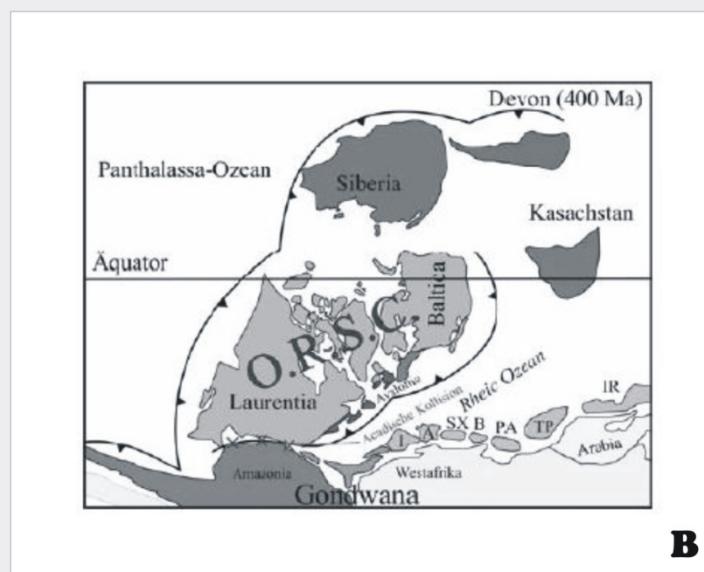
O Maciço Ibérico que corresponde ao troço da Ibéria da cadeia de montanhas Varisca (Fig.1.8), apresenta um zonamento baseado em diferenças estratigráficas, tectónicas e petrológicas próprias do registo geológico pré-Mesozóico (*Julivert, 1987*): a Zona Cantábrica (ZC), a Zona Oeste Astúrio - Leonesa (ZOAL), a Zona Galaico-Transmontana (ZGT), a Zona Centro-Ibérica (ZCI), a Zona de Ossa-Morena (ZOM) e a Zona Sul Portuguesa (ZSP). Nessas zonas, embora com distribuições diferentes, pode ser observada nalguns casos a evolução completa da estratigrafia desde o Neoproterozóico ao Pérmico. Neste trabalho será dado ênfase à estratigrafia do Carbónico que se descreve para o SW da Ibéria, isto é, para as Zonas de Ossa-Morena e Zona Sul Portuguesa.

As rochas mais antigas do SW da Ibéria são na grande maioria rochas sedimentares metamorfizadas, designando-se por Série Negra (*Ediacariano; Pereira et al., 2006*) as que pertencem à ZOM.

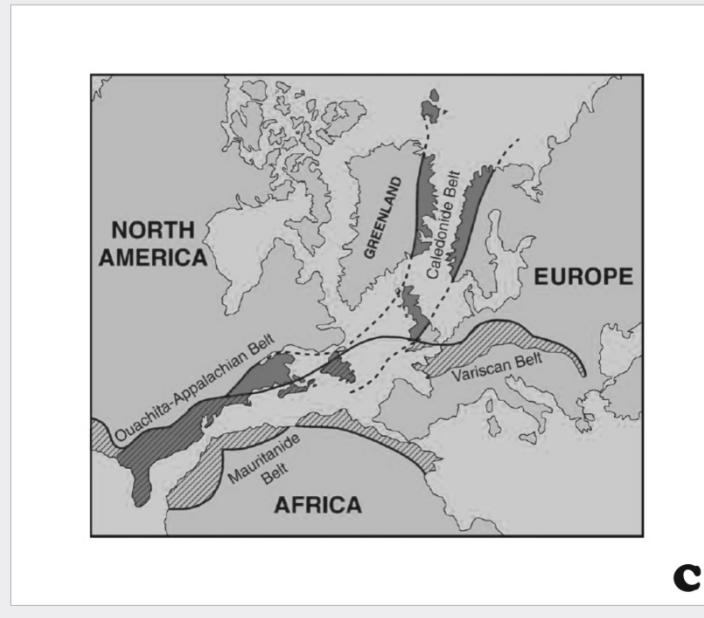
Figura 1.6- A- Localização paleogeográfica do Oceano *Rheic* e do Oceano *Iapetus* no Silúrico (c. 440Ma); B- Localização paleogeográfica do Oceano *Rheic* no Devónico (c. 400Ma). Representação da progressiva contracção do Oceano *Rheic* e consequente fecho com a colisão entre a Laurússia (Laurência, Ganderia, Avalonia, Meguma e Báltica) e *Gondwana* ((I) Ibéria, (A) Armorica, (SX) Saxo-Turingia, (B) Barradian, (PA) Proto-Alpes, (TP) Placa Turca) (Modificado de *Linnemann et al., 2004*); C- Representação do sistema orogénico *Ouachita-Apalachiano-Varisco* durante o Carbónico. Continuidade do cordilheira *Ouachita-Apalachiana* na América do Norte com a cintura Caledónica e Varisca na Europa. As linhas a tracejado indicam as áreas da deformação do Paleozóico inferior (*Ouachita-Apalachiana-Varisca*) associado ao fecho do Oceano *Rheic* (adaptado de *Nance et al., 2010*).



A



B



C

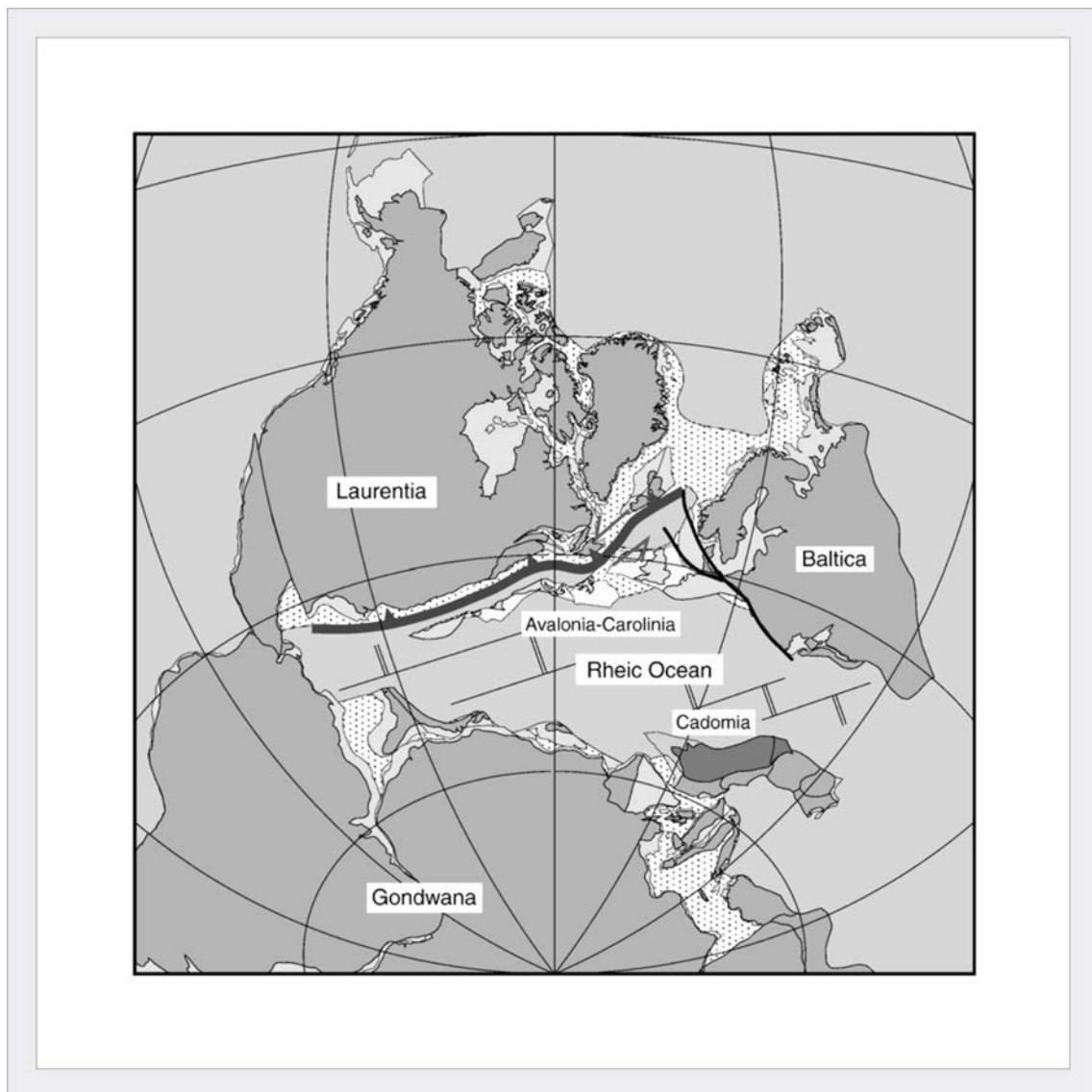


Figura 1.7- Reconstrução paleogeográfica do Oceano *Rheic* no Silúrico inferior imediatamente após o fecho do Oceano *Iapetus* em consequência da sua subducção sob a Laurásia (linha negra dentada). O sistema de cristas e falhas transformantes do Oceano *Rheic* é meramente esquemático (simplificado de *Pickering e Smith, 1995*).

Estas rochas representam bacias sinorogénicas associadas ao desenvolvimento de uma margem activa no Norte de *Gondwana* (Orogenia Cadomiana; *Pereira et al., 2008*). Com o Paleozóico inferior, assiste-se na ZOM a uma mudança para um outro ambiente geodinâmico, dando-se início ao rifte intra-continental e ao desenvolvimento de uma margem passiva do Oceano *Rheic* (*Murphy et al., 2006*).

No SW da Ibéria, o Câmbrico inclui sequências sedimentares detríticas e carbonatadas e complexos ígneos-sedimentares expressos na forma de sequências clásticas, intercalações de rochas vulcânicas félscicas e máficas e seus equivalentes sub-intrusivos (*Sanchez-Garcia et al., 2003, 2008, 2010; Chichorro et al., 2008; Pereira et al., 2011, 2012b*). O Ordovícico inferior

caracteriza-se por rochas detríticas e vulcânicas félscicas e máficas e a partir desse período até ao Devónico inferior, não se observa magmatismo na ZOM (Pereira *et al.*, 2010). No SW da Ibéria existe uma lacuna estratigráfica no Devónico médio. Na ZSP as rochas mais antigas sem idade determinada, são cobertas por rochas sedimentares detríticas do Devónico superior. Em termos sucintos, a estratigrafia do Devónico-Carbónico na ZSP está representada por sedimentação terrígena no Devónico (Formação Filito-Quartzítica e PQ), por um Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS) escalonado entre o Devónico superior e o Carbónico inferior e por sedimentação terrígena em bacias marinhas (Grupo Flysch do Baixo Alentejo- Oliveira, 1990), desde o Carbónico inferior ao Carbónico superior.

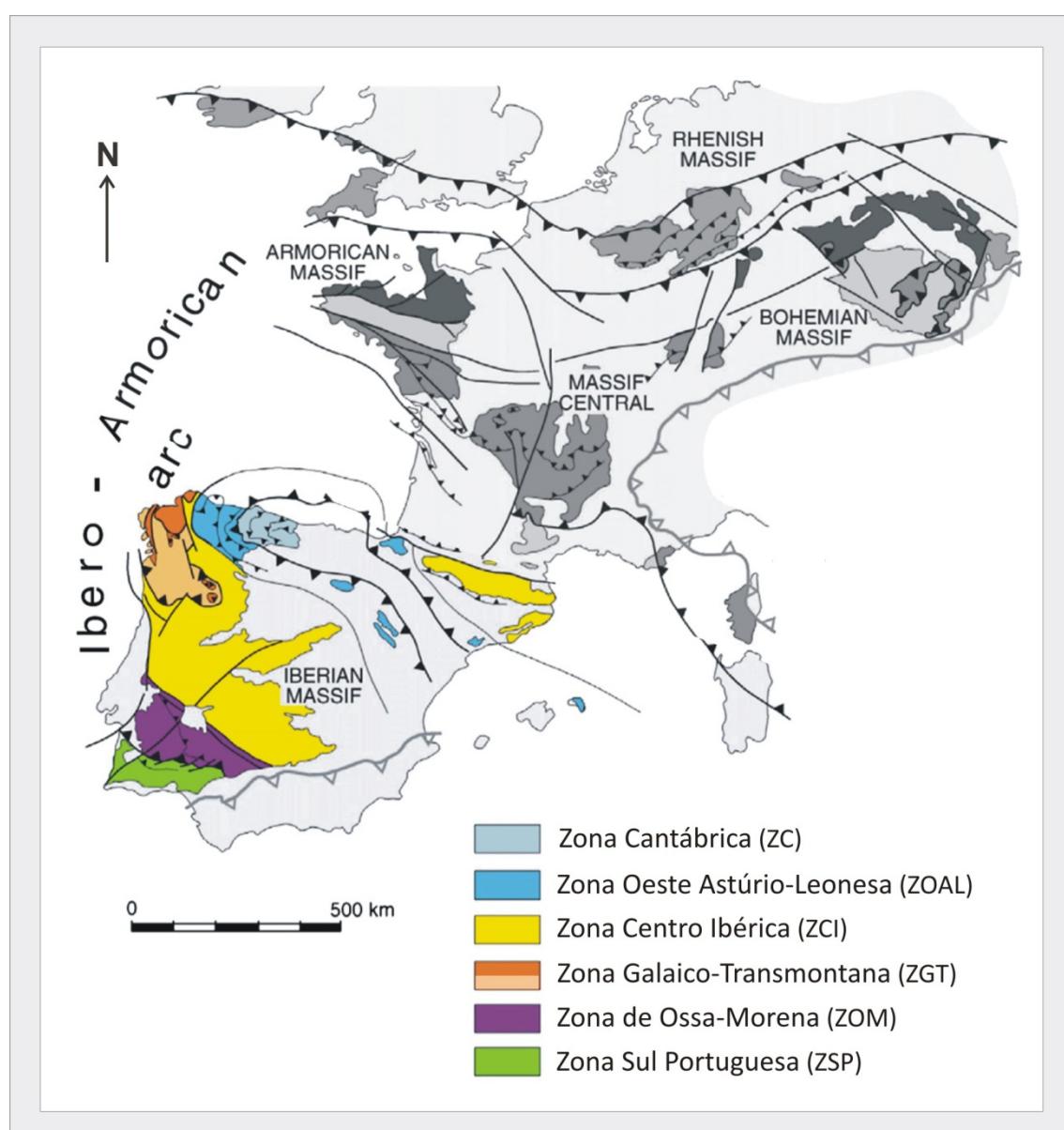


Figura 1.8- Mapa esquemático das zonas tectonoestratigráficas da orogenia Varisca na Ibéria (adaptado de Murphy *et al.*, 2010).

No Carbónico da ZSP predominam as sequências de rochas sedimentares do tipo *flysch* sendo as mais recentes datadas do Moscoviano. O Carbónico inferior da ZOM também se caracteriza por sequências de rochas sedimentares do tipo *flysch* mas o Carbónico superior é de natureza continental (Quesada et al., 1990). Durante o Carbónico superior, na fase final da orogenia Varisca, desenvolveram-se bacias continentais intra-montanhosas na ZOM, como são exemplos as bacias sedimentares de Santa Susana e de Vale de Inferno (Gabaldón et al., 1983a; Quesada et al. 1990), contemporâneas com as bacias sedimentares marinhas do Grupo Flysch do Baixo Alentejo na ZSP (Oliveira, 1990). Por sua vez, as bacias sedimentares do Pérmico médio e superior localizadas exclusivamente em Espanha são consideradas como contemporâneas de sistemas de rifte na Europa Central e Ocidental e/ou como resultado da reactivação de falhas variscas durante a fase inicial da reorganização pós-orogenia varisca da placa Ibérica (Brunete e Pichon, 1982; Ziegler, 1990; Beauchamp, 1997; López-Gómez et al., 2005; Arche e López-Gómez, 1996). No SW da Ibéria, as rochas sedimentares do Pérmico são apenas referidas numa pequena área perto do limite entre a ZOM e a ZSP, no que se designa por Bacia de *Viar* em Espanha.

No final do Paleozóico admite-se que as margens continentais activas do supercontinente Pangeia formavam o anel de fogo da Pangeia (Golonka e Ford, 2000; Golonka, 2002, 2004). Estas zonas de subducção mantiveram-se activas ainda durante o Triásico e o Jurássico, manifestando a sua actividade com importante vulcanismo activo, acreção de terrenos e desenvolvimento de bacias do tipo *back-arc* (Golonka, 2007). A par do desenvolvimento de margens activas, o supercontinente Pangeia assistiu no seu interior à propagação de sistemas de riftes intra-continentais de que são reflexo as bacias do Alentejo e do Algarve no SW da Ibéria. A evolução dos sistemas de riftes intra-continentais que conduziu à progressiva fragmentação da Pangeia estão intimamente relacionados com a evolução da Ibéria no contexto da evolução do Mar *Paleotethys* e dos oceanos *Neotethys* e Atlântico. O rifte intra-continental que se desenvolveu na Pangeia terá começado no Pérmico Superior - Triásico Inferior (Ruellan, 1985; Ruellan et al., 1985; Medina, 1995; 2000; El Arabi et al., 2006), progredindo nas regiões ocidentais de Sul para Norte segundo a direcção das estruturas principais do sistema orogénico *Apalachiano-Varisco* (Martins et al., 2008). Considera-se que a transição Paleozóico - Mesozóico marcou o início da fase de rifte e de fragmentação da Pangeia (Fig.1.9), num processo que se intensificou no Triásico superior (Ziegler, 1982, 1988; Veevers, 1994; Withjack et al., 1998; Golonka e Ford, 2000; Golonka, 2002; Veevers, 2004).

Na transição Pérmo-Triásico, as placas litosféricas *Cimerianas* (Indochina e *Simbasu*) (Fig.1.10A) deslocaram-se em direcção à Laurásia (Sengör, 1984) causando o fecho e a progressiva destruição da litosfera oceânica do Mar *Paleotethys* na margem activa oriental da

Pangeia, contemporânea da formação de bacias nos Pirenéus (*Pereira et al., em impressão*) (Fig.1.10B). Esta subducção também foi coetânea com a abertura do Oceano *Neotethys* (*Golonka, 2007*) (Fig.1.10C). Durante este período de tempo da história da Terra desenvolveram-se grandes plataformas carbonatadas ao longo das margens do *Neotethys* e do *Paleotethys*, assim como nas placas *Cimerianas* (*Dercourt et al., 1993; Philip et al., 1996; Sengör e Natalin, 1996; Philip, 2003; Golonka, 2004*). Por sua vez no Triásico, as bacias sedimentares que se estendiam da América do Norte oriental (bacias de *Newark, Culpeper, Hartford, Deerfield* e *Fundy*; *Letourneau and Olsen, 2003*) à África setentrional e ocidental (*Whiteside et al., 2007*), através da Ibéria (*Arche e López-Gómez, 1996*), no *offshore* da Irlanda e no Mar do Norte até à Noruega e Groenlândia oriental (*Mckie e Williams, 2009*), caracterizavam-se por transporte de sedimentos detritícios através de sistemas fluviais e nalguns casos, eólicos.

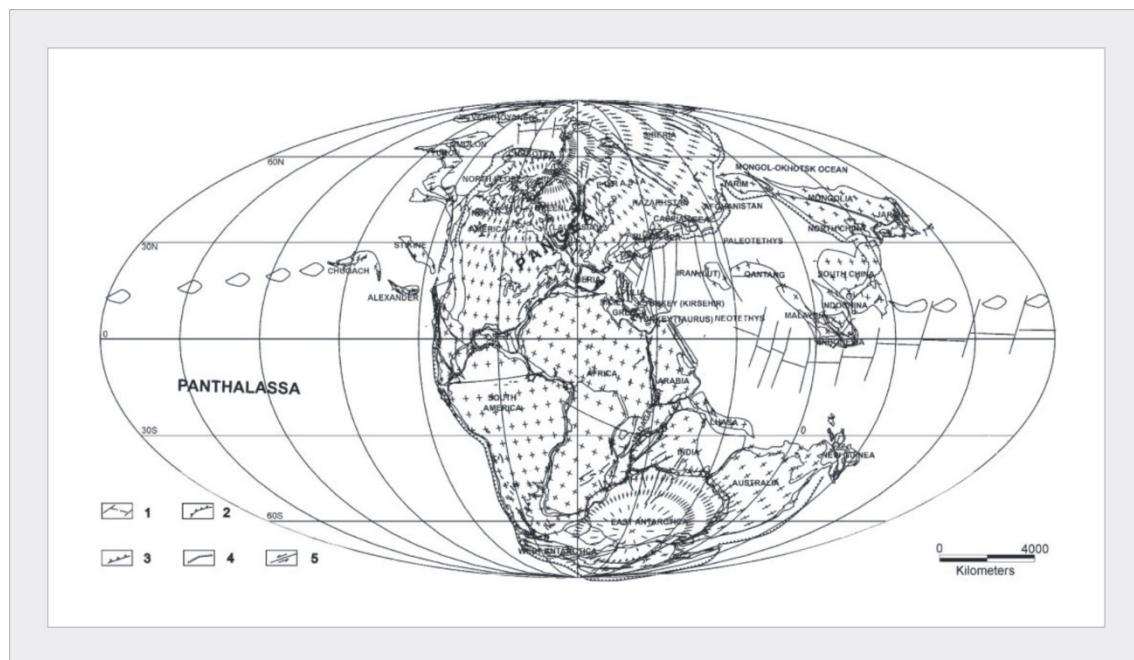


Figura 1.9- Mapa global da tectónica de placas do Pérmico - Triásico, no início do rifte intra-continental e da fragmentação da Pangeia. (1- rifte oceânico e falhas transformantes; 2- zonas de subducção; 3- falhas inversas; 4- falhas normais, 5- falhas de *strike-slip*) (adaptado de *Golonka, 2007*).

A dispersão de areias fluviais no Permo-Triásico apresentava uma tendência sistemática em toda a região, o que é evidenciado pelos dados de paleocorrentes (*Mckie e Williams, 2009*). Em algumas bacias a espessura de sedimentos atingiu 8000m (*Doré, 1992*) contendo uma série de fácies aluvionares e fluviais acumuladas sob condições variáveis de subsidência, clima, fornecimento de sedimentos e influência marinha. Estes sedimentos podem ter sido transportados por grandes rios permanentes ou então por sistemas mais efêmeros, estão

relacionados com fácies eólicas, costeiras e lacustres, por vezes também associados a evaporitos em proporções variáveis (McKie e Williams, 2009).

As bacias sedimentares do Pérmico e Triásico relacionam-se com os primeiros estádios evolutivos do ciclo Alpino na Ibéria, tal como a maioria das bacias da Europa central e do noroeste da Europa se relacionam com sistemas complexos de rifte intra-continentais. Essas bacias intra-continentais foram preenchidas por sedimentos eólicos, aluvionares, fluviais, carbonatos marinhos e evaporitos constituindo uma sucessão estratigráfica semelhante à que define as bacias do Triásico da Europa central. Esta sucessão estratigráfica triásica é composta por três sequências de fácies sedimentares distintas (Köppen e Carter, 2000), representada na base por sedimentos siliciclásticos continentais (*Buntsandstein*), dando lugar principalmente a carbonatos marinhos (*Muschelkalk*) que passam no topo a uma mistura de sedimentos siliciclásticos, carbonatos e evaporitos (*Keuper*).

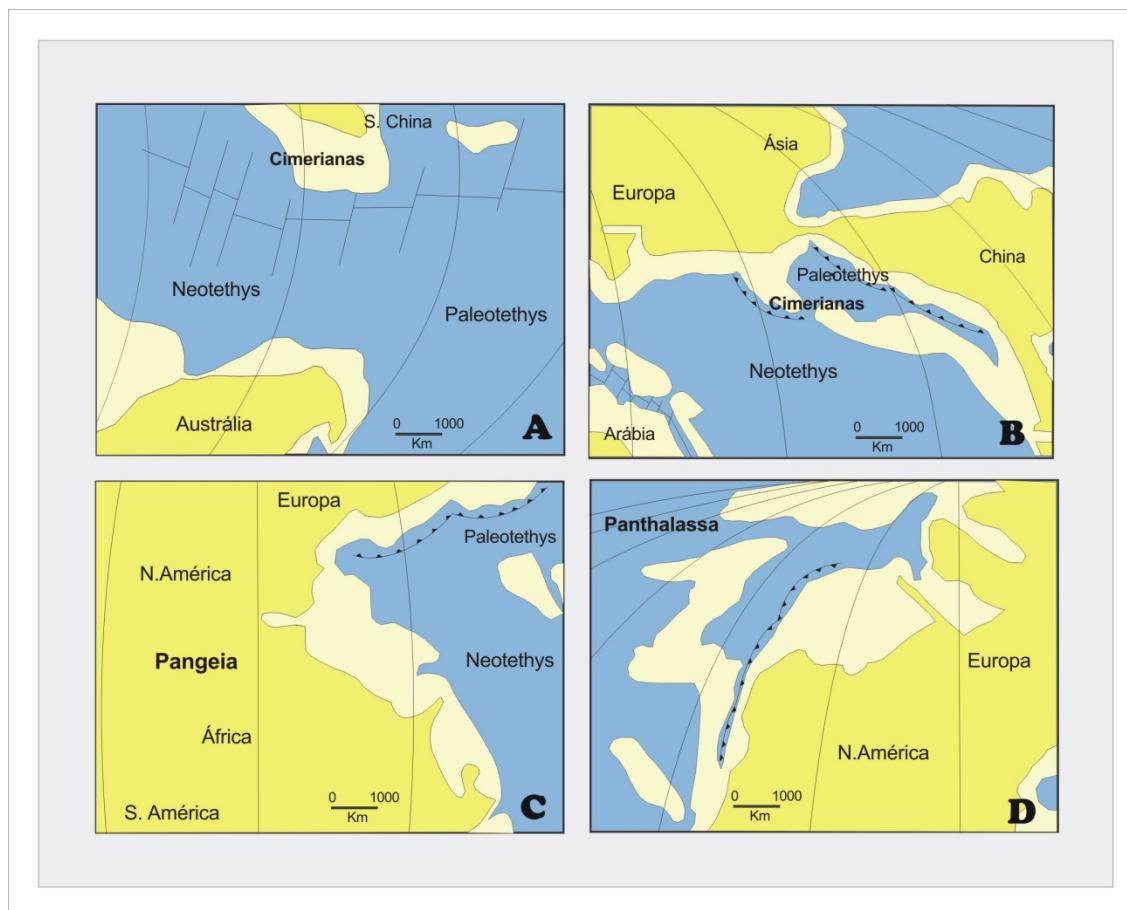


Figura 1.10- Representação paleogeográfica do Triásico superior. A e B- Posição dos Oceanos *Paleotethys* e *Neotethys* e representação da deslocação das placas *Cimerianas* em direcção à Laurásia provocando o fecho e progressiva destruição do *Paleotethys*; C- Zona onde se localizou o princípio do rifte intra-continental entre a Europa e a América do Norte (canto superior esquerdo); D- Localização da zona onde se situava o oceano *Panthalassa* (adaptado de Golonka, 2007).

O limite estratigráfico entre o Pérmico médio-superior e o Triásico inferior, na Ibéria, aparece geralmente assinalado por uma discordância angular (Bourquin et al., 2010). Nestas bacias sedimentares permo-triásicas os diferentes padrões de direcções de paleocorrentes parecem indicar que neste período de tempo, existiram importantes mudanças na disposição das redes fluviais (Bourquin et al., 2010). A subsidência na Europa central levou a uma acumulação de sedimentos que atingiram os 4000 m de rochas sedimentares do Triásico na Polónia (Köppen e Carter, 2000; Kutek, 2001). Outras bacias sedimentares da mesma idade onde dominam depósitos continentais vermelhos, localizam-se ao longo da margem leste da América do Norte, na América do Sul e no Noroeste de África (Olsen, 1997; Withjack et al., 1998; Golonka e Ford, 2000; Ford e Golonka, 2003; Macdonald et al., 2003; Laville et al., 2004). Durante o Triásico inferior (Induano) as bacias intra-montanhosas encontravam-se sob intensa erosão e a deposição de sedimentos foi preservada apenas na parte central da Europa e provavelmente no Oceano Neotethys. Esses sedimentos eram siliciclásticos marinhos e implicavam um fornecimento volumoso de detritos para as águas marinhas (Bourquin et al., 2010). No Triásico superior a fracturação da Pangeia estendeu-se desde os sistemas de riftes intra-continentais da Europa central e da América do Norte (Newark), através do Atlântico Norte até ao Ártico e Alasca (Fig.1.10C) (Golonka et al., 2003a). As bacias sedimentares associadas a estes riftes foram preenchidas com sedimentos detritícios continentais vermelhos reflectindo o clima árido. Depósitos carbonatados dominaram a área do Ártico e o Norte do Canadá (Ronov et al., 1989; Golonka et al., 2003a). Sedimentos detritícios de grão fino eram comuns nas bacias sedimentares do oeste da América do Norte, assim como nos terrenos da Panthalassa (Golonka, 2007) (Fig.1.10D). Sedimentos continentais depositados em bacias sedimentares do Triásico superior ocorrem também em Marrocos no vale de *Oukaimeden-Ourika* localizado no Alto Atlas Central (Baudonet et al., 2009).

Na transição Triásico-Jurássico a Pangeia estava fracturada na área do futuro Atlântico central e a litosfera continental encontrava-se sob forte tensão devido às forças relacionadas com as zonas de subducção que cercavam este supercontinente. Neste período regista-se a passagem da fase de rifte para a fase de deriva (Golonka, 2007). Desenvolveram-se bacias sin-rifte com escoadas lávicas intercaladas com as sequências de sedimentos transicionais e marinhos como são exemplos as sequências que marcam a transição Triásico-Jurássico nas bacias sedimentares de *Oujda* e *Argana* em Marrocos e as bacias sedimentares do Algarve e de Santiago do Cacém no SW da Ibéria que incluem vulcanismo máfico relacionadas com a formação da importante província ígnea *Central-Atlantic-Magmatic-Province* (CAMP) (Verati et al., 2007; Martins et al., 2008). O CAMP estendia-se por uma área de 7×10^6 km²,

principalmente composta por basaltos toleíticos num volume total estimado de $2 - 4 \times 10^6 \text{ km}^3$ (Marzoli *et al.*, 1999) (Fig.1.11). O magmatismo do CAMP representa os vestígios de rochas ígneas intrusivas (intrusões estratificadas, filões-camada, diques) e extrusivas (sequências piroclásticas e escoadas) de antigos sistemas de riftes intra-continentais do Triásico-Jurássico que ocorrem em regiões da América do Norte e da América do Sul, do Noroeste de África e Sudoeste da Europa (Marzoli *et al.*, 1999; McHone e Puffer, 2003; Whiteside *et al.*, 2007; Verati *et al.*, 2007; Martins *et al.*, 2008).

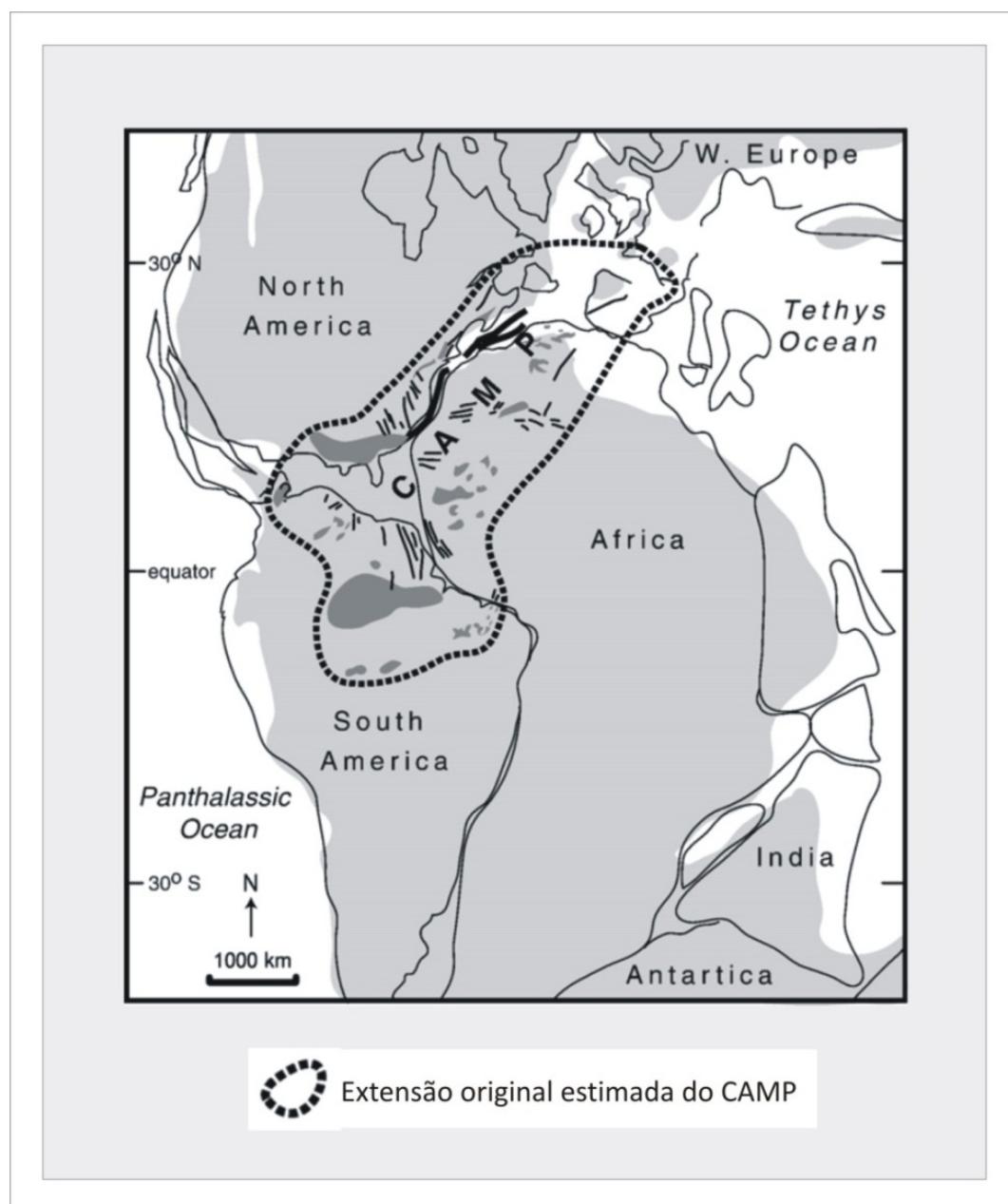


Figura 1.11- Mapa paleogeográfico mostrando a extensão provável original do CAMP (Adaptado de Cohen e Coe, 2007).

Nos modelos paleogeográficos que se discutem presentemente considera-se que o processo de estiramento litosférico associado à fragmentação da Pangeia levou ao desenvolvimento de uma série de bacias sedimentares e à individualização da Ibéria (López-Gómez *et al.*, 2005). Este bloco crustal funcionou, durante o Mesozóico como uma microplaca cujas fronteiras de placas tinham um carácter transitório, encontrando-se activas em diferentes períodos, o que permitiu que a Ibéria se deslocasse alternativamente ligada à Eurásia, à África ou independente das cinemáticas destes dois continentes (Stampfli e Kozur, 2006; Golonka, 2007). A evolução desta microplaca durante o período compreendido entre o Carbónico superior e o Triásico inferior pode ser dividido em três períodos sucessivos, com características tectónicas, magnéticas e sedimentológicas distintas: o Carbónico superior-Pérmico inferior, o Pérmico superior e Pérmico superior-Triásico superior (López-Gómez *et al.*, 2005).



Figura 1.12- Bacias sedimentares da Ibéria na transição Pérmico - Triásico, com especial destaque para as bacias de Portugal continental (adaptado de Lopez-Gomez *et al.*, 2005).

Esta evolução está relacionada com o desenvolvimento da área ocidental do *Neotethys* durante esses períodos de instabilidade tectónica devido à complexa e intensa organização de placas (Beauchamp, 1997).

Segundo reconstruções paleogeográficas para o Pérmo-Triásico, a microplaca Ibérica faria parte da extremidade sudeste da Cordilheira Central da Pangeia, a 200-400km da margem mais a oeste do Oceano *Neotethys* (López-Gómez e Arche et al., 2005). A Ibéria encontrava-se a Norte do equador e a Sul do trópico (Ziegler e Stampfli, 2001; Beauchamp e Baud, 2002), ocupando uma posição subtropical no hemisfério Norte e actuando como uma porta principal para a propagação definitiva para Ocidente do Oceano *Neotethys* que a atingiu durante o Triásico médio (Anisiano) (López-Gómez e Arche et al., 2005).

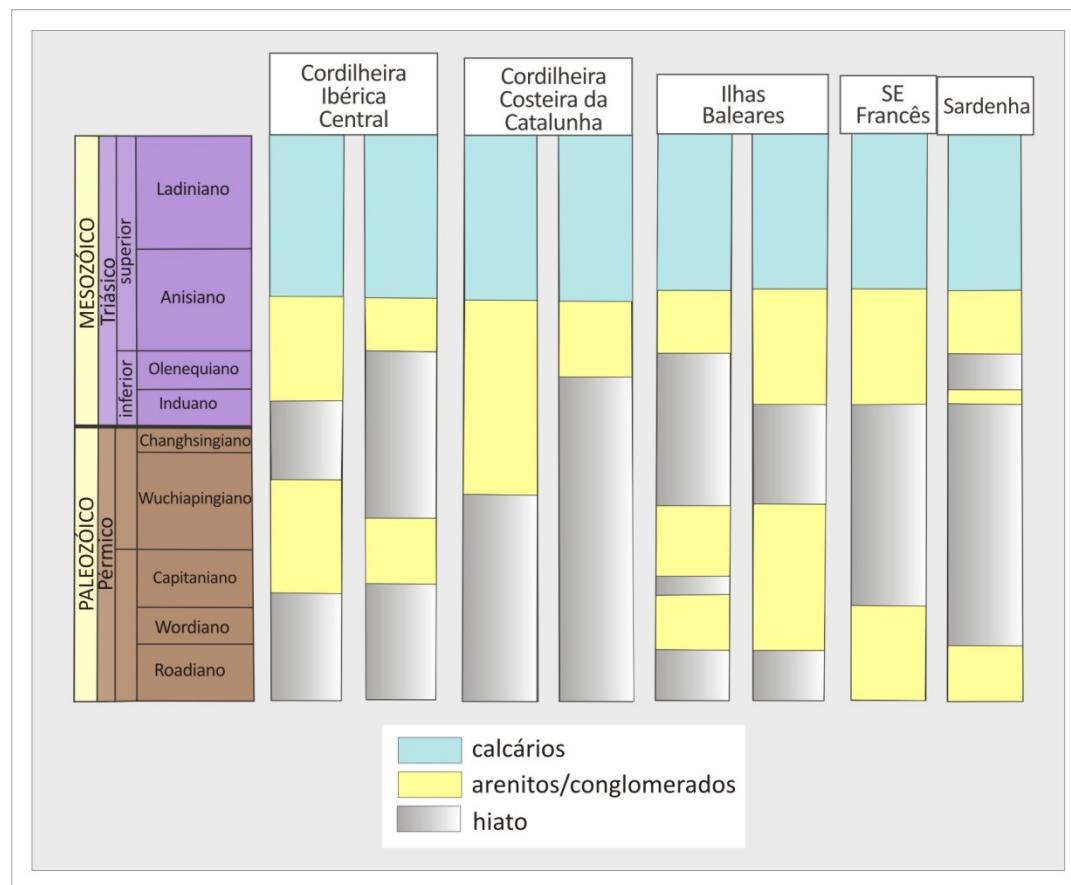


Figura 1.13- Colunas estratigráficas da Península Ibérica, ilustrando a ausência depósitos do Triásico inferior (adaptado de Bourquin et al., 2010).

A paleoposição desta microplaca coloca-a sob a influência de um regime de monções e clima sazonal, com algumas zonas áridas no interior (López-Gómez e Arche et al., 2005). As bacias sedimentares da Ibéria (Fig.1.12), na transição Pérmico-Triásico desenvolveram-se em geral seguindo padrões semelhantes aos das bacias sedimentares do resto da Europa, embora o seu desenvolvimento não seja contemporâneo (López-Gómez e Arche et al., 2005).

Usando a magnetoestratigrafia como critério para definir a idade mais provável (Dinarès-Turrel et al., 2005) e excepto para o Olenekian superior na *Catalan-Coastal-Range*, ainda não foram reconhecidos na Ibéria depósitos do Triásico inferior (Induan e Olenekian) (Fig.1.13).

1.2.4. A estratigrafia do Triásico superior-Jurássico inferior em Portugal, nas bacias Lusitaniana, do Alentejo e do Algarve

A génesis das bacias sedimentares mesozóicas portuguesas (Bacia Lusitaniana, Bacia do Alentejo e Bacia do Algarve) e posterior evolução, foram condicionadas por processos ligados à formação do Atlântico Norte e Central, sendo também influenciadas pelo sector ocidental da evolução do Neotethys. A existência de falhas e estruturas halocinéticas (associadas a materiais evaporíticos) com direcções tardi-variscas, manifestam a reactivação de falhas antigas existentes no soco que condicionaram a evolução das bacias no Mesozóico (Azerêdo et al., 2003). Os episódios compressivos associados à inversão tectónica das bacias do Mesozóico (Orogenia Alpina), induziram a elevação e consequente exposição de grande parte das formações mesozóicas das bacias Lusitaniana, do Alentejo e do Algarve (Mougenot et al., 1979; Ribeiro et al., 1979, 1996; Wilson, 1988; Wilson et al., 1989; Pinheiro et al., 1996; Terrinha, 1998). As rochas sedimentares do Triásico destas bacias, foram detalhadamente estudadas por Palain (1976), que definiu as principais unidades litoestratigráficas.

As bacias Lusitaniana, do Alentejo e do Algarve desenvolveram-se em condições geodinâmicas e climáticas idênticas durante o Triásico superior e o Jurássico inferior, mas por razões estruturais e paleogeográficas, tiveram evoluções com diferenças no que respeita ao tipo de fácies e ao arranjo sequencial das séries estratigráficas (Azerêdo et al., 2003). Na bacia do Algarve a influência dominante do Neotethys é revelada pelas associações de faunas de amonóides das séries do Liásico (Jurássico inferior); na bacia Lusitaniana segundo Rocha, (1976) e Mouterde et al. (1979) a polaridade atlântica é mais marcada. Todavia, foram encontradas faunas mistas de amonóides em ambas as bacias a partir do Liásico, revelando comunicação entre os dois domínios, provavelmente intermitente até ao Dogger (Jurássico médio), quando se torna mais efectiva (Rocha, 1976; Mouterde et al., 1979; Rocha et al., 1996; Terrinha et al., 2002).

A Bacia Lusitana desenvolveu-se na margem ocidental da Ibéria no contexto da fragmentação da Pangeia e da abertura do Atlântico Norte. Caracteriza-se como sendo uma bacia distensiva própria de margens continentais de rifte do tipo atlântico, sem importante actividade vulcânica (Kullberg et al., 2006). Tem orientação NE-SW, cerca de 300 km de extensão e 150 km de largura incluindo área emersa e uma coluna estratigráfica com 5 km de espessura máxima e pertencem ao intervalo Triásico superior-Cretácico superior (Azerêdo et al., 2003). A bacia Lusitana é limitada a Leste pelo Maciço Ibérico, com o qual contacta por falha (Falha de Porto-Tomar); o seu limite a Sul de Tomar inflete para SW (Falhas de Arrife-Vale Inferior do Tejo) e para SE (Falha de Setúbal-Pinhal Novo), e a Ocidente é limitada no “offshore” pelos “horsts” de soco Paleozóico, aflorantes nos Ilhéus das Berlengas e Farilhões (Azerêdo et al., 2003; Kullberg et al., 2006). A Bacia Lusitana é dividida em três sectores (Rocha e Soares, 1984), distintos com base nas variações de espessura e nas alterações de fácies das suas unidades litoestratigráficas do Jurássico inferior: 1) *sector setentrional*, de grande espessura sedimentar datada do Jurássico inferior e médio e limitado a Sul pela falha da Nazaré; 2) *sector central*, com afloramentos espessos do Jurássico médio, enquadrando-se entre as falhas de Nazaré a Norte e a de Montejunto - Arrife a Sul; 3) *sector meridional*, marcado pela importante sedimentação no intervalo Jurássico superior - Cretácico inferior. As rochas mais antigas correspondem, nesta bacia, a unidades detriticas do Triásico que assentam frequentemente em discordância angular sobre unidades do Neoproterozóico e do Paleozóico inferior e localmente, como se pode observar na região do Buçaco, cobrem unidades terrígenas grosseiras do Carbónico superior. As rochas do Triásico afloram ao longo de uma faixa longitudinal que se estende pelas imediações de Tomar até às proximidades de Aveiro (Azerêdo et al., 2003). Estas rochas sedimentares do Triásico superior assinalam o início do preenchimento sedimentar da bacia mesozóica, contemporânea com a reactivação de falhas antigas do soco e acompanhada pela formação de irregularidades topográficas relacionadas com o movimento de blocos limitados por falhas normais (Wilson et al., 1989). Neste contexto de tectónica activa, erosão de relevos, preenchimento de depressões, foram depositados conglomerados, arenitos e pelitos vermelhos de natureza aluvio-fluvial (Azerêdo et al., 2003). As rochas sedimentares com características distintas e agrupadas em unidades atingindo variadas espessuras ao longo da bacia, foram incluídas numa mega formação denominada por Choffat (1887) de Grés de Silves, termo actualmente em desuso. Estes depósitos terrígenos são constituídos na base por conglomerados poligénicos, arcoses, arenitos feldspáticos, pelitos de cor avermelhada, dispostos em sequências positivas (Azerêdo et al., 2003). Segundo Palain (1976), em todo este contexto deposicional o clima poderia ter sido quente e com estações contrastantes. Na Bacia

Lusitaniana, as rochas sedimentares que compõem o Grés de Silves (*Choffat, 1887, 1903-1904; Palain, 1976*), passam lateralmente e superiormente a rochas pelítico-carbonatadas e evaporíticas, incluídas no que se designa como Margas de Dagorda (*Choffat, 1882, 1903-1904; Palain, 1976*) e que abrangem já a base do Liásico (*Azerêdo et al., 2003*). A base do Grés de Silves, na zona de Coimbra corresponde à Formação de Conraria do Triásico. A Formação da Conraria corresponde ao termo A1 e A2 da mega-sequência definida por *Palain (1976)*. O termo A2 é consideravelmente mais fino que o termo A1 e foi atribuído ao Carniano - Noriano (Triásico superior) em virtude do seu conteúdo palinológico (*Adloff et al., 1974*). Este termo exibe litofácies areníticas e pelíticas ritmadas, e por vezes dolomite e sulfatos e que lhe atribui um carácter mais distal da sedimentação (*Palain, 1976*). A Formação de Castelo Viegas, também do Triásico, sobrepõe-se à Formação de Conraria e corresponde ao termo B1 de *Palain (1976)*. Embora autores defendam que a passagem Triásico-Jurássico se encontra no interior desta formação (*Soares et al., 1985; Rocha et al., 1990; Soares e Duarte, 1995*). No começo de cada fase deposicional correspondentes ao início dos termos A1 e B1 de *Palain*, as descontinuidades regionais erosivas que delimitam as mega-sequências formadas a partir de reajustamentos tectónicos, durante o processo distensivo, levam a que a acumulação de sedimentos seja fortemente detrítica e grosseira (*Palain, 1976; Soares et al., 1993; Soares e Duarte, 1995*). Estes depósitos organizados de forma caótica e alimentados a oriente pelo Maciço Ibérico, dão a sugestão de sedimentação em cones aluviais, tendendo a evoluir para sub-ambientes de planície aluvionar na parte distal (*Azerêdo et al., 2003*). A Formação de Pereiros, que por sua vez sucede as rochas detríticas grosseiras anteriores, tem no seu primeiro membro o correspondente ao termo final da mega-sequência B de *Palain* (o termo B2) (*Palain, 1976; Soares et al., 1985, 1993a*) e ainda possui os termos C1 e C2 da mega-sequência C de *Palain (1976)*. O termo B2, que aflora apenas na parte leste da bacia é composto por camadas centimétricas de calcários e dolomitos, onde são encontrados fósseis de moluscos atribuídos ao Hetangiano (Jurássico inferior; *Choffat, 1880; Boehm, 1903; Palain, 1976, 1979; Rocha et al., 1990*), típicos de ambientes lagunares e peri-costeiros. O seu equivalente estratigráfico é a Formação de Dagorda (*Soares et al., 1993a; Azerêdo et al., 2003*), constituída por uma série argilitico-evaporítica com mais de 600m de espessura (*Soares et al., 1993a*). Esta sequência argilo-evaporítica corresponde a fácies típicas da Formação de Dagorda, denominadas Margas de Dagorda e equivale a Oeste a Sul da bacia, à base do Mesozóico (*Choffat, 1882, 1903-1904; Palain, 1976; Rocha et al., 1990; Soares et al., 1993a*). A esta formação sobrepõe-se a Formação de Coimbra, do Liásico com dolomitos e dolomitos calcários pouco fossilíferos dispostos em camadas decimétricas a métricas na base, e passando para o topo a calcários interestratificados com margas (*Soares et*

al., 1985; Rocha et al., 1990; Azerêdo et al., 2003). Esta série de sedimentos é testemunho da primeira grande abertura desta bacia ao meio marinho (*Duarte e Soares, 2002; Azerêdo et al., 2003*).

A Bacia do Alentejo, também denominada de sub-bacia de Santiago do Cacém (termo não adoptado neste trabalho), representa uma bacia de pequenas dimensões instalada numa fossa tectónica de direcção aproximadamente N-S situada em Santiago do Cacém (*Azerêdo et al., 2003*). Esta bacia é composta por depósitos terrígenos de cor avermelhada que assentam em discordância angular sobre o Carbónico da ZSP (Grupo Flysch do Baixo Alentejo). Estes depósitos, segundo *Choffat (1887)* e *Palain (1976, 1979)* correspondem aos Grés de Silves, sendo posteriormente denominados de Formação de Arenitos de Silves por *Manuppella (in Inverno et al., 1993)*. Dada a ausência de fósseis, estes arenitos e conglomerados são atribuídos ao Triásico superior por correlação com as bacias Lusitana e do Algarve (*Azerêdo et al., 2003*). A Formação de Arenitos de Silves, em Santiago do Cacém, apresenta uma espessura variável entre 80 e 120m de arenitos vermelhos com pelitos subordinados e com níveis conglomeráticos poligénicos e heterométricos (*Azerêdo et al., 2003*). A sedimentação no Triásico deu-se numa planície aluvionar em clima semi-árido, com formação de leques aluviais e acompanhada da existência de rios temporários meandriformes (*Palain, 1976, 1979; Inverno et al., 1993; Pimentel, 1998*). A topo da Formação de Arenitos de Silves surge a Formação de Dagorda, composta por pelitos, com arenitos e dolomitos argilosos subordinados (*Azerêdo et al., 2003*) e também gesso e/ou anidrite em profundidade, embora evaporitos não ocorram em afloramento (*Inverno et al., 1993*). Esta formação termina com um termo de 15 a 40m de espessura, denominado “Dolomitos em plaquetas” (*Choffat, 1903-1904*), de constituição mais detritica que o seu equivalente na zona de Setúbal (*Manuppella, 1983; Inverno et al., 1993*). Os “Dolomitos em plaquetas” por conterem lamelibrânquios e gastrópodes idênticos aos encontrados na base da Formação de Pereiros da Bacia Lusitana, são atribuídos ao Hetangiano (*Choffat, 1903-1904; Palain, 1976, 1979; Rocha et al., 1990*), ou à transição ao Hetangiano - Liásico (*Mouterde et al., 1979*). As condições indicam que a deposição se deu em ambiente margino-litoral confinado, onde a dolomite primária poderia forma-se por evaporação ou por acção microbiana (*Azerêdo et al., 2003*). A sucessão termina com uma superfície de descontinuidade erosiva, possivelmente relacionada com a fase tectónica distensiva do processo de rifte, onde assenta o Complexo Vulcano - Sedimentar (*Azerêdo et al., 2003*). Este complexo tem cerca de 100m de espessura na zona de Santiago do Cacém e é composto por alternâncias de doleritos de natureza toleítica e de tufos vulcânicos argilosos com níveis dolomíticos, e ainda pelitos com gesso e

dolomitos com restos de tufos vulcânicos (*Manuppella*, 1983; *Martins*, 1991; *Azerêdo et al.*, 2003).

A Bacia do Algarve prolonga-se por 150 km com direcção E-W desde o cabo de São Vicente até ao rio Guadiana com largura variável entre 3 a 28 km para o interior do Algarve (*Terrinha et al.*, 2002; *Azerêdo et al.*, 2003). Na base da bacia observa-se uma discordância angular (particularmente bem visível na Praia do Telheiro, a Oeste de Vila do Bispo) entre as rochas sedimentares do Carbónico do Grupo Flysch do Baixo Alentejo (ZSP) e as rochas sedimentares continentais do Triásico superior que afloram ao longo de todo o seu bordo setentrional. Foi sobretudo nas formações do Jurássico que se observaram variações de fácies que definem diferentes domínios tectono-sedimentares: 1) sub-bacia ocidental (“sub-bacia de Sagres”); 2) sector central (“alto-fundo” Budens-Lagoa); 3) sub-bacia oriental (“sub-bacia de Faro”) (*Azerêdo et al.*, 2003). Nestes domínios houve deposição após o Triásico superior de quatro unidades limitadas por descontinuidades sedimentares e/ou tectónicas (*Manuppella et al.*, 1987a, 1988; *Terrinha*, 1998; *Terrinha et al.*, 2002). A sedimentação teve início com uma mega-sequência transgressiva, atribuída ao Triásico superior na base e passando ao Liásico (*Palain*, 1976, 1979; *Rocha*, 1976; *Manuppella et al.*, 1988; *Ramalho*, 1988). O Triásico desta bacia relaciona-se desta forma, como início de movimentos distensivos ao longo de flexuras E-W, com deposição de carácter aluvionar em clima semi-árido na base e evoluindo para sedimentos de ambiente marinho litoral a margino-litoral no topo (*Palain*, 1976, 1979; *Rocha*, 1976; *Manuppella et al.*, 1988; *Ramalho*, 1988). As direcções de paleocorrentes determinadas nas rochas detriticas do Triásico na Bacia do Algarve (*Palain*, 1976, 1979), são coerentes com uma tendência para os sistemas fluviais triásicos drenarem de NE para SW (coordenadas actuais) o que corresponde a uma direcção perpendicular à direcção das estruturas antigas NW-SE do soco Varisco.

A unidade mais antiga depositada na Bacia do Algarve não tem equivalente na bacia Lusitaniana e denomina-se por Argilas de S. Bartolomeu de Messines (*Manuppella et al.*, 1992). Corresponde a uma sequência de argilas vermelhas com intercalações de conglomerados na base (*Palain*, 1976, 1979; *Manuppella et al.*, 1992). Estas argilas possuem restos de vertebrados que são atribuídos ao Triásico (*Russel*, 1977; *Palain*, 1976, 1979). No topo surge a Formação dos Arenitos de Silves (*Rocha*, 1976) composta por arenitos e conglomerados com estratificação oblíqua e em estruturas lenticulares, dispostas em sequências positivas (*Palain*, 1976). Esta formação é atribuída ao Keuper (Triásico superior) e corresponde a depósitos aluvionares, gerados em clima semi-árido quente (*Palain*, 1976, 1979). No topo dos Arenitos de Silves, situa-se a Unidade de Pelitos com Evaporitos e Intercalações Carbonatadas (*in Carta Geológica de*

Portugal, à escala 1: 500 000, SGP, 1992), composta por sequências rítmicas de arenitos finos, siltitos, pelitos e dolomitos argilosos caracterizados por laminação e fendas de dessecação e com espessura máxima estimada em 16m (Palain, 1979); é equivalente à Formação de Dagorda descrita na Bacia Lusitana. A base desta unidade é atribuída, embora com alguma reserva, ao Triásico por possuir associações de esporos e pólenes (Oliveira, 1984). À semelhança do que acontece na Bacia Lusitana, no topo desta unidade são observados os níveis de “Dolomitos em plaquetas” (Choffat, 1903-1904), compostos por uma sequência de dolomitos laminados do Hetangiano (Palain, 1979; Azerêdo et al., 2003). No topo, o Complexo Vulcano – Sedimentar contacta com “Dolomitos em plaquetas” através de uma superfície de descontinuidade erosiva e tectónica (Manuppella et al., 1988; Martins, 1991). Este complexo, tendo carácter toleítico, possui 160m de espessura estimada e está associado à primeira fase de rifte, particularmente ao evento vulcânico do CAMP (Central-Atlantic Magmatic Province) recentemente datado aos c. 198 Ma (Verati et al., 2007; Martins et al., 2008), correspondendo à transição do Triásico superior-Jurássico inferior.

1.3. SÍNTESSE DA METODOLOGIA

Esta dissertação pretendeu desenvolver um estudo de proveniência sedimentar em rochas sedimentares siliciclásticas do Carbónico e do Triásico superior do SW da Ibéria. Os resultados servirão para discutir os processos de formação das bacias sedimentares durante o Carbónico e o Triásico superior no SW da Ibéria e, também aperfeiçoar os modelos evolutivos globais da formação e fragmentação do supercontinente Pangeia com base na análise de proveniência. A metodologia aplicada baseou-se em trabalhos de pesquisa bibliográfica, em trabalhos de cartografia geológica e litoestratigrafia em perfis seleccionados da Bacia do Alentejo (Santa Cruz e Santiago do Cacém) e da Bacia do Algarve (Praia do Amado-Carrapateira, Praia do Telheiro-Sagres), onde foram amostradas rochas sedimentares siliciclásticas para posteriormente serem preparadas para os estudos de petrografia sedimentar, geoquímica de rocha total e de geocronologia U-Pb em zircão detritico.

1.3.1. Pesquisa bibliográfica

No que diz respeito à pesquisa bibliográfica, procedeu-se à recolha de toda a informação anteriormente publicada, com relevância para o estudo do Carbónico e do Triásico superior da região de Sagres (Bacia do Algarve) e de Santiago do Cacém (Bacia do Alentejo), abrangendo uma pesquisa alargada a temas relacionados com a problemática do estudo: cartografia geológica, estratigrafia, classificação petrográfica de rochas sedimentares detriticas (meso- e

microescala), geoquímica de rochas siliciclásticas (elementos maiores, menores e terras raras), geocronologia U-Pb de zircão detritico através do método (LA-ICP-MS) e análise de proveniência sedimentar e modelos paleogeográficos e de geodinâmica a nível global da formação e fragmentação da Pangeia. A procura de informação também teve incidência em informação sobre exemplos de análogos modernos.

1.3.2. Campanhas de campo

Efectuaram-se três campanhas de campo a determinadas áreas das regiões litorais da Bacia do Algarve e da Bacia do Alentejo, escolhidas pela sua relevância. Nestas campanhas de campo foram observados os limites entre as diferentes unidades litológicas, definidas relações estratigráficas entre essas unidades, procedendo-se à caracterização da sua estrutura e seleccionando os locais para amostragem com fim a estudos laboratoriais (petrografia, geoquímica e geocronologia). A amostragem foi realizada com base nas diferentes colunas litoestratigráficas estabelecidas para cada região e os dados de campo recolhidos (fácies e estruturas sedimentares) permitiram localizar cada amostra na respectiva unidade litoestratigráfica.

1.3.3. Petrografia

A caracterização petrográfica das amostras de rochas sedimentares detriticas recolhidas nas áreas de estudo, foi realizada recorrendo a uma estação digital de microscopia petrográfica de luz transmitida do Centro de Geofísica de Évora. Deste trabalho laboratorial resultou um texto descriptivo das amostras, fotografias de microscopia, diagramas e tabelas descriptivas. Os resultados obtidos serviram de base para a interpretação dos dados de geoquímica de rocha total e de geocronologia U-Pb em zircão detritico. A metodologia de estudo das lâminas delgadas inclui a descrição da textura das amostras (a forma, o tamanho e o arranjo dos grãos), a descrição da composição mineralógica (principais componentes detriticos: espécies minerais e litoclastos), e a descrição da composição do material intersticial (cimento, matriz).

1.3.4. Geoquímica da rocha total

Os trabalhos laboratoriais de tratamento e preparação de amostras de rochas sedimentares para geoquímica e geocronologia (lavagem; partição e moagem com prensa hidráulica, moinho de maxilas e moinho de ágata) foram realizados no Laboratório de Geociências da Universidade de Évora. Os pós para geoquímica de rocha total resultantes da partição e moagem, foram analisados no Laboratório Comercial Actlabs no Canadá, efectuando-se análises de litogegeoquímica que incluíram os elementos maiores, menores, traço e terras raras

das amostras. Os dados de geoquímica dos sedimentos foram tratados, utilizando o *software* EXCEL e IGPET, através da execução de tabelas, estatística descritiva e de diagramas discriminantes.

1.3.5. Geocronologia U-Pb de zircão detritico

O estudo detalhado da morfologia dos zircões foi realizado recorrendo a uma lupa binocular do Centro de Geofísica de Évora. Os estudos de catodolumiscência nos zircões foram efectuados no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Bergen na Noruega. Nesta dissertação foram realizadas estadias de curta duração em instituições nacionais e/ou estrangeiras para actualização dos conhecimentos e estabelecimento de contactos com diferentes técnicas e metodologias de estudo, novas tecnologias e equipas de investigação. O método de separação de minerais pesados passou pelo uso de líquidos densos e por uma separação magnética (separação dos minerais com susceptibilidade magnética dos não magnéticos) utilizando o Separador Electromagnético de Frantz e o íman manual. A selecção dos cristais foi realizada directamente à lupa binocular e a montagem dos concentrados de zircão em resina para geocronologia U-Pb, foram realizados no Laboratório do Departamento de Ciências da Terra da Universidade Nova de Lisboa. Os trabalhos laboratoriais de análise isotópica para obtenção das razões U-Pb dos zircões detriticos foram efectuadas com LA-ICP-MS do Laboratório de Geocronologia do *Staatliche Naturhistorische Sammlungen Dresden*, na Alemanha.

1.3.6. Elaboração da Tese

Finalmente, a preparação e publicação da tese conduziu à realização de um documento escrito (versão em papel e suporte digital), incluindo diagramas, esquemas, ilustrações e mapas geológicos simplificados, que poderão servir de referência a trabalhos futuros. A divulgação dos dados obtidos foi efectuada em congressos nacionais e internacionais e a publicação dos dados, em actas de congressos e em revistas do ISI.

2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

O objecto de estudo do presente trabalho são as rochas sedimentares detriticas do soco correspondente ao grupo Flysch do Baixo Alentejo da Zona Sul Portuguesa (Formações de Mértola, Mira e Brejeira) e da cobertura do Triásico superior da Bacia do Alentejo¹ e da Bacia do Algarve (Formação dos Arenitos de Silves). No SW da Ibéria, o Triásico da Formação dos Arenitos de Silves assenta em discordância angular sobre o Carbónico da ZSP.

As duas regiões seleccionadas para este estudo são:

- 1) Santiago do Cacém - Santa Cruz, a norte de Sines, correspondendo à Bacia do Alentejo, onde o Triásico superior assenta em discordância angular sobre o Carbónico inferior da ZSP (Formações de Mértola e de Mira) (Fig.2.1).
- 2) Bordeira - Sagres (perto de Vila do Bispo), zona incluída na Bacia do Algarve, onde o Triásico superior assenta em discordância angular sobre o Carbónico superior da ZSP (Formação de Brejeira) (Fig.2.1).

¹ Denominação de Bacia do Alentejo segundo, *J. C. Kullberg et al., 2006*.

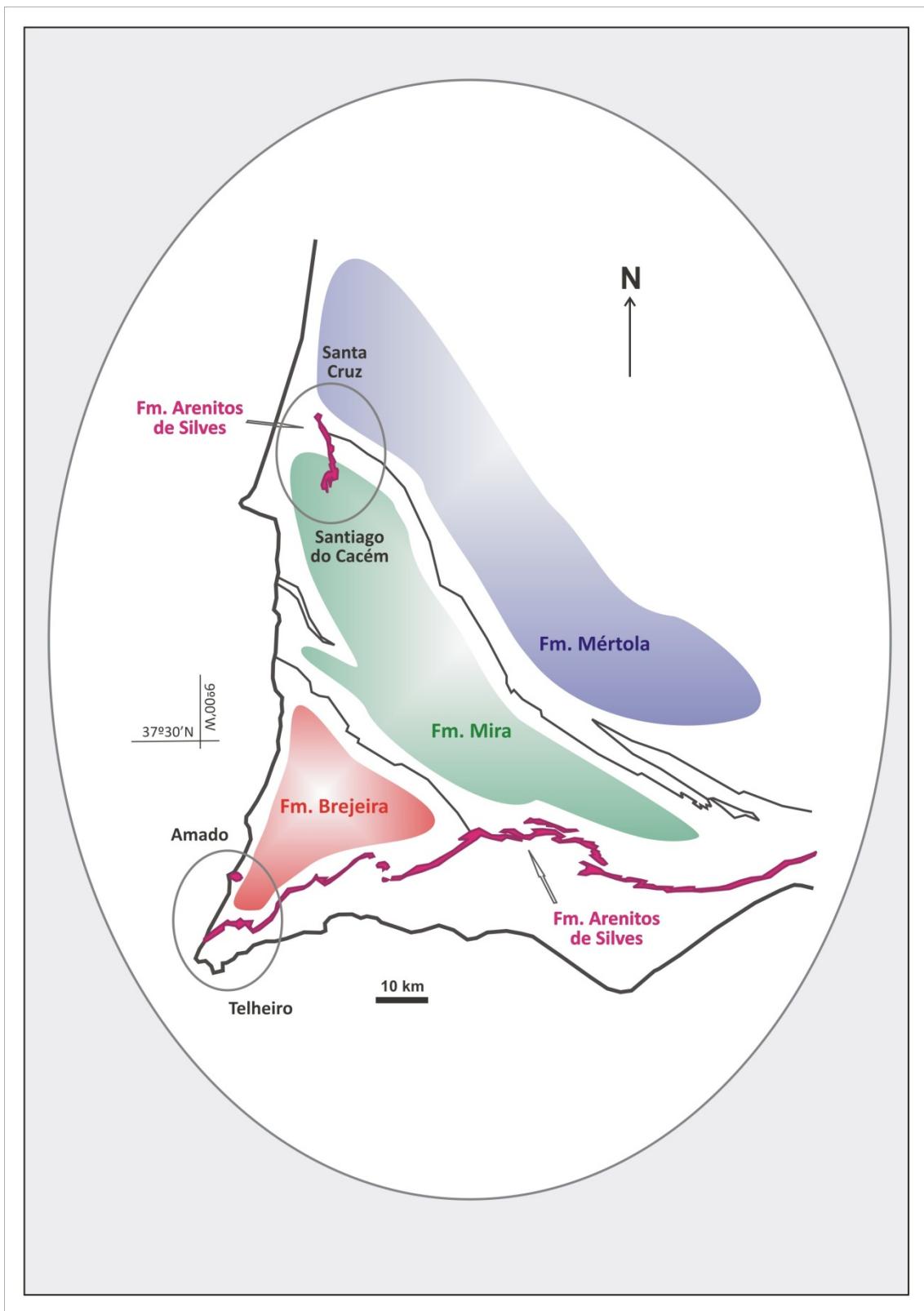


Figura 2.1- Localização do Triásico da Bacia do Alentejo (Santiago do Cacém) e da Bacia do Algarve (Sagres) e relação com o soco carbónico da ZSP (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

2.1. TRIÁSICO SUPERIOR DA BACIA DO ALENTEJO E SUA RELAÇÃO COM O SOCÓ CARBÓNICO

As rochas sedimentares da Bacia do Alentejo do Triásico superior contactam a Este e a Sul com as formações do Carbónico inferior (Formação de Mértola e de Mira, respectivamente) da ZSP e a Oeste, estão cobertas pelas rochas sedimentares do Plio-Plistocénico (Fig.2.2). A estratigrafia do Triásico superior e a transição com o Jurássico inferior desta bacia, é descrita com base na Notícia Explicativa da Folha 42-C de Santiago do Cacém, à escala 1:50 000 (1993).

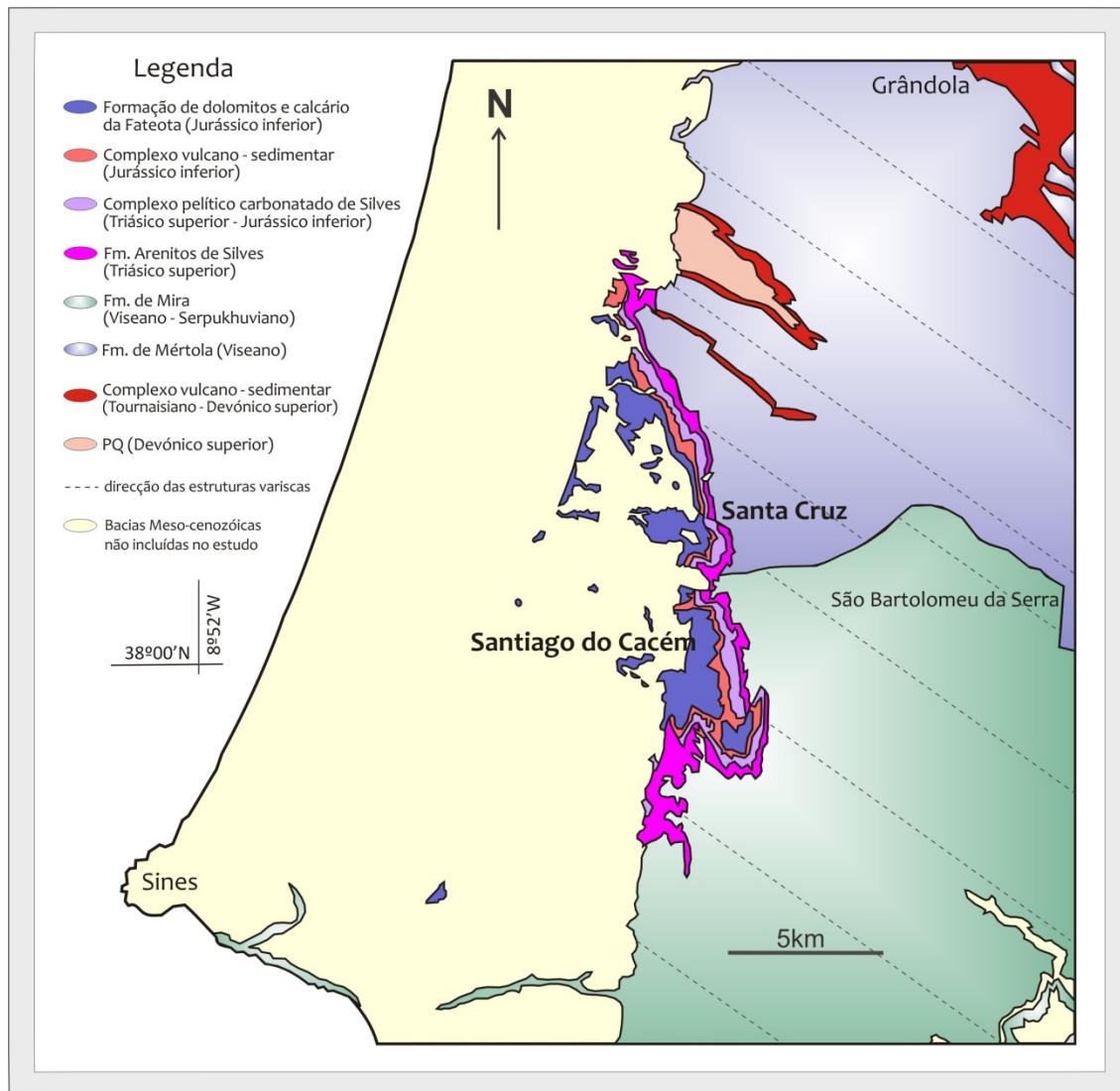


Figura 2.2- Mapa Geológico simplificado com a estratigrafia do soco paleozóico (Carbónico inferior) e mesozóico inferior (Triásico - Jurássico) da Bacia do Alentejo (adaptado da Carta Geológica de Portugal, folha 7, na escala 1:200 000, 1983).

A base da Mesozóico da Bacia do Alentejo inclui a Formação dos Arenitos de Silves (Fig.2.3) que na ausência de fósseis nesta região, foi atribuída ao Triásico superior por correlação estratigráfica com afloramentos idênticos da Bacia do Algarve e da Bacia Lusitaniana. A Formação dos Arenitos de Silves têm uma espessura estimada entre 80 e 120m e assenta em discordância angular sobre o Grupo Flysch do Baixo Alentejo (Carbónico da ZSP). A Formação dos Arenitos de Silves é constituída por arenitos de cor vermelha, gradados e com estratificação oblíqua, apresentando intercalações de conglomerados e pelitos. Os conglomerados são poligénicos, contendo clastos de quartzo, principalmente quartzito, grauvaque e xisto, com clastos com diâmetros inferiores a 15cm e possuindo matriz argilosa incluindo óxidos de ferro e por vezes carbonatos.

As características sedimentológicas e litológicas da Formação dos Arenitos de Silves, apontam para sedimentação em regiões semi-áridas, em leques aluvionares divididos por rios e em planícies aluvionares com rios meandriformes temporários (Bosellini, 1989).

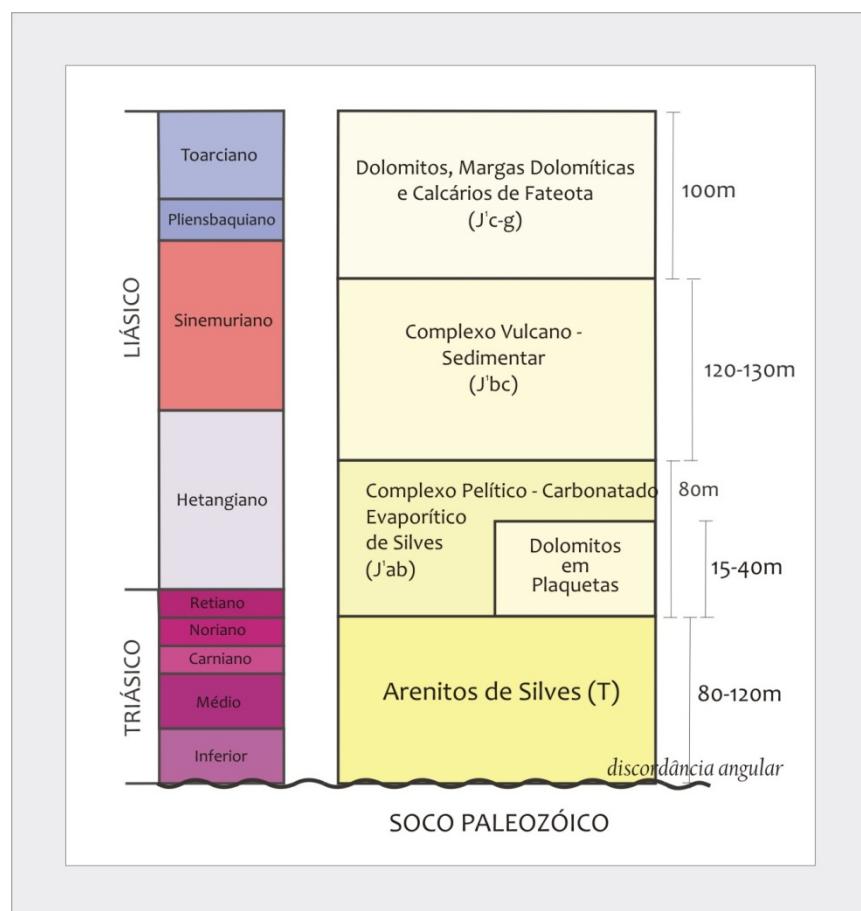


Figura 2.3- Coluna estratigráfica simplificada do Triásico superior e transição para o Jurássico inferior, na Bacia do Alentejo (baseado na Notícia Explicativa da Folha 42-C de Santiago do Cacém, à escala 1:50 000, 1993).

No topo da Formação dos Arenitos de Silves surge o Complexo Pelítico - Carbonatado e Evaporítico de Silves (Fig. 2.3), na transição entre o Triásico superior e o Jurássico inferior, equivalendo à Formação da Dagorda da Bacia Lusitaniana e da Bacia do Algarve. Na Bacia do Alentejo, o Complexo Pelítico-Carbonatado e Evaporítico de Silves que tem uma espessura estimada em 80m é constituído predominantemente por pelitos e arenitos subordinados, apresentando raras intercalações de natureza mais carbonatada compostas por margas dolomíticas. Em Santiago do Cacém, ocorre a unidade de “Dolomitos em Plaquetas” (Fig. 2.3) com 15 a 40m de espessura, com lamelibrânicos do Hetangiano (*Palain, 1976*), e que se encontra em continuidade lateral com o Complexo Pelítico - Carbonatado e Evaporítico de Silves. A unidade de “Dolomitos em Plaquetas” é constituída por dolomitos siltosos com intercalações de pelitos e percentagem de quartzo bastante variável (*Choffat, 1885-87; in Azerêdo et al., 2003*) que sedimentaram em ambiente evaporítico incipiente, em lagunas costeiras supratidais com fracas comunicações ou mesmo temporariamente isoladas do mar.

No topo do Complexo Pelítico - Carbonatado e Evaporítico de Silves surge uma sequência típica do Jurássico inferior constituída na base pelo Complexo Vulcano-Sedimentar que passa à Formação de Dolomitos, Margas Dolomíticas e Calcários de Fateota (Fig. 2.3), do Jurássico inferior (*Azerêdo et al., 2003*).

Os afloramentos das rochas sedimentares do Triásico superior da Bacia do Alentejo, localizam-se na região de Santiago do Cacém onde foram seleccionadas duas áreas: 1) Santa Cruz e 2) Santiago do Cacém (Fig. 2.4A).

Na área de Santa Cruz foram colhidas duas amostras de rochas sedimentares detriticas do Triásico superior (Fig. 2.4B e Fig.2.5): um arenito de grão médio da Formação dos Arenitos de Silves (amostra ST-3; Lat. 38°02'26"N; Long. 8°41'34"W) e um argilito Formação dos Arenitos de Silves (amostra ST-8; Lat. 38°02'41"N; Long. 8°41'46"W). As bancadas de arenitos, com espessuras que podem atingir 60cm, estão ligeiramente inclinadas para Noroeste ($S_0=N32^{\circ}E$, $40^{\circ}NW$). Os arenitos do Triásico superior (Fig. 2.6A) contêm intercalações de níveis conglomeráticos com clastos de quartzo e de grauvaque com diâmetros inferiores a 4cm. Estas bancadas de arenitos assentam em discordância angular sobre o soco paleozóico da Formação de Mértola (Carbónico inferior; Viseano) (Fig. 2.6D), que é caracterizado por uma sequência monótona com intercalações de bancadas de grauvaques e de pelitos. A formação do Carbónico inferior com bancadas de grauvaques com 15 a 20 cm de espessura, alternando com bancadas de pelitos com espessura de aproximadamente 5 cm, está dobrada. Esta deformação é anterior à deposição dos arenitos do Triásico superior, colocando em evidência importante discordância angular e lacuna estratigráfica.

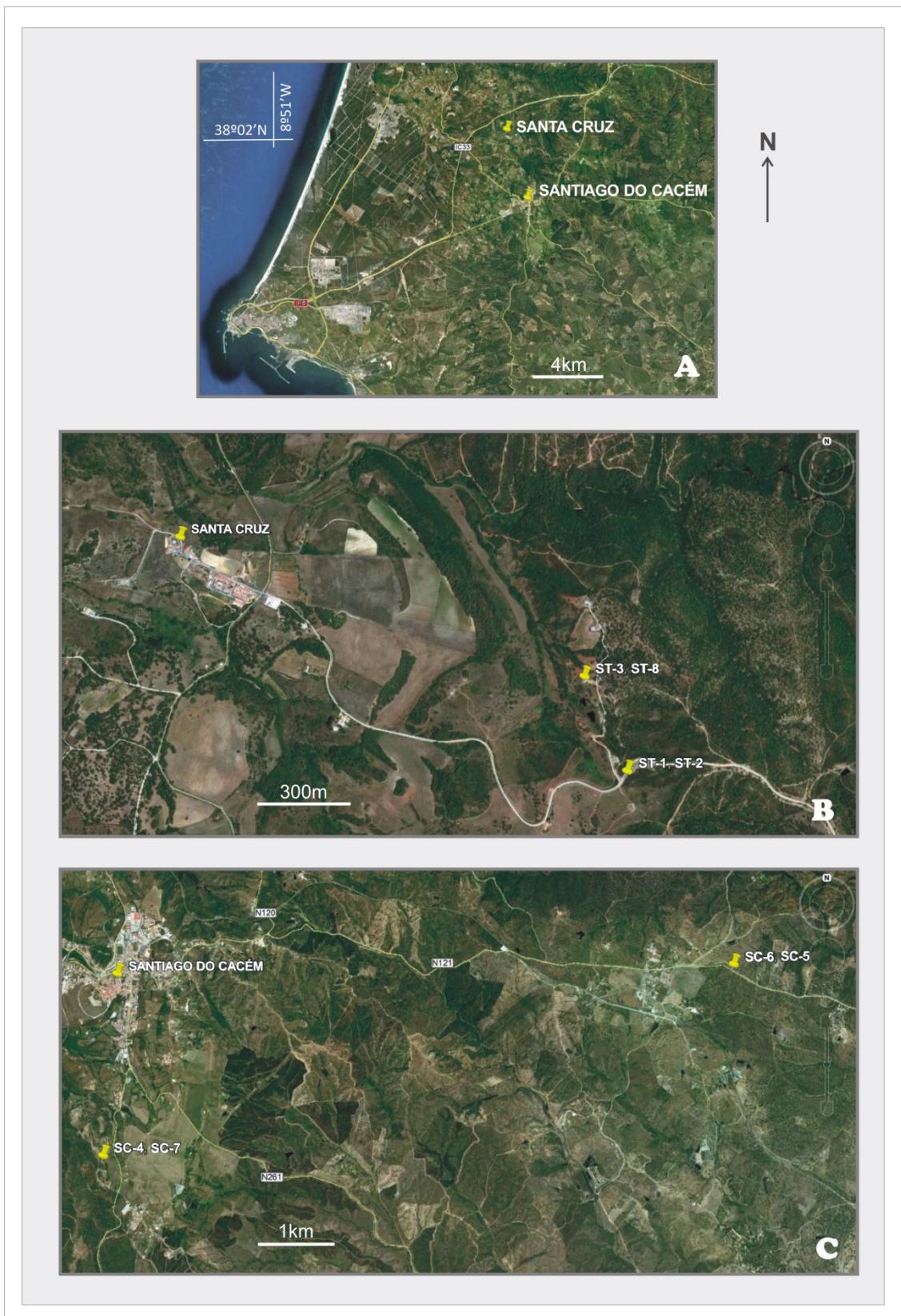


Figura 2.4- Localização das áreas de estudo. A- Bacia do Alentejo (Santa Cruz e Santiago do Cacém); B- Amostras recolhidas em Santa Cruz do Carbónico (ST-1, grauvaque; ST-2, pelito) e do Triásico (ST-3, arenito; ST-8, argilito); C- Amostras recolhidas em Santiago do Cacém do Carbónico (SC-6, grauvaque; SC-5, pelito) e do Triásico (SC-4, arenito; SC-7, argilito).

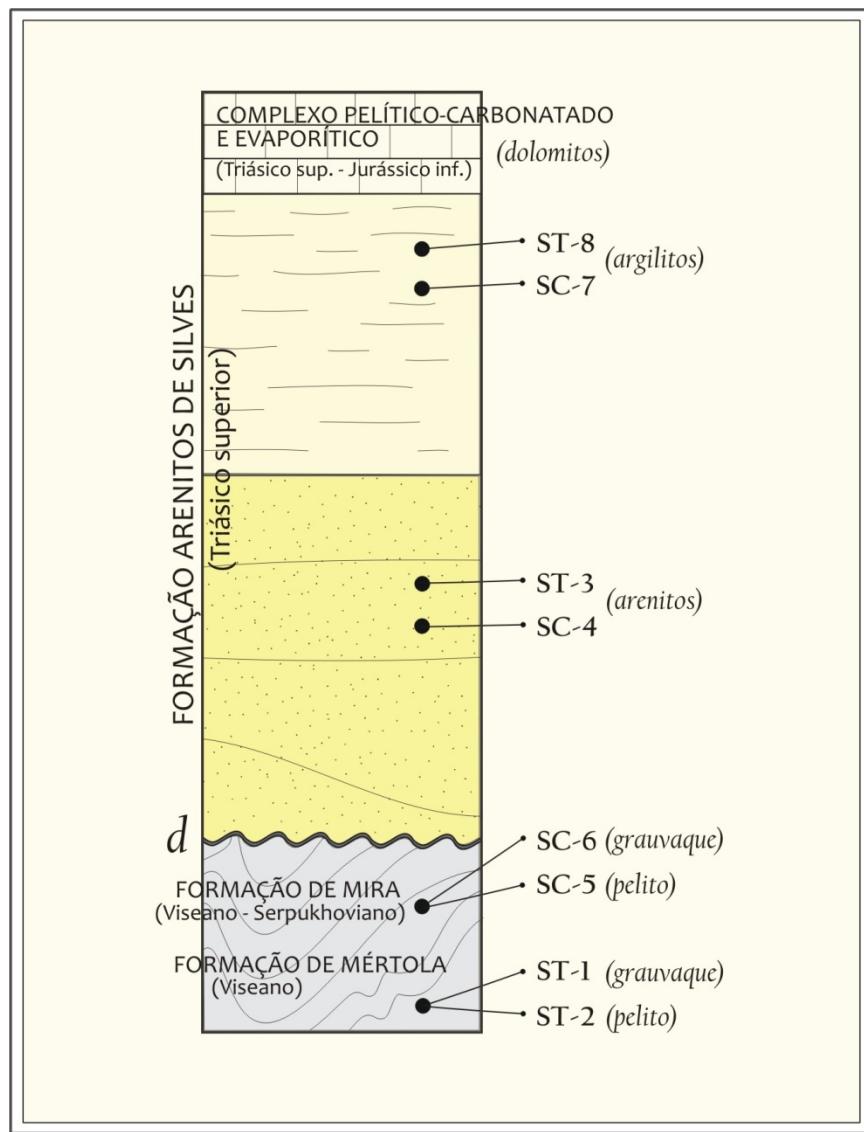


Figura 2.5- Coluna estratigráfica esquemática do Triásico superior e sua relação com o soco carbónico da Bacia do Alentejo; localização na coluna estratigráfica das amostras utilizadas neste estudo.

Na Formação de Mertola escolheu-se um flanco normal de uma dobra anticlinal com eixo bastante inclinado, a mais ou menos 100 metros da discordância angular, para a recolha de duas amostras (Lat. 38°02'08"N; Long. 8°41'28"W): um grauvaque (amostra ST-1) e um pelito (amostra ST-2) (Fig.2.4B e Fig.2.5). As amostras ST-1 e ST-2 foram colhidas em bancadas bastante inclinadas para Norte ($S_0=N80^{\circ}E$, $74^{\circ}N$) onde se mediu a clivagem também muito inclinada ($S_1=N88^{\circ}E$, $72^{\circ}N$).

Em Santiago do Cacém, na Herdade do Barranco foram colhidas mais duas amostras do Triásico superior (Lat. 37°59'43"N; Long. 8°41'48"W; EN120 no cruzamento para Aldeia do Chão em direcção a Sines: um arenito com estratificação paralela ($S_0= N10^{\circ}E$, $24^{\circ}ESE$) e obliqua

pertencente à Formação dos Arenitos de Silves (amostra SC-4) e um argilito incluído também na Formação dos Arenitos de Silves (amostra SC-7) (Fig. 2.4C e Fig.2.5).

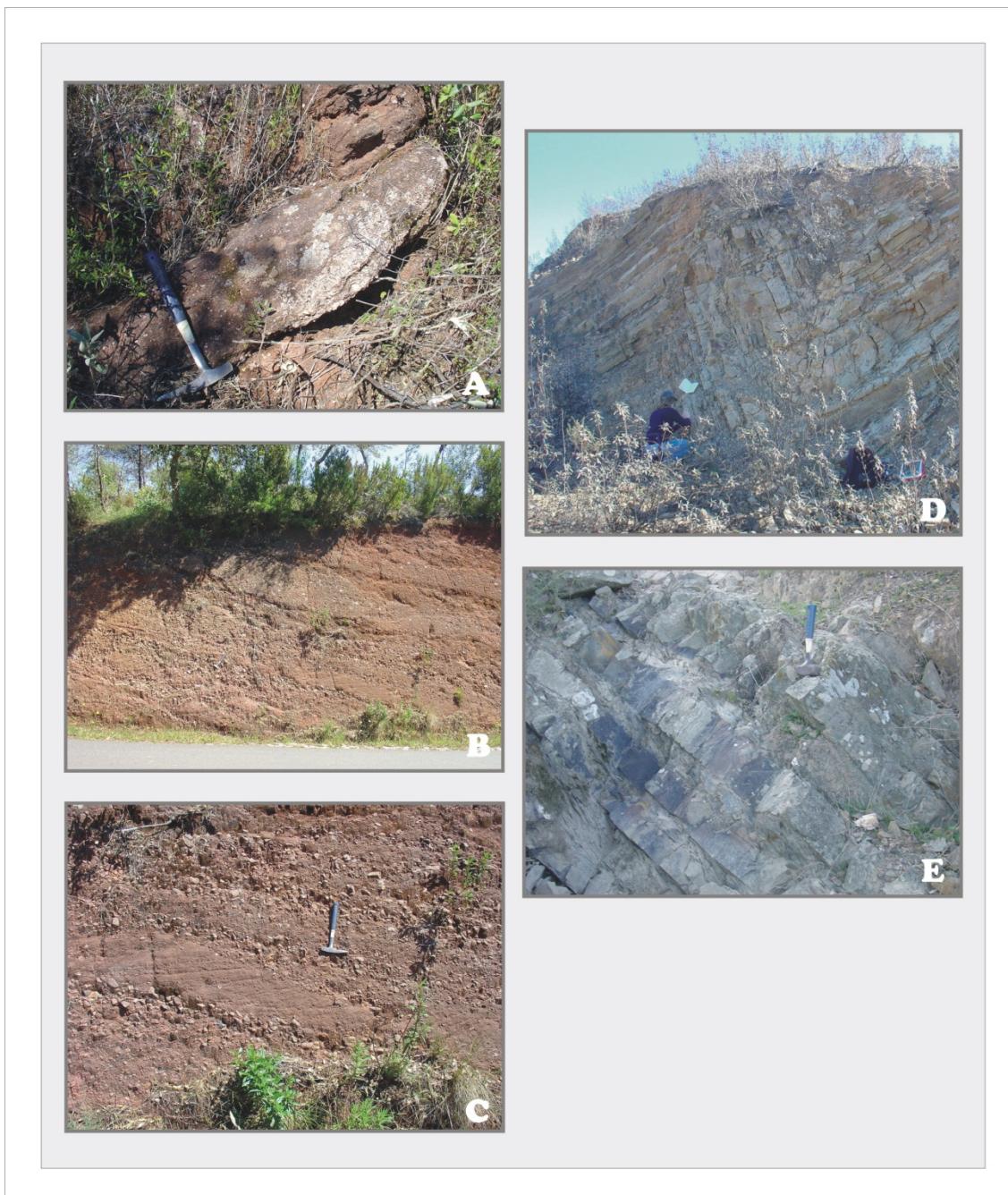


Figura 2.6- Fotografias de aspectos das rochas sedimentares da Formação dos Arenitos de Silves (Triásico superior) e do soco carbónico, nas áreas selecionadas de Santa Cruz e de Santiago do Cacém. A- Arenitos com intercalações conglomeráticas da Fm. Arenitos de Silves de Santa Cruz; B- Arenitos com intercalações conglomeráticas da Fm. Arenitos de Silves de Santiago do Cacém; C- Pormenor da figura B; D- Grauvaques e pelitos da Formação de Mértola (Santa Cruz); E- Grauvaques e pelitos da Formação de Mira (Santiago do Cacém).

Na base da sequência de bancadas de arenitos (Fig. 2.6B-C) ocorrem níveis conglomeráticos que podem atingir 1,20m de espessura. Os clastos que constituem os conglomerados podem chegar a ter diâmetros superiores a 5cm. A cobrir os arenitos ocorrem argilitos que por sua vez dão lugar para o topo a calcários dolomíticos.

Os arenitos do Triásico superior assentam em discordância angular sobre uma sequência monótona com alternâncias de bancadas de grauvaques e de pelitos pertencentes à Formação de Mira (Carbónico inferior) (Fig. 2.6E) e que estão dobradas. Em São Bartolomeu da Serra (Lat. 38°01'01"N; Long. 8°36'14"W; EN121 em direcção a Ermidas), foram amostradas bancadas, de espessuras decimétricas, de grauvaques (amostra SC-6) e de pelitos (amostra SC-5) (Fig. 2.4C e Fig.2.5). As bancadas amostradas estão inclinadas para Norte ($S_0=S72^{\circ}E$, $50^{\circ}N$), representando um flanco normal de uma dobra anterior à deposição dos arenitos do Triásico superior. Nas bancadas de pelitos mediu-se uma clivagem xistenta com atitude $S_1=N88^{\circ}E$, $72^{\circ}N$.

Neste trabalho, para além das amostras de grauvaques e pelitos já referidas anteriormente, foram também incluídas mais catorze amostras do soco Carbónico da Bacia do Alentejo amostradas na região de Grândola – Sines (6 amostras da Formação de Mértola e 8 amostras da Formação de Mira) que serviram para complementar os dados de geoquímica da rocha total (Fig. 2.7). As amostras deste conjunto de catorze que representam a Formação de Mértola correspondem a 3 pares de grauvaques e pelitos: 1) grauvaques (amostra GS-1) e pelitos (amostra GS-2) (km 40 da IP8; Lat. $38^{\circ}10'33''N$; Long. $8^{\circ}38'36''W$), que representam bancadas invertidas com figuras de carga e figuras de corrente ($S_0= S40^{\circ}E$, $62^{\circ}NE$); 2) grauvaques (amostra GS-3) e pelitos (amostra GS-4) (no cruzamento para S. Francisco - Lagoa de Santo André da IP8; Lat. $38^{\circ}05'08''N$; Long. $8^{\circ}38'29''W$), que surgem em alternâncias de bancadas de grauvaques de espessura métrica e bancadas centimétricas de pelitos com $S_0= S80^{\circ}E$, $60^{\circ}NE$; 3) grauvaques (amostra GS-5) e pelitos (amostra GS-6) (estrada de Santa Margarida - Grândola; Lat. $38^{\circ}06'32''N$; Long. $8^{\circ}37'07''W$) em bancadas alternantes de espessuras centimétricas a métricas com $S_0= S80E^{\circ}$, subvertical. As restantes oito amostras são da Formação de Mira e representam 4 pares de grauvaques e pelitos: 1) grauvaques (amostra GS-7) e pelitos (amostra GS-8) (Praia de S. Torpes; Lat. $37^{\circ}55'16''N$; Long. $8^{\circ}48'16''W$) em alternâncias de bancadas de espessura centimétrica e com pelitos dominantes, com $S_0= S62^{\circ}E$, $70^{\circ}NE$; 2) grauvaques (amostra GS-9) e pelitos (amostra GS-10) (estrada Colos - Odemira; Lat. $37^{\circ}43'15''N$; Long. $8^{\circ}27'09''W$) que ocorrem em alternâncias de bancadas métricas de grauvaques e bancadas de pelitos, centimétricas e métricas; 3) grauvaques (amostra GS-11) e pelitos (amostra GS-12) (estrada Odemira - S. Teotónio; Lat. $37^{\circ}32'57''N$; Long. $8^{\circ}40'54''W$), em alternâncias de bancadas centimétricas de grauvaques e pelitos com plano de estratificação $S_0= N72^{\circ}E$, $80^{\circ}NE$; 4)

grauvaques (amostra GS-17) e pelitos (amostra GS-18) (Almograve, Lat. 37°38'55"N; Long. 8°48'17"W) em bancadas subverticais.

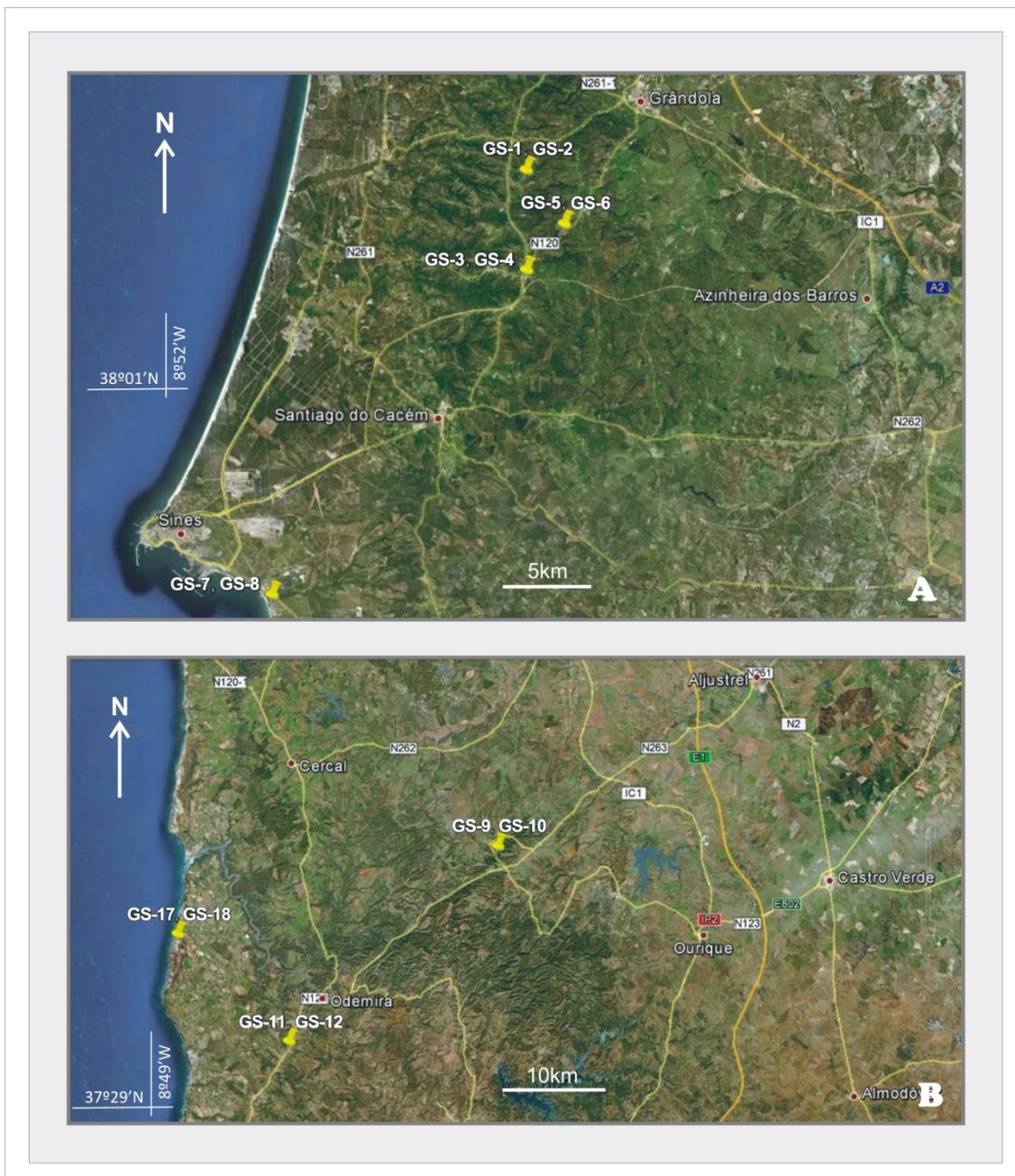


Figura 2.7- Localização das áreas de estudo na região de Grândola - Sines. A- Amostras da Formação de Mértola: GS-1, GS-3, GS-5 - grauvaques, GS-2, GS-4, GS-6 - pelitos; amostras da Formação de Mira: GS-7 - grauvaque, GS-8 - pelito; B- Amostras da Formação de Mira: GS-9, GS-11, GS-17 - grauvaques, GS-10, GS-12, GS-18 - pelitos.

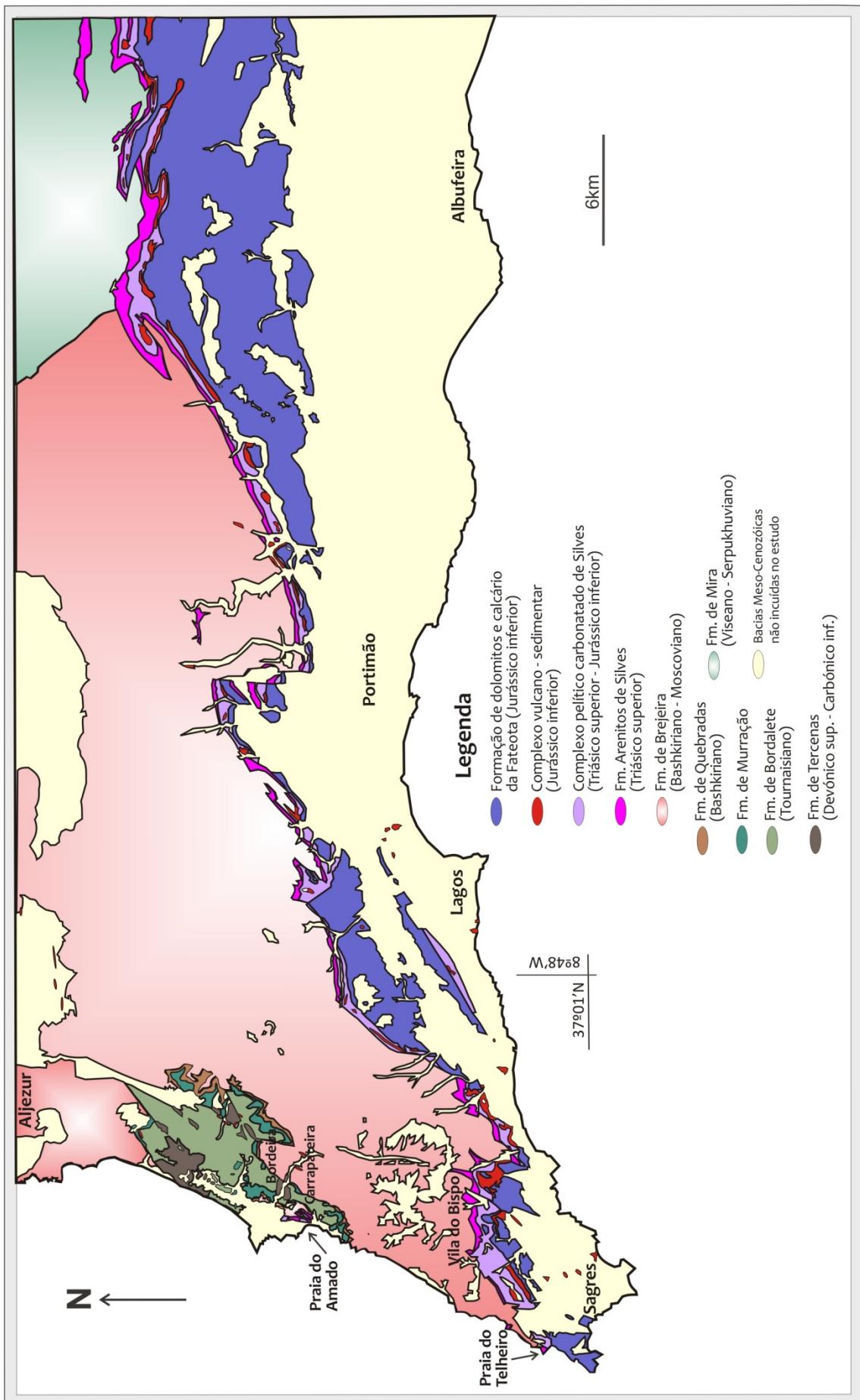
2.2. TRIÁSICO SUPERIOR DA BACIA DO ALGARVE E SUA RELAÇÃO COM O SOCOS CARBÓNICO

Na Bacia do Algarve, as rochas sedimentares do Triásico superior afloram discordantes sobre o soco Paleozóico da ZSP (Carbónico superior- Formação de Brejeira) em duas áreas seleccionadas do sudoeste Algarvia: a Praia do Amado e a Praia do Telheiro (Fig.2.8 e Fig.2.9A).

Na Praia do Amado (Fig. 2.10 e Fig.2.9B), as rochas sedimentares detriticas do Triásico superior da Formação dos Arenitos de Silves assentam em discordância angular sobre uma sequência dobrada da Formação de Brejeira, constituída por alternâncias de bancadas de pelitos e de grauvaques ($S_0= N50^{\circ}W$, $64^{\circ}SW$ afectado por uma clivagem $S_1= N54^{\circ}W$, $24^{\circ}NE$), do Carbónico superior. Os arenitos avermelhados, finos a grosseiros com estratificação paralela ($S_0= N40^{\circ}E$, $26^{\circ}NW$) e oblíqua surgem numa sequência com uma espessura aproximada de cerca de 60 a 70m, correspondentes ao Termo AB1 de *Palain, 1976* (Fig. 2.11). Os arenitos incluem algumas intercalações de pelitos e conglomerados com elementos de quartzo, quartzito e pelitos. Os arenitos passam verticalmente a pelitos vermelhos com passagens esverdeadas e intercalações dolomíticas cinzentas em plaquetas com espessura estimada em 100m, que correspondem ao Complexo Pelítico-Carbonatado e Evaporítico de Silves (Fig. 2.11). Este complexo corresponde ao Termo AB2 de *Palain, 1976*, e é atribuído à transição entre o Triásico superior e o Jurássico inferior. O topo deste termo não é visível devido à ocorrência de uma falha e presença de cobertura dunar (Carta Geológica de Portugal, folha 48-D, Bordeira, na escala 1:50 000, 1987). As rochas mais recentes constituem parte da Unidade de Margas e Calcários Margosos (Fig. 2.11) que na ausência de fósseis é-lhe atribuída a idade Jurássico inferior (Carta Geológica de Portugal, folha 48-D, Bordeira, na escala 1:50 000, 1987).

Na Praia do Telheiro (Fig. 2.12 e Fig.2.9C) é possível observar a discordância angular entre as bancadas pouco inclinadas ($S_0= N50^{\circ}E$, $20^{\circ}SE$) das rochas sedimentares detriticas do Triásico superior e a sequência dobrada de alternâncias de bancadas de pelitos e de grauvaques ($S_0= N50^{\circ}W$, $70^{\circ}NE$; $S_1= N48^{\circ}W$, $82^{\circ}NE$) do Carbónico superior (Notícia Explicativa da Folha 51-B, Vila do Bispo, na escala 1:50 000, 1979). A Formação dos Arenitos de Silves (Fig. 2.13) que aflora principalmente ao longo de uma faixa Este-Oeste é cortada por falhas de direcção Nordeste-Sudoeste, na região de Sagres – Vila do Bispo e junto à costa, como no caso da Praia do Telheiro. A espessura da Formação dos Arenitos de Silves diminui de Este para Oeste: 25m em Vila do Bispo e 10m na Praia do Telheiro.

Figura 2.8- Mapa Geológico simplificado com a estratigrafia do soco paleozóico (Carbónico) e mesozóico inferior (Triásico - Jurássico) da Bacia do Algarve (baseado na Carta Geológica de Portugal, Folha 7, à escala 1:200 000, 1983); localização das áreas seleccionadas da Praia do Amado (Fig.2.9) e da Praia do Telheiro (Fig.2.11).



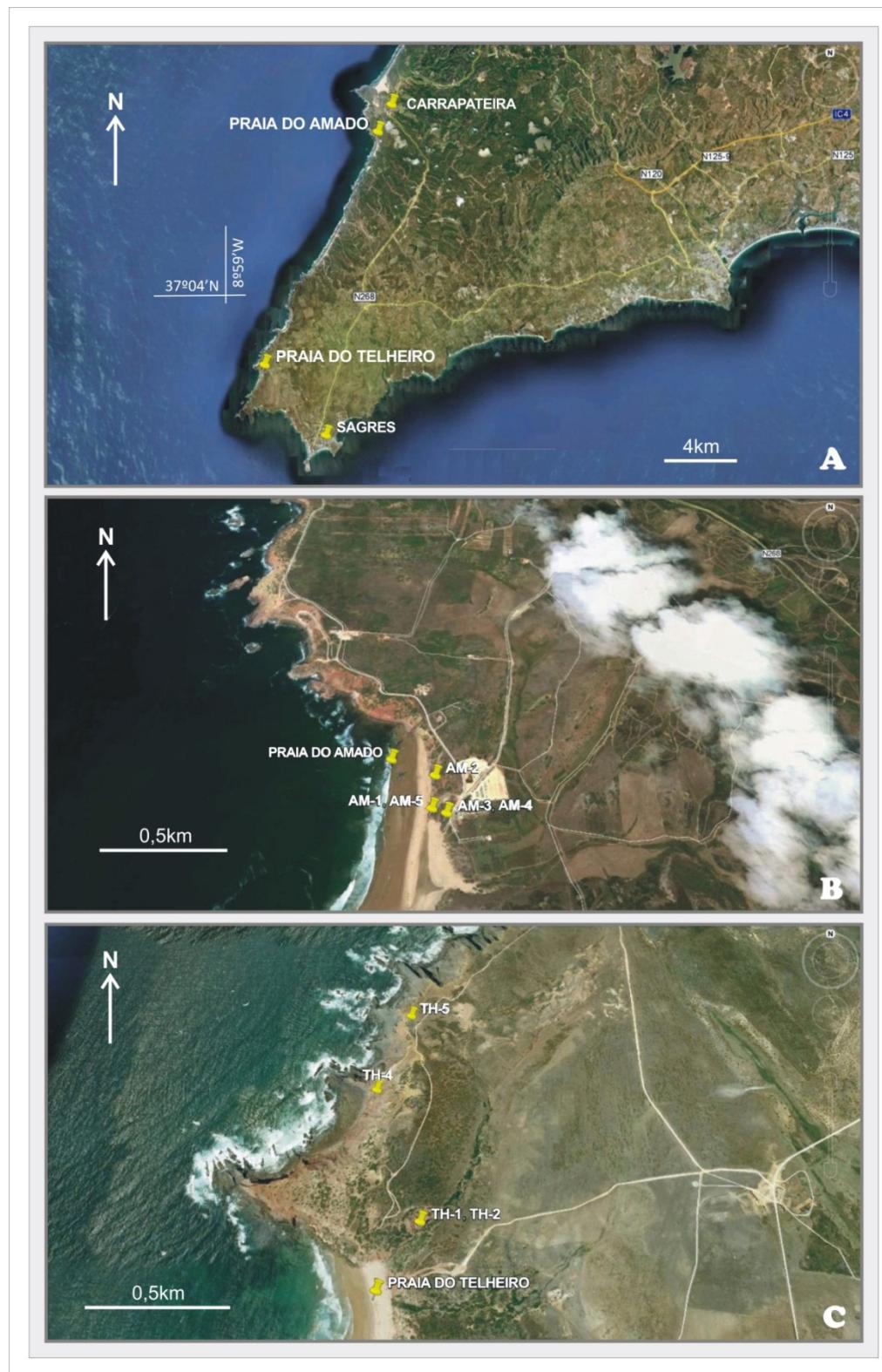


Figura 2.9- Localização das áreas de estudo. A- Bacia do Algarve (Praia do Amado e Praia do Telheiro); B- Amostras recolhidas na Praia do Amado do Carbónico (AM-3, grauvaque; AM-4, pelito) e do Triásico (AM-1 e AM-5, arenitos; AM-2, argilito); C- Amostras recolhidas na Praia do Telheiro do Carbónico (TH-5, grauvaque) e do Triásico (TH-4, arenito; TH-1 e TH-2, argilitos).

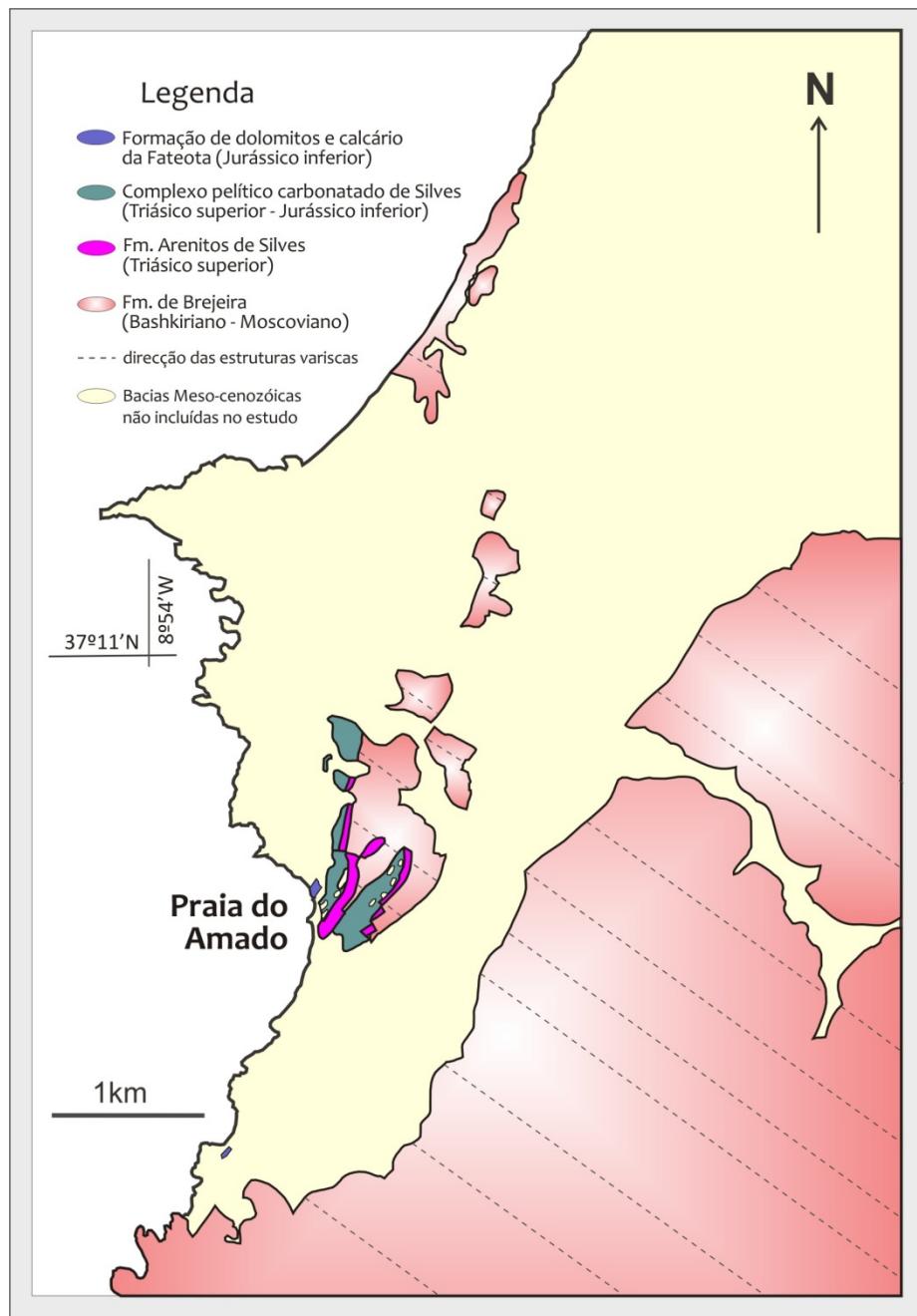


Figura 2.10- Mapa Geológico simplificado com a estratigrafia do soco Paleozoico (Carbónico superior) e a transição Triássico superior - Jurássico inferior na região da Bordeira, onde se localiza a área selecionada da Praia do Amado (baseado na Carta Geológica, Folha 48-D Bordeira, 1:50 000, 1987) (localização na figura 21).

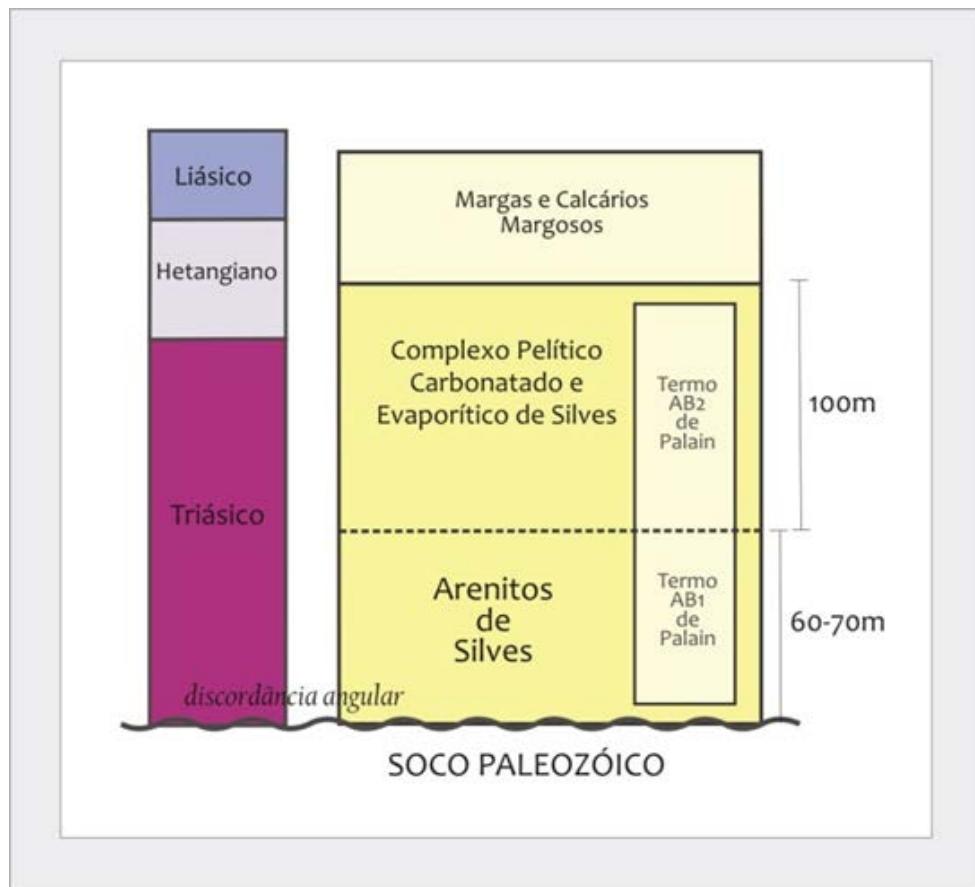


Figura 2.11- Coluna estratigráfica simplificada do Triásico superior e transição com o Jurássico inferior da Praia do Amado (Bacia do Algarve) (Carta Geológica de Portugal, folha 48-D, Bordeira, na escala 1:50 000, 1987).

Na base, esta formação apresenta arenitos de coloração avermelhada ou amarelada, de grão fino a médio com estratificação oblíqua e com intercalações de níveis conglomeráticos poligénicos e de pelitos. Os conglomerados, incluem clastos com dimensão que podem atingir 4cm de diâmetro de quartzo, quartzitos, pelitos e arenitos. Em particular na Praia do Telheiro, na base da Formação dos Arenitos de Silves ocorrem conglomerados e arenitos grosseiros em níveis lenticulares de espessura e extensão lateral reduzida (Palain, 1976). No topo da Formação dos Arenitos de Silves existem pelitos avermelhados inter-estratificados, o que dificulta a atribuição de um limite superior à formação, pois a passagem da litofácie arenítica à pelítica é praticamente contínua (Palain, 1976). O Complexo Pelítico - Carbonatado e Evaporítico de Silves (Fig. 2.13) correlacionável com os termos AB2, AB3 e “Pelitos e Margas Bicolores” de Palain (1976) sendo que corresponde a uma espessa série pelítica, margosa e calcário - dolomítica, onde ocorrem filões basálticos e escoadas sin-sedimentares de natureza dolerítica. O termo AB2 tem cerca de 50m de espessura estimada e é constituído dominante por pelitos avermelhados e esverdeados, com algumas intercalações de arenitos de granulometria fina a

muito fina e de dolomitos. Este termo, inclui na base bancadas bem individualizadas de arenitos finos a muito finos, siltitos, pelitos e dolomitos (Palain, 1976); e no topo, bancadas mal definidas de argilas (Palain, 1976).

O termo AB3 de Palain (1976) constitui um horizonte de referência composto por alternâncias de finas camadas de pelitos dolomíticos e bancadas de dolomitos com raros fósseis de lamelibrânquios e gastrópodes (Choffat, 1887; Boehm, 1903-1904; Pratsch, 1958; Fischer e Palain, 1971) que lhe conferem idade Hetangiana (Jurássico inferior). Os dolomitos e calcários dolomíticos correspondem a sedimentos depositados em meio litoral, de pequena profundidade.

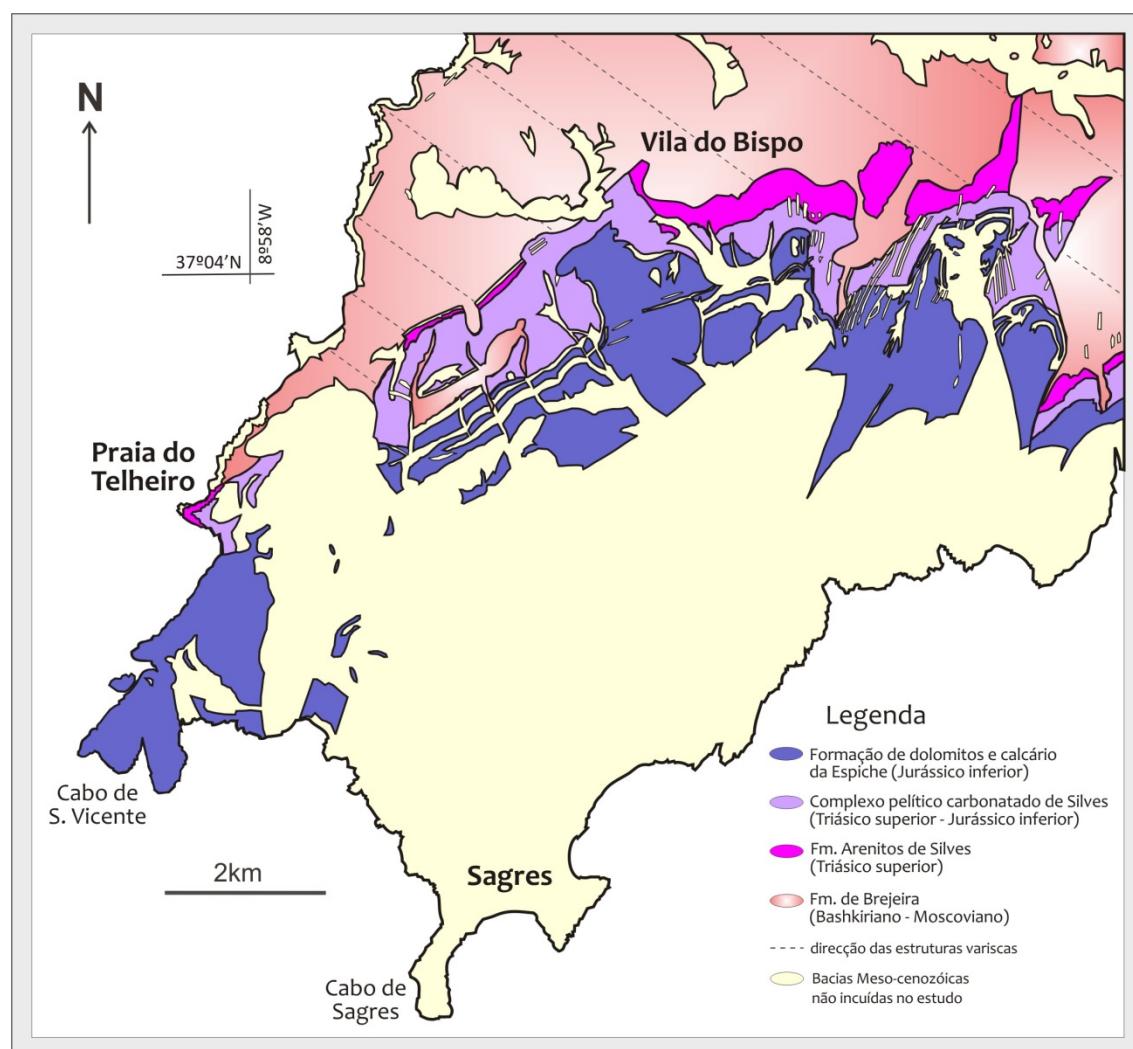


Figura 2.12- Mapa Geológico simplificado com a estratigrafia do soco Paleozóico (Carbónico superior - Formação de Brejeira) e a transição Triásico superior-Jurássico inferior na região de Sagres (Vila do Bispo), onde se localiza a área selecionada da Praia do Telheiro (baseado na Carta Geológica, Folha 51-B Vila do Bispo, 1:50 000, 1979) (localização na figura 21).

Os Pelitos e Margas Bicolores que se apresentam com aproximadamente 30m de espessura, e representam o topo do Complexo Pelítico - Carbonatado e Evaporítico de Silves incluem pelitos e margas bicolores, dolomíticos na base, que contêm numerosos fragmentos de gastrópodes, de lamelibrânquios e de fragmentos de equinodermes (*Fischer e Palain, 1971*).

É de notar que ao Complexo Pelítico - Carbonatado e Evaporítico de Silves onde existem vários afloramentos de rochas ígneas (*Martins et al., 2008*) se sobrepõe a Formação de Dolomitos e Calcários Dolomíticos de Espiche (Fig. 2.12) que é constituída por dolomitos e calcários dolomíticos atribuídos ao Jurássico Inferior (*Choffat, 1887; Pratsch, 1958; Riché, 1962; Rocha, 1971a; Rocha et al., 1972; Mouterde et al., 1972; Rocha, 1976*).

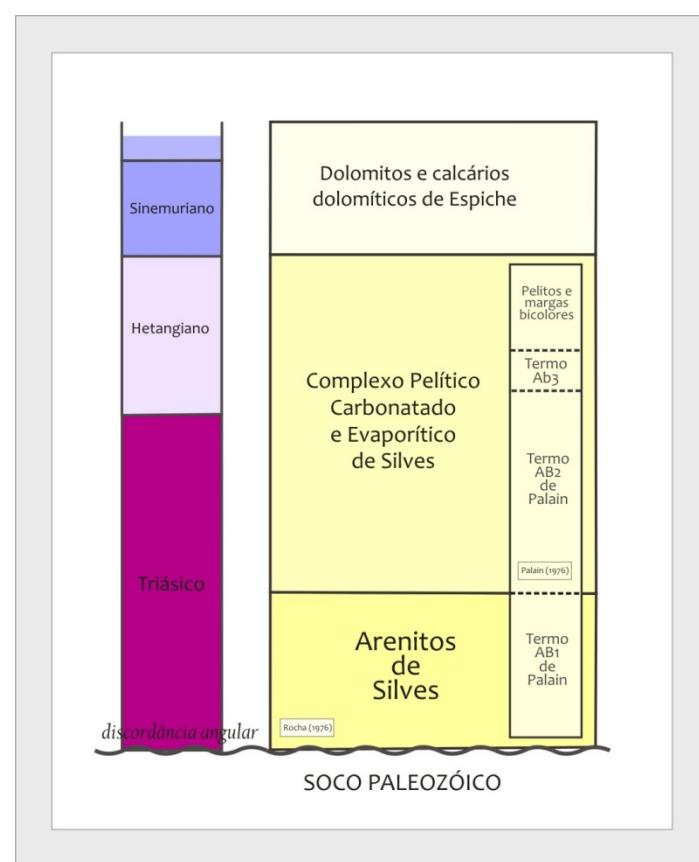


Figura 2.13- Coluna estratigráfica simplificada do Triásico superior e transição com o Jurássico inferior da Bacia do Algarve, na Praia do Telheiro (Notícia Explicativa da Folha 51-B, Vila do Bispo, na escala 1:50 000, 1979).

O Triásico superior na Bacia do Algarve aflora na Bordeira (perto da Carrapateira) e em Sagres, respectivamente na Praia do Amado e na Praia do Telheiro.

Nesse contexto na Praia do Amado foram colhidas duas amostras de arenitos da Formação dos Arenitos de Silves (amostras AM-1 e AM-5; Lat. 37°10'06"N; Long. 8°54'05"W) e uma amostra de argilito da Formação dos Arenitos de Silves (amostra AM-2; Lat. 37°10'29"N;

Long. 8°55'99''W) (Fig.2.14). A amostra AM-1 foi colhida na base da Formação dos Arenitos de Silves a poucos metros da discordância com o soco Carbónico, enquanto a amostra AM-2 foi retirada de uma bancada a topo dos arenitos do Triásico superior (Fig.2.14). No soco do Carbónico superior, amostraram-se grauvaques (amostra AM-3) e pelitos (amostra AM-4) pertencentes à Formação de Brejeira (Lat. 37°10'30''N; Long. 8°57'57''W) (Fig.2.14 e 2.15).

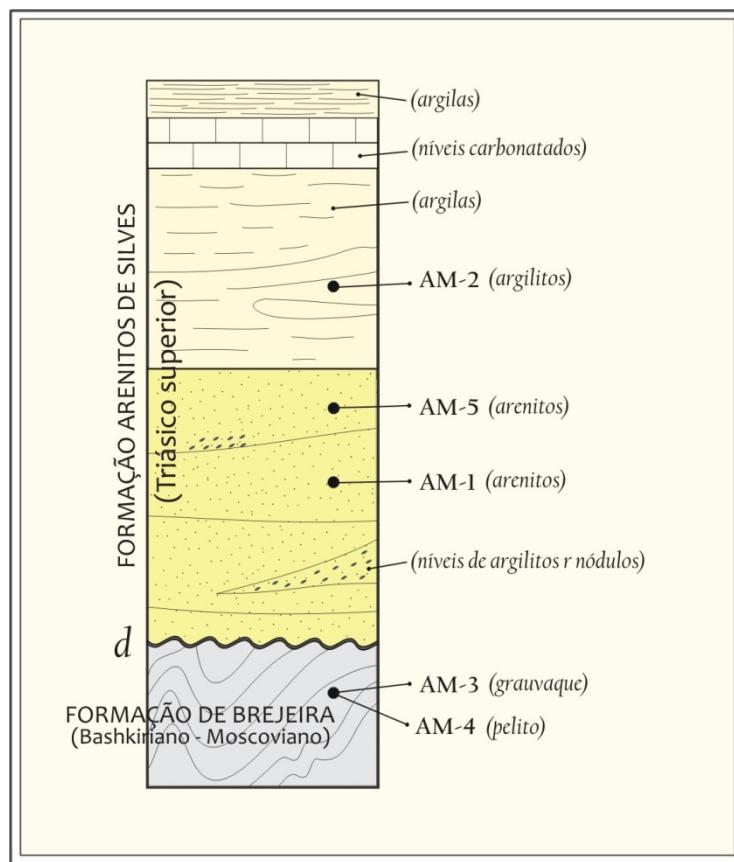


Figura 2.14- Coluna estratigráfica esquemática do Triásico superior e relação com o soco Paleozóico, na Praia do Amado (Bacia do Alentejo); localização na coluna estratigráfica das amostras utilizadas neste estudo.

Na Praia do Telheiro situada a Norte do Cabo de São Vicente, a 6km a Noroeste de Sagres, observa-se a discordância angular entre as bancadas pouco inclinadas de arenitos do Triásico superior (Formação dos Arenitos de Silves) e a sequência dobrada de grauvaques (dobras de plano axial subvertical) e pelitos do Carbónico superior da ZSP (Formação de Brejeira) (Fig.2.16).

Na arriba que limita a Praia do Telheiro foram colhidas três amostras do Triásico superior (Fig.2.17): uma amostra de arenito da Formação dos Arenitos de Silves (amostra TH-4; Lat. 37°03'11''N; Long. 8°58'42''W) e duas amostras de argilitos da Formação dos Arenitos de Silves

(amostras TH-1 e TH-2; Lat. 37°02'53"N; Long. 8°58'37"W). Os arenitos encontram-se em bancadas de espessura métrica e apresentam algumas intercalações de níveis de argila.

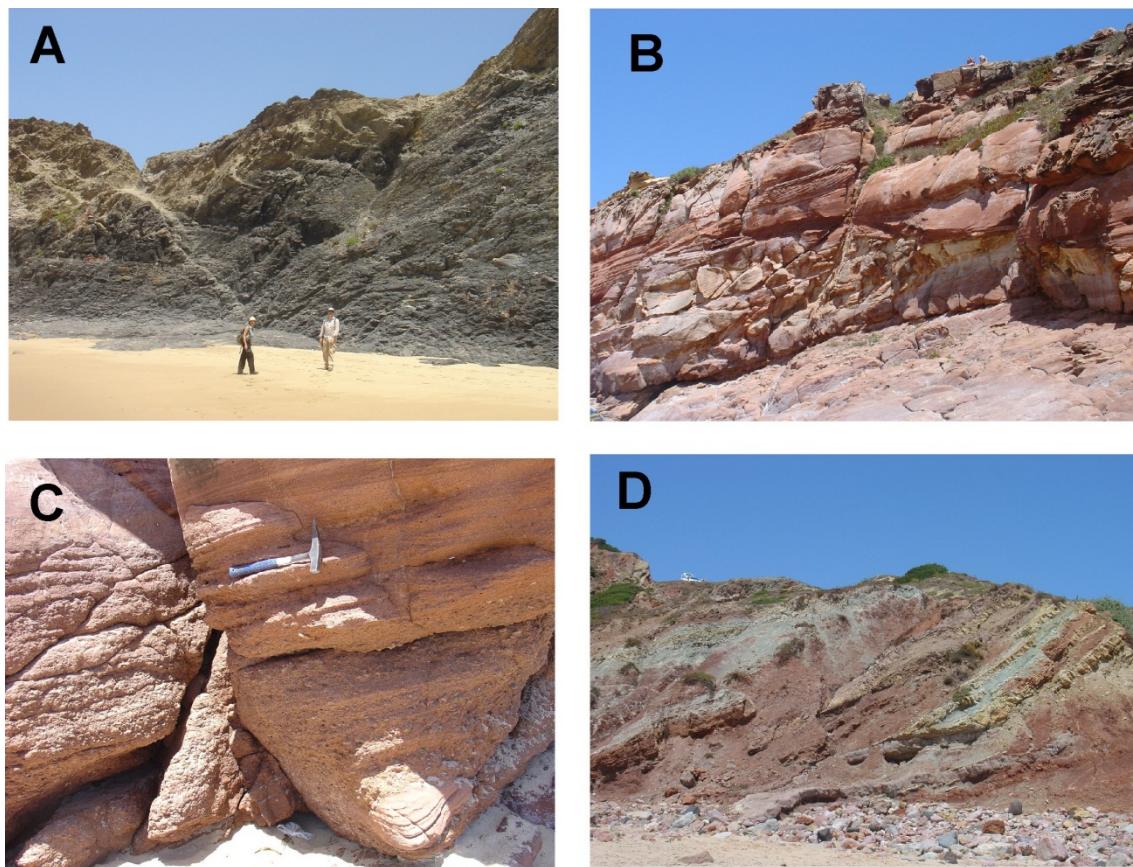


Figura 2.15- Fotografias de aspectos das rochas sedimentares da Formação dos Arenitos de Silves (Triásico superior) e do soco carbónico, na Praia do Amado (Bacia do Algarve). A- Grauvaques e pelitos do soco Carbónico (Formação de Brejeira); B- Sequencia de bancadas de arenitos do triásico superior (Fm. Arenitos de Silves); C- Pormenor dos arenitos com intercalações conglomeráticas (Fm. Arenitos de Silves); C- bancadas de arenitos finos intercaladas em argilitos (Fm. Arenitos de Silves).

Na Formação dos Arenitos de Silves observam-se fragmentos de argilitos intercalados nos arenitos de granularidade fina que lhes confere uma cor amarelada - esbranquiçada. No topo dos arenitos finos amarelados surgem argilitos avermelhados e por vezes com passagens esverdeadas, pertencentes ao Complexo Pelítico - Carbonatado e Evaporítico de Silves. Sobre os argilitos do Triásico superior assenta uma espessa formação dolomítica do Jurássico inferior (Calcários e calcários dolomíticos de Espiche; carta Geológica de Portugal, escala 1:50000, folha 51-B - Vila do Bispo, 1979), com dezenas de metros de espessura e que formam a parte superior da arriba na zona Sul da praia.



Figura 2.16- Discordância angular da base do Triásico superior na Bacia do Igarve (Praia do Telheiro). Sequencia pouco inclinada de rochas sedimentares da Formação dos Arenitos de Silves assenta sobre o soco Carbónico deformado da Formação de Brejeira (Zona Sul Portuguesa).

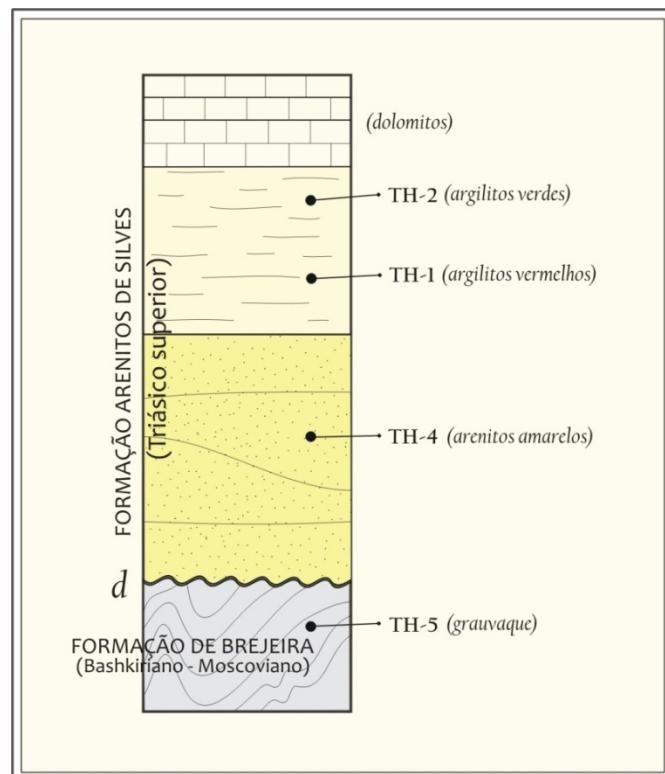


Figura 2.17- Coluna estratigráfica esquemática do Triásico superior e relação com o soco Paleozoico, na Praia do Telheiro (Vila do Bispo); localização das amostras estudadas.

As bancadas alternantes de grauvaques e pelitos da Formação de Brejeira estão dobradas. No topo da arriba colheu-se uma amostra dos grauvaques (amostra TH-5; Lat. $37^{\circ}03'11''N$; Long. $8^{\circ}58'42''W$), perto do local onde foram colhidas as amostras da Formação dos Arenitos de Silves que assentam sobre eles definindo uma discordância angular (Fig.2.17).

Em consistência com amostragem feita para as Formações de Mértola e de Mira, também se colheram mais amostras da Formação de Brejeira (Carbónico superior) para estudos de geoquímica de rocha total. Assim foram seleccionados os seguintes pares de amostras: 1) grauvaques (amostra GS-13) e pelitos (amostra GS-14) (Zambujeira do Mar; Lat. $37^{\circ}31'17''N$; Long. $8^{\circ}47'13''W$) em bancadas centimétricas e intercaladas (Fig.2.18A); 2) grauvaques (amostra GS-15) e pelitos (amostra GS-16) (Cabo Sardão; Lat. $37^{\circ}36'02''N$; Long. $8^{\circ}49'02''W$) (Fig.2.18B).

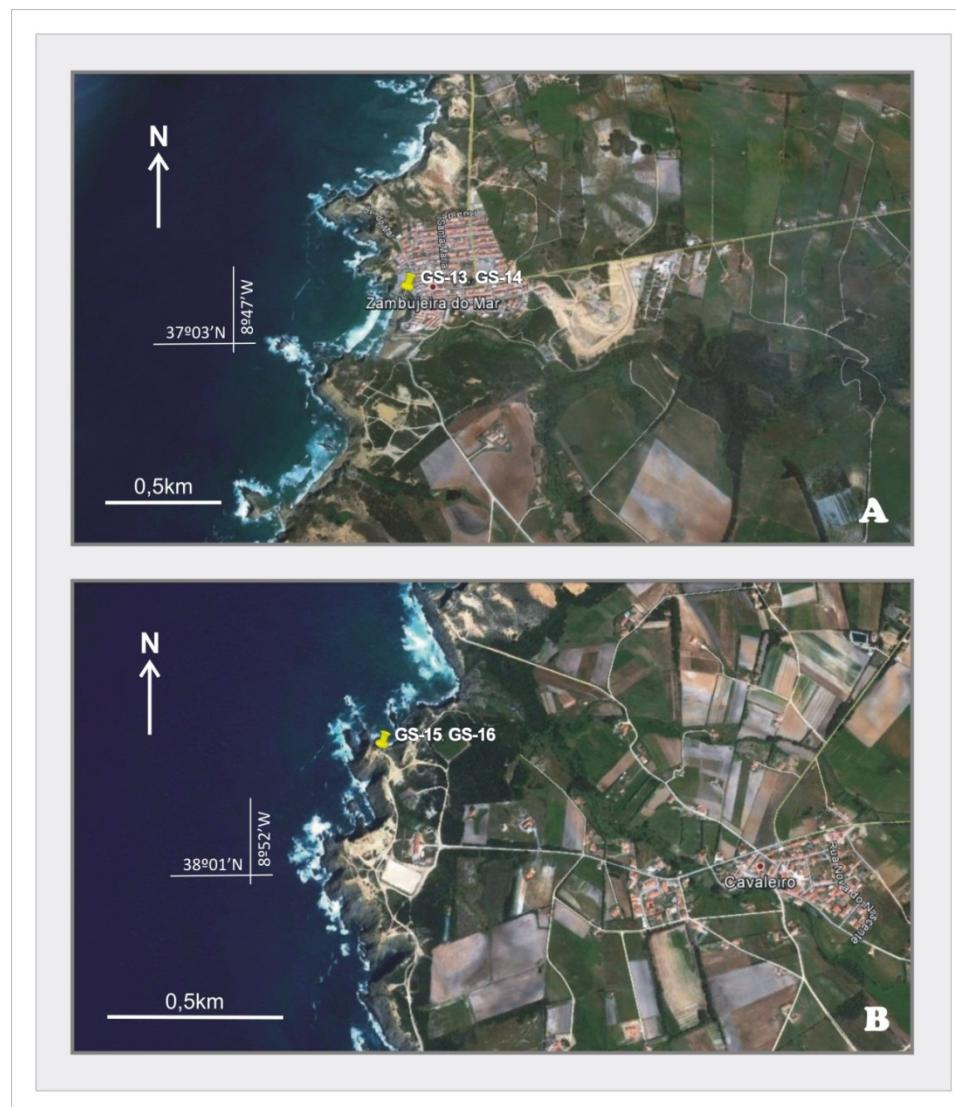


Figura 2.18- Localização das áreas de estudo na região de Grândola - Sines. A- Amostras da Formação de Brejeira: GS-13 - grauvaque, GS-14 - pelito; B- Amostras da Formação de Brejeira: GS-15 - grauvaque, GS-16 - pelito.

3. PETROGRAFIA SEDIMENTAR

Um conjunto de amostras de rochas sedimentares siliciclásticas do soco da ZSP e da cobertura sedimentar do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve (Fig.3.1), foi estudado do ponto de vista petrográfico. No Carbónico da ZSP foram seleccionadas treze amostras: oito amostras de grauvaques do Carbónico inferior (Formação de Mértola – amostras GS-1, GS-5, GS-3 e ST-1; Formação de Mira – amostras SC-6, GS-9, GS-7, GS-11 e GS-17) e cinco amostras de grauvaques do Carbónico superior (Formação de Brejeira – amostras GS-15, GS-13, AM-3 e TH-5). No Triásico superior foram estudadas cinco amostras dos arenitos da Formação dos Arenitos de Silves (amostras ST-3, SC-4, AM-1, AM-5 e TH-4) (Fig.2.4 e Fig.2.9 do capítulo anterior).

A análise petrográfica restringiu-se às rochas detriticas mais grosseiras (grauvaques e arenitos), excluindo as mais argilosas e em geral de grão mais fino, como os pelitos e os argilitos, uma vez que nestas últimas não é possível distinguir os seus componentes detriticos ao microscópio petrográfico.

A metodologia de estudo abrangeu a preparação das lâminas delgadas nos laboratórios do Departamento de Geociências da Universidade de Évora e a sua descrição petrográfica. A descrição petrográfica recorreu à utilização de uma estação digital de microscopia de luz transmitida, composta por um microscópio modelo Nikon Eclipse E600POL com câmara digital acoplada Nikon Dxm1200 (Fig.3.2). A descrição das lâminas delgadas das rochas siliciclásticas recaiu na caracterização da sua textura (a forma, o tamanho e o arranjo dos grãos), da composição mineralógica (principais componentes detriticos: espécies minerais e litoclastos), assim como na caracterização da composição do material intersticial (cimento - material aglutinador; matriz¹ - material intersticial com grãos de dimensão inferior a 0,03mm).

3.1. GRAUVAQUES DA ZONA SUL PORTUGUESA

3.1.1 Grauvaques da Formação de Mértola - Carbónico inferior (Viseano)

A amostra GS-1 (Grândola-Sines) representa um grauvaque² de granularidade média (0,25-0,5mm), de cor cinzenta, fracamente calibrado e de grãos alongados e sub-rolados³, constituído por quartzo, litoclastos, feldspatos, minerais opacos de natureza indeterminada e em menor quantidade por muscovite, biotite (alguma a alterar para clorite) e óxidos-hidróxidos de ferro.

¹ Definição de matriz segundo *Pettijohn*, 1975.

² Definição de grauvaque segundo *Pettijohn*, 1975: 15% a 75% de material intersticial, grãos de dimensão inferior a 0,03 mm.

³ Categorias de rolamento dos grãos segundo *Pettijohn*, 1973.

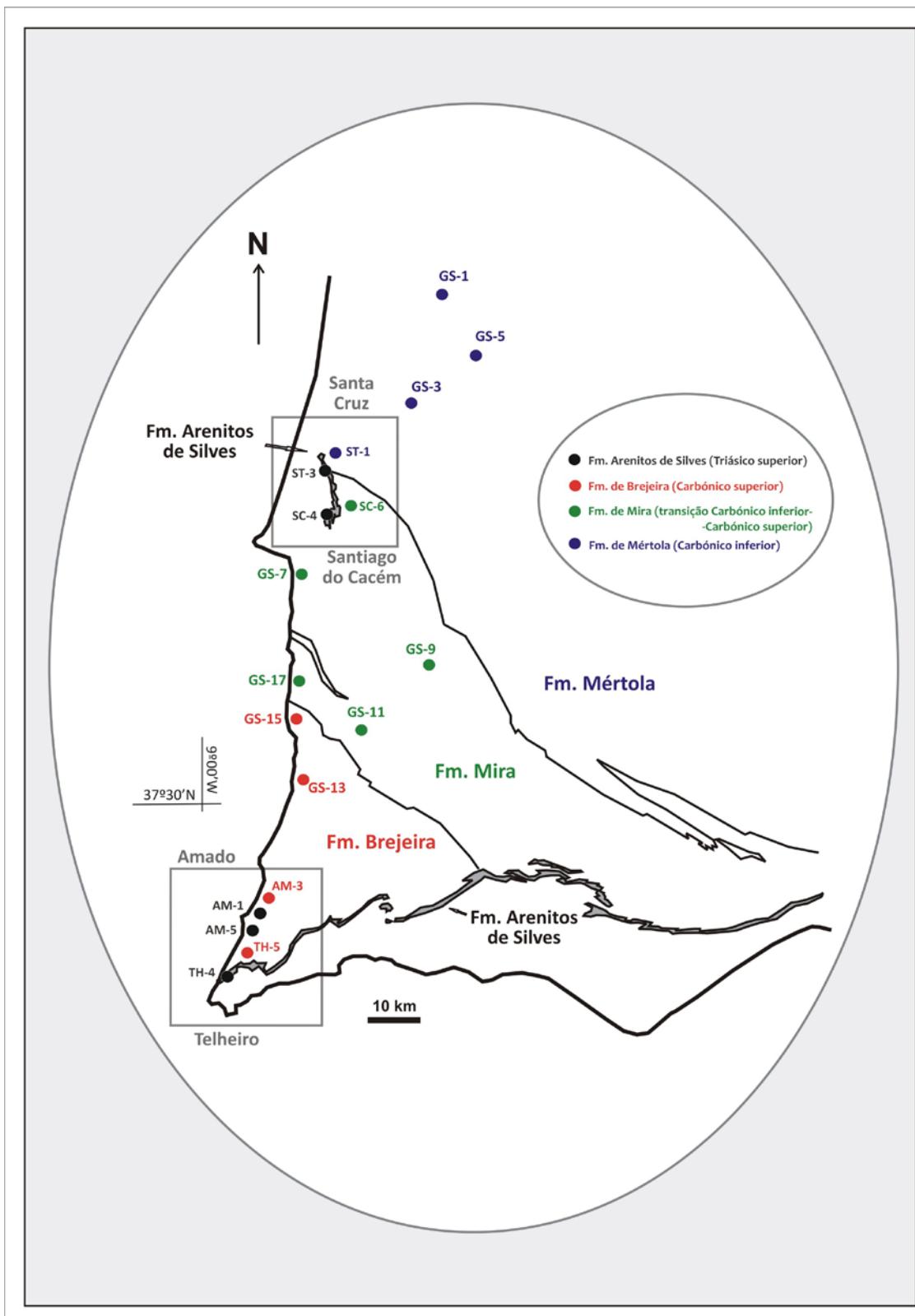


Figura 3.1- Mapa geológico esquemático do Sudoeste de Portugal com distribuição geográfica das amostras dos grauvaques carbónicos e arenitos triásicos; as manchas a cinzento representam o Triásico superior (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).



Figura 3.2- Microscópio petrográfico com câmara digital do Centro de Geofísica de Évora/Departamento de Geociências da Universidade de Évora.

Para além dos grãos de quartzo, alguns deles fracturados e raramente com extinção ondulante, contém também vários litoclastos de quartzitos (Fig.3.3A) que podem conter muscovite (Fig.3.3B), litoclastos de rochas vulcânicas, como o litoclasto de rocha vulcânica básica representado na figura 3.3C, e também, de cherte, de arenitos e de pelitos. É de notar a abundância de grãos de feldspato que podem atingir 0,5mm de diâmetro (Fig.3.3D). Os litoclastos quartzíticos apresentam diferenças relativamente ao tamanho do grão⁴, desde muito finos (0,0625-0,25mm) a muito grosseiros (0,5-2mm). O cimento é silicioso e existe aproximadamente 15% de material intersticial principalmente constituído por quartzo e também por muscovite e minerais opacos de natureza indeterminada.

A amostra GS-5 (Grândola - Sines) representa um grauvaque cinzento - acastanhado com granularidade fina (0,125-0,25mm) e moderadamente calibrado. Os grãos que o constituem são alongados, sub-angulosos e a maioria de quartzo. Esta rocha sedimentar tem presente na sua constituição uma variedade considerável de fragmentos líticos, embora em reduzida quantidade, dos quais se destacam litoclastos quartzíticos (Fig.3.3E), litoclastos pelíticos e raros litoclastos

⁴ Classificação do tamanho do grão dos sedimentos segundo a *Escala de Udden-Wentworth*.

areníticos. É de notar que existem alguns grãos de quartzo fracturados e que os litoclastos quartzíticos são de menores dimensões (0,2-0,4mm) do que os litoclastos pelíticos (0,5-2mm). Também estão presentes feldspatos (Fig.3.3F), minerais opacos de natureza indeterminada, muscovite, alguma biotite (a alterar para clorite) (Fig.3.3F).

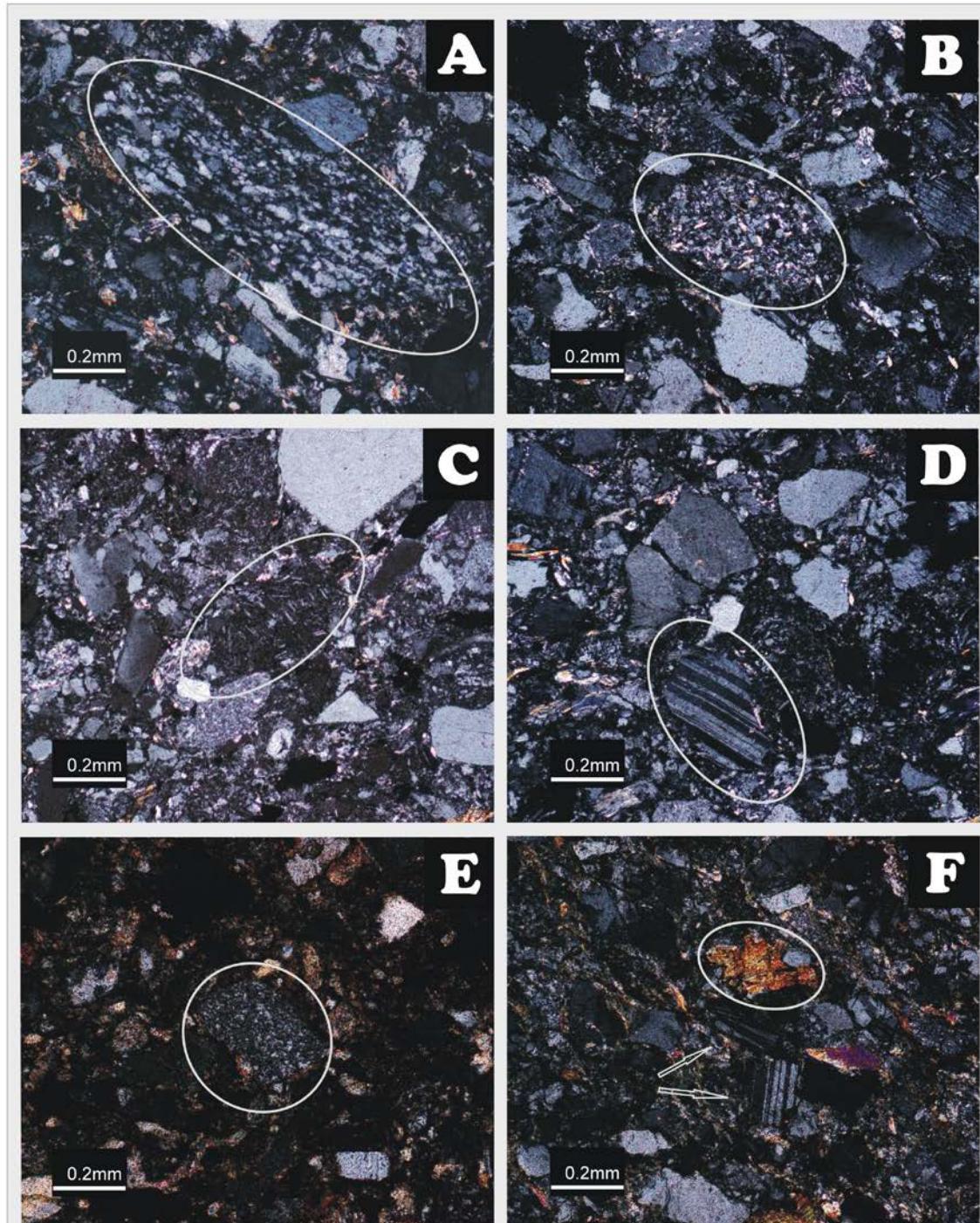


Figura 3.3: Grauvaques da Formação de Mértola. A- Litoclasto quartzítico (amostra GS-1); B- Litoclasto quartzítico com muscovite (amostra GS-1); C- Litoclasto de rocha vulcânica (basalto) (amostra GS-1); D- Feldspato da amostra GS-1; E- Litoclasto quartzítico da amostra GS-5; F- Feldspatos e biotite a alterar para clorite da amostra GS-5. (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

O cimento é argiloso e silicioso. Existe matriz ($\geq 15\%$ material intersticial), essencialmente constituída por quartzo e alguns minerais opacos de natureza indeterminada.

A amostra GS-3 (Grândola-Sines) é de um grauvaque cinzento, fracamente calibrado, de granularidade média (0,25-0,5mm), com grãos alongados e sub-rolados, muito semelhante ao grauvaque da amostra GS-1.

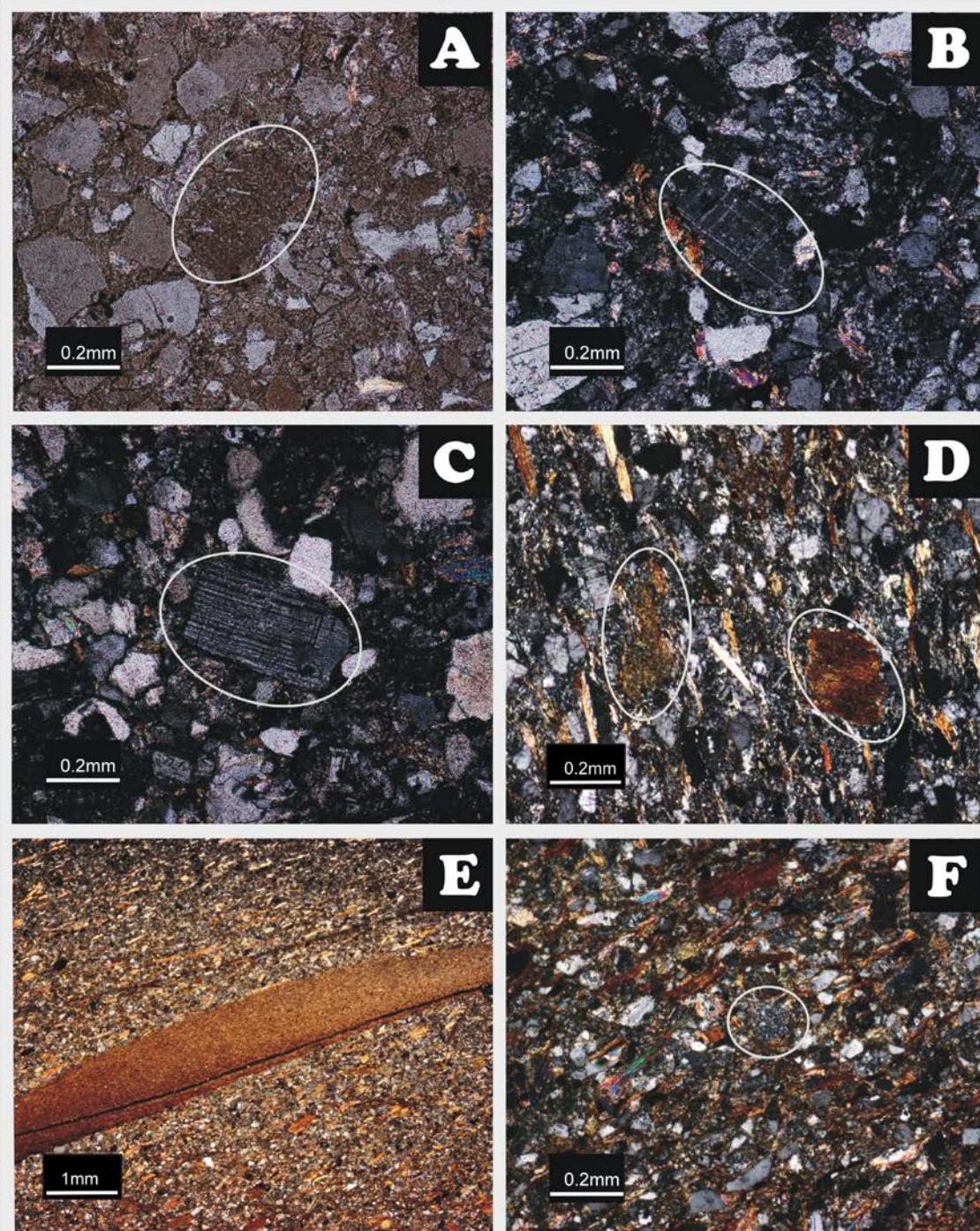


Figura 3.4: Grauvaques da Formação de Mértola. A- Litoclasto de rocha ígnea da amostra GS-3; B- Microclina (feldspato) da amostra GS-3; C- Feldspato da amostra GS-3; D- Clorite e biotite (a alterar para clorite) da amostra ST-1; E- Litoclasto pelítico de grandes dimensões da amostra ST-1; F- Litoclasto quartzítico de pequenas dimensões da amostra ST-1. (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

O seu principal constituinte é o quartzo, mas contém uma grande quantidade de fragmentos líticos, entre eles: litoclastos quartzíticos, litoclastos de cherte, litoclastos de rochas ígneas (Fig.3.4A), litoclastos areníticos e raros litoclastos pelíticos. Os grãos de feldspato são abundantes e em geral de grande dimensão (aproximadamente 0,3mm) (Fig.3.4B-C), embora também existam de menores dimensões. Minerais opacos de natureza indeterminada e filossilicatos, entre eles, grãos de muscovite de pequenas dimensões e a biotite (a alterar para clorite), também estão presentes nesta rocha. Muitos dos grãos de quartzo estão fracturados e alguns têm extinção ondulante. O cimento é silicioso, existindo por vezes cimento argiloso. Existe matriz, essencialmente constituída por quartzo e também por muscovite e opacos de natureza indeterminada.

A amostra ST-1 (Santa Cruz) é um grauvaque de granularidade muito fina (0,0625-0,125mm), de cor castanha, constituída por grãos alongados e sub-rolados a sub-angulosos. Esta rocha sedimentar é moderadamente calibrada constituída maioritariamente por grãos de quartzo. Inclui uma quantidade considerável de micas, essencialmente biotite (a alterar para clorite) (Fig.3.4D), muscovite e ainda clorite (Fig.3.4D).

A clorite ocorre concentrada ou dispersa e, surge em alguns casos muito alongada com cerca de 0,6mm de comprimento e 0,06mm largura (razão dimensional de 1:10). Mais raramente, encontram-se feldspatos de pequenas dimensões. Minerais opacos de natureza indeterminada surgem em reduzida quantidade, dispersos na rocha, apresentando-se geralmente rolados. Observam-se ainda litoclastos quartzíticos assim como litoclastos pelíticos (Fig.3.4E), que podem ser muito alongados com 10mm de comprimento e aproximadamente 0,2mm de largura (razão dimensional de 1:50). É de notar que enquanto as biotites e as clorites (em geral com 0,2mm), e os litoclastos pelíticos (que podem atingir 10mm) são de grande dimensão, os litoclastos quartzíticos são consideravelmente mais pequenos (variando entre 0,08-0,1mm) (Fig.3.4F). O cimento é originalmente argiloso, em parte transformado em clorite, existindo também cimento silicioso. A rocha contém matriz, constituída essencialmente por quartzo e alguns minerais opacos de natureza indeterminada.

3.1.2 Síntese das observações petrográficas dos grauvaques da Formação de Mértola

- Em síntese, os grauvaques da Formação de Mértola são em geral de grão fino (0,125-0,25mm) a muito fino (0,0625-0,125mm) ou de grão médio (0,25-0,5mm), e moderada a fracamente calibrados; os grãos são alongados de contornos sub-rolados e têm maior percentagem de quartzo (45-65%) na sua composição mineralógica relativamente aos fragmentos líticos (10-35%) (Fig.3.5A);

- o feldspato está presente em todas as amostras entre 5 - 15%; assim como os filossilicatos (5-25%), mais abundantes na amostra ST-1; o cimento é silicioso ou siltítico/argiloso parcialmente cloritizado; a matriz é constituída essencialmente por quartzo, alguns minerais opacos de natureza indeterminada e por vezes micas.

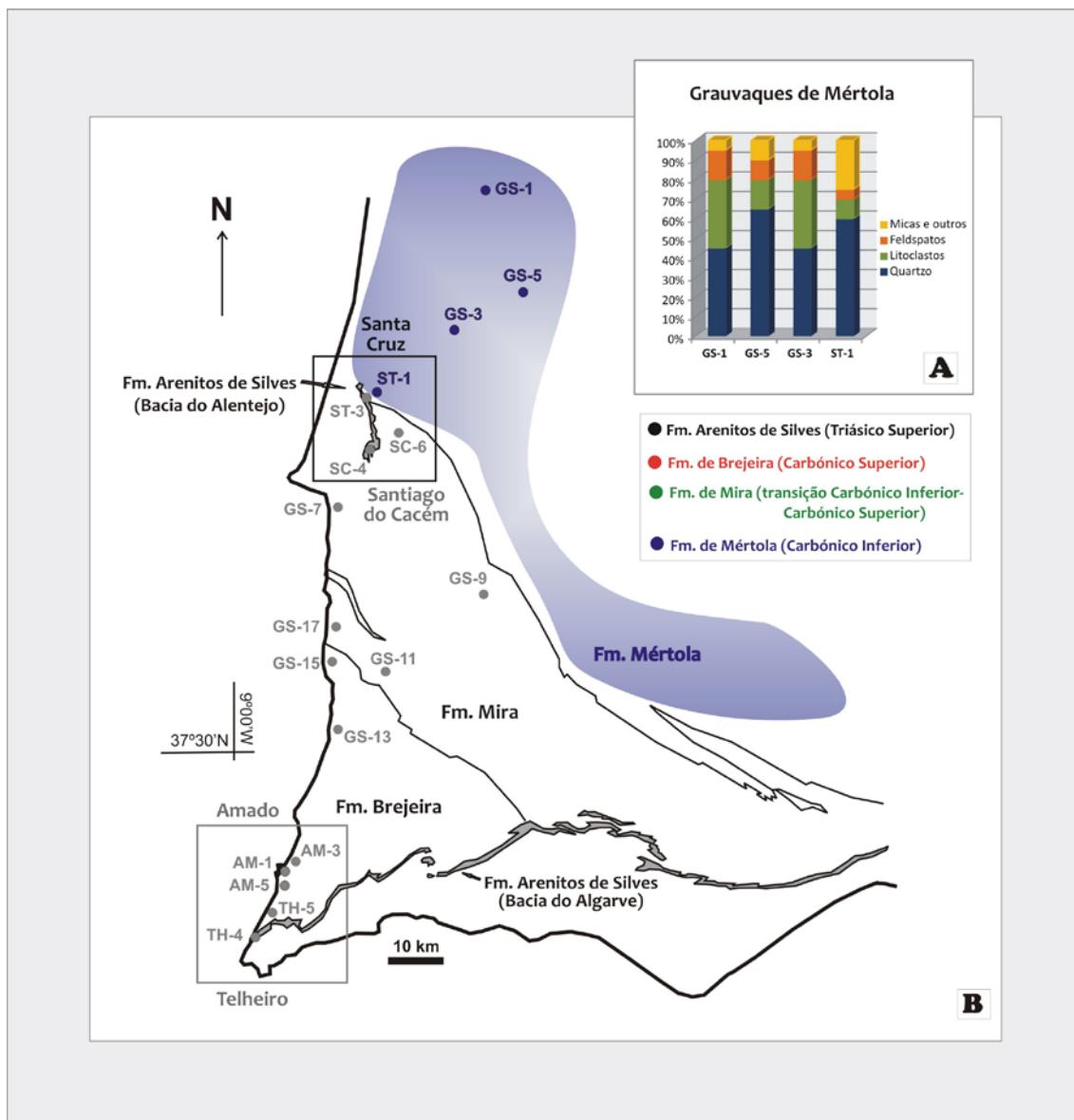


Figura 3.5: A- Distribuição dos principais componentes detriticos dos grauvaques da Formação de Mértola; B- Mapa geológico esquemático do Sudoeste de Portugal com relevância da distribuição geográfica dos grauvaques da Formação de Mértola (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

Concentrando-nos nas semelhanças, pode-se notar que:

- Nos grauvaques de grão fino (amostras GS-5 e ST-1) (Fig.3.5B) os grãos são moderadamente calibrados, predomina o cimento argiloso cloritizado e na sua composição litológica o quartzo domina (60-65%) relativamente aos fragmentos líticos (10-15%). Dos fragmentos líticos, os principais constituintes são os litoclastos quartzíticos de pequenas dimensões, litoclastos pelíticos de grandes dimensões e raros litoclastos areníticos. Ocorrem minerais opacos rolados indeterminados.
- Nos grauvaques de grão médio (amostras GS-1 e GS-3) (Fig.3.5B) os grãos estão fracamente calibrados, predomina o cimento silicioso, o quartzo é o componente litológico principal (45%) e a percentagem de fragmentos líticos (35%) é superior do que considerando os grauvaques de grão fino (10-15%). Dos fragmentos líticos os principais são os litoclastos quartzíticos com dimensões variadas, litoclastos de cherte, areníticos, raros litoclastos pelíticos e ainda litoclastos de rochas vulcânicas.
- Todas as amostras de grauvaques da Formação de Mértola apresentam feldspato (5 - 15%) e filossilicatos (5-25%) na sua constituição (Fig.3.5A). A amostra ST-1 (Fig.3.5B) tem uma percentagem de micas (25%) que se torna relevante em detrimento da percentagem de fragmentos líticos (10%) e de grãos de feldspato (5%).
- Nos grauvaques de grão médio (amostras GS-1 e GS-3) os feldspatos (15%) são maioritariamente de grandes dimensões e abundantes, ocorrendo também feldspatos de pequenas dimensões; enquanto nos grauvaques de grão fino (amostras GS-5 e ST-1), os feldspatos para além de terem menores dimensões, como era esperado dado o tamanho do grão das rochas, também estão presentes em menor percentagem (5-10%).
- A matriz é em geral constituída principalmente por quartzo, alguns minerais opacos indeterminados e por vezes micas.

3.1.3 Grauvaques da Formação de Mira - Carbónico Inferior (Serpukhoviano)

A amostra SC-6 (Santiago do Cacém - S. Bartolomeu da Serra) é de um grauvaque fino (0,125-0,25mm) de cor cinzenta - acastanhada, fracamente calibrado, com grãos alongados de rebordos sub-angulosos. É constituído maioritariamente por grãos de quartzo e uma quantidade razoável de litoclastos quartzíticos de grão muito fino (Fig.3.6A), assim como de litoclastos de cherte. Os grãos de quartzo apresentam por vezes extinção ondulante e microfracturas. Também contém feldspato (com dimensão variável, podendo atingir 0,3mm) (Fig.3.6B), biotite (mais ou menos alterada para clorite), muscovite, clorite, assim como alguns minerais opacos de natureza indeterminada.

Os óxidos-hidróxidos de ferro encontram-se dispersos pela rocha em grãos de reduzidas dimensões. O cimento é argiloso, parcialmente cloritizado e também ocasionalmente silicioso. A rocha tem uma matriz constituída essencialmente por quartzo.

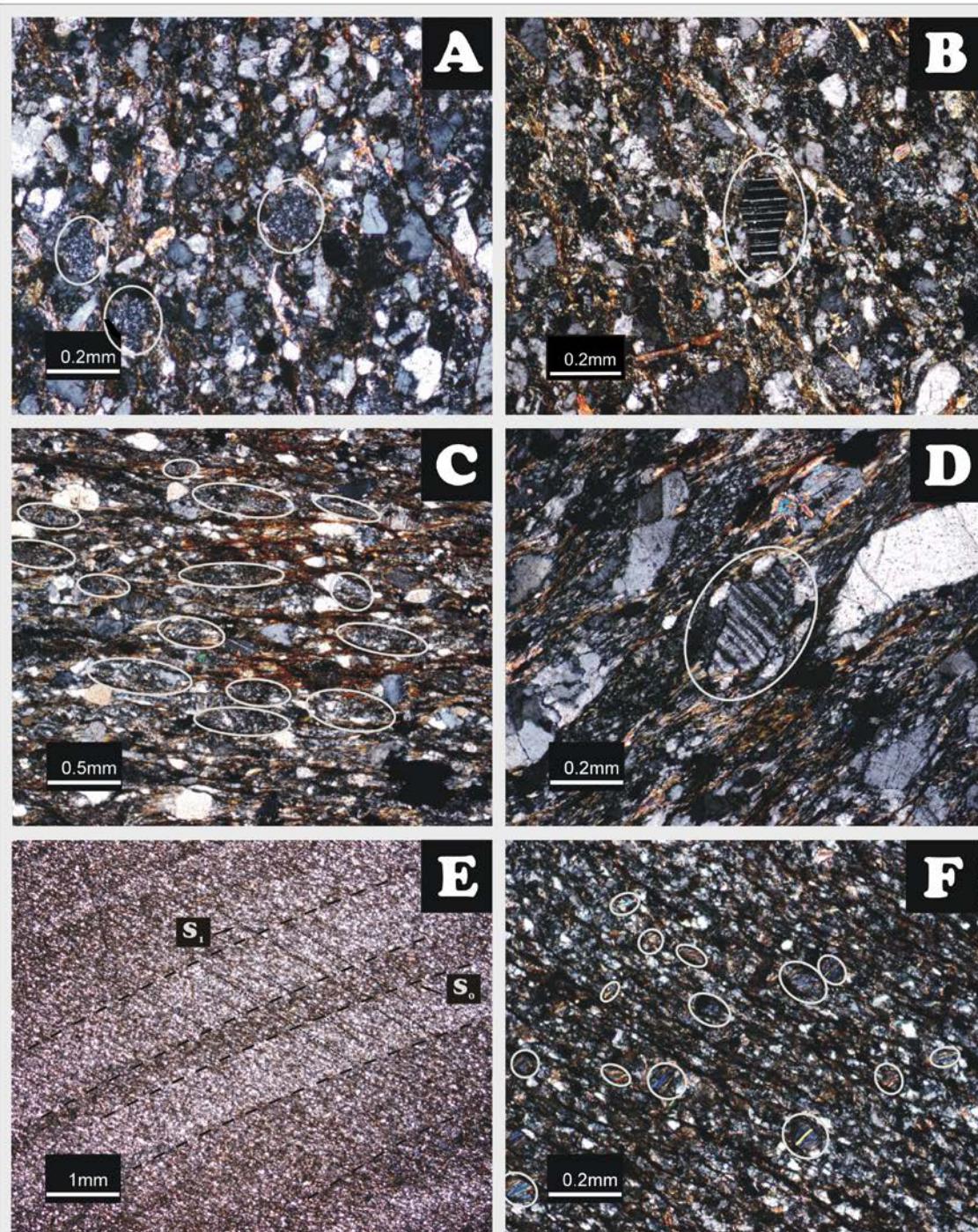


Figura 3.6: Grauvaques da Formação de Mira. A- Litoclasto quartzítico de grão muito fino da amostra SC-6; B- Plagioclase da amostra SC-6; C- Litoclastos quartzíticos da amostra GS-9; D- Feldspato de grandes dimensões da amostra GS-9; E- Aspecto geral da amostra GS-7 realçando a relação entre a clivagem (S_1) e a estratificação (S_0); F- Litoclastos de rochas ígneas (vulcânicas felsicas) da amostra GS-7. (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

A amostra GS-9 (Grândola-Sines) representa um grauvaque cinzento - acastanhado, de grão grosso (0,5-1mm), onde predominam litoclastos quartzíticos, em geral moderadamente calibrados, alongados e de contornos sub-rolados, como os assinalados na figura 3.6C. Nessa mesma figura também são visíveis planos de clivagem materializados pelo alinhamento dos filossilicatos, demonstrando a deformação sofrida pela rocha. Alguns dos clastos representados têm o alongamento maior paralelo ao plano de clivagem. Este grauvaque também contém litoclastos areníticos, litoclastos pelíticos e raros litoclastos de cherte. Os grãos de quartzo têm granularidade da areia fina e são em geral alongados e sub-rolados a rolados. Em menor percentagem observa-se feldspato (Fig.3.6D), alguma muscovite e biotite (mais ou menos alterada para clorite), minerais opacos de natureza indeterminada e óxidos-hidróxidos de ferro. O cimento é argiloso cloritizado, encontrando-se também algum cimento silicioso. Tem matriz constituída essencialmente por quartzo e alguns minerais opacos de natureza indeterminada.

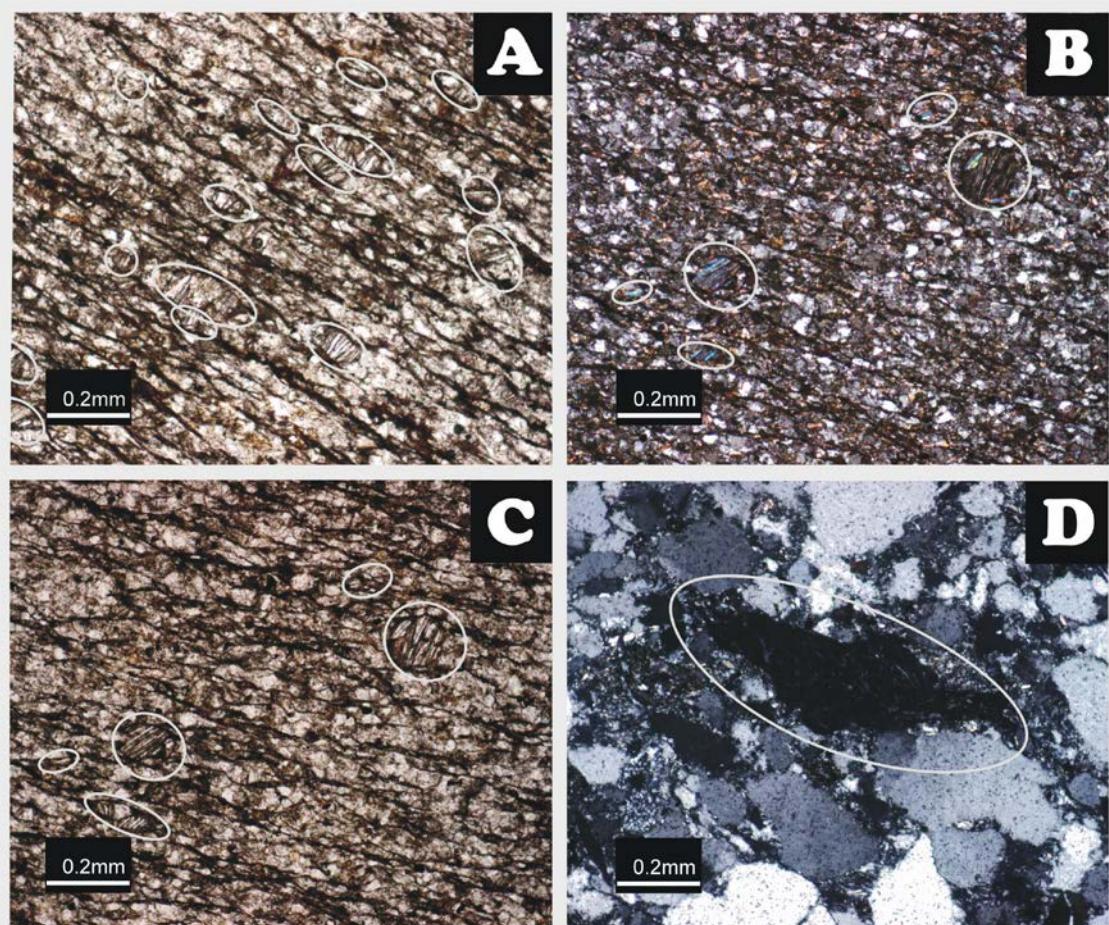


Figura 3.7: Grauvaques da Formação de Mira. A- Litoclastos de rochas ígneas (vulcânicas félscicas) da amostra GS-7; B- Litoclastos de rochas ígneas (vulcânicas félscicas) da amostra GS-7; C- Litoclastos de rochas ígneas (vulcânicas félscicas) da amostra GS-7; D- Litoclasto de rochas vulcânicas da amostra GS-17 (grauvaque). (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

A amostra GS-7 (Grândola - Sines) representa um grauvaque castanho - acinzentado de grão médio (0,25-0,5mm), com clivagem (Fig.3.6E) e uma grande representação de litoclastos. Os planos de clivagem (S_1) têm espaçamento reduzido (penetrativo), são marcados pela presença de filossilicatos e pela orientação preferencial do maior alongamento dos grãos.

A figura 3.6E para além da clivagem (S_1) também exibe estratificação (S_0), em que as camadas são marcadas com alternâncias de níveis de grão grosseiro (as camadas mais claras) e níveis de grão mais fino (camadas mais escuras). Os litoclastos são essencialmente quartzíticos, incluindo também litoclastos de rochas ígneas (vulcânicas félsicas), rolados, quase todos do mesmo tipo (Fig.3.6F, 3.7A-B-C) e raros litoclastos areníticos. Em geral os grãos são alongados, sub-rolados, moderadamente calibrados, embora os grãos de quartzo, que são pouco abundantes, sejam bem calibrados, equidimensionais ou alongados e de granularidade mais fina. Ainda estão presentes em reduzida quantidade, muscovite, biotite e minerais opacos de natureza indeterminada. Contém cimento argiloso parcialmente cloritizado, algum cimento silicioso e matriz constituída por quartzo e micas.

A amostra GS-11 (Grândola-Sines) é de um grauvaque de grão fino (0,125-0,25mm), de cor castanha - acinzentada, constituído por grãos equidimensionais e alongados, de contornos sub-rolados. Os grãos predominantes são de quartzo, encontrando-se também litoclastos quartzíticos, raros litoclastos de cherte, alguma muscovite, biotite, clorite e feldspato raro. Os grãos estão mal calibrados e envolvidos por cimento argiloso e cimento silicioso. Existe matriz constituída por quartzo.

A amostra GS-17 (Grândola-Sines) representa um grauvaque cinzento, de granularidade média (0,25-0,5mm), fracamente calibrado, com grãos maioritariamente alongados, mas também equidimensionais e de contornos sub-rolados a rolados. O seu constituinte principal é o quartzo, embora tenha uma quantidade razoável de fragmentos líticos. Entre estes, predominam os litoclastos quartzíticos com maior ou menor abundância de micas e litoclastos de cherte, existindo também raros litoclastos de rochas vulcânicas (Fig.3.7D) e de pelitos. Em quantidade reduzida encontra-se muscovite, minerais opacos de natureza indeterminada e zircão. O cimento é silicioso, embora exista algum cimento argiloso parcialmente cloritizado. A matriz é constituída por quartzo, minerais opacos de natureza indeterminada e muscovite.

3.1.4 Síntese das observações petrográficas dos grauvaques da Formação de Mira

- Em síntese, os grauvaques da Formação de Mira são mais heterogéneos considerando a sua textura, do que os grauvaques da Formação de Mértola. São de grão fino (0,12 -0,25mm), grão médio (0,25-0,5mm) ou de grão grosseiro (0,5-1mm), moderada a fracamente calibrados; os grãos são em geral, alongados e sub-rolados, existindo também grãos equidimensionais e por vezes sub-angulosos; em algumas amostras o quartzo é o componente mineralógico principal (55-70%) e os fragmentos líticos ocorrem com menos abundância (20-33%), outros têm maior representação de fragmentos líticos (70-80%) do que de quartzo (15-20%); as micas estão presentes em todas as amostras ($\pm 5\%$), assim como o feldspato (<10%); o cimento é em geral argiloso parcialmente cloritizado com algum cimento silicioso; a matriz é constituída essencialmente por quartzo, minerais opacos de natureza indeterminada e por vezes micas.

Concentrando-nos nas semelhanças, pode-se notar que:

- Os grauvaques de grão mais fino (amostras SC-6 e GS-11) (Fig.3.8B) são fracamente calibrados, contém mais quartzo (55-70%) na sua constituição do que fragmentos líticos (20-35%) (Fig.3.8A); entre os fragmentos líticos predominam os litoclastos quartzíticos de grão fino e ainda têm em comum a existência de litoclastos de cherte, embora raros.
- Os grauvaques mais grosseiros (amostras GS-9, GS-7 e GS-17) (Fig.3.8B) são moderadamente calibrados; destes, os grauvaques das amostras GS-9 e GS-7 (que se encontram perto do contacto estratigráfico com a Formação de Mértola) têm uma grande representação de fragmentos líticos (70-80%) (Fig.3.8A), maioritariamente litoclastos quartzíticos e o quartzo que os compõe (15-20%) (Fig.3.8A) é da granularidade da areia fina; em ambos (amostras GS-9 e GS-7) se observa clivagem e na amostra GS-7 também é visível estratificação; contêm minerais opacos de natureza indeterminada.
 - Todos os grauvaques apresentam filossilicatos ($\pm 5\%$).
 - Apenas os grauvaques situados mais a Este (amostras SC-6, GS-9 e GS-11) (Fig.3.8A) contêm feldspato (5-10%) (Fig.3.8B).
 - Os grauvaques grosseiros situados a Oeste, próximo da actual linha de costa (amostras GS-7 e GS-17) (Fig.3.8B) incluem litoclastos de rochas ígneas (vulcânicas) entre os fragmentos líticos que os constituem.

- Em toda a Formação de Mira, os litoclastos pelíticos estão mal representados, aparecendo apenas em dois grauvaques GS-9 e GS-17 e em pequena quantidade.
- Em geral, a matriz é constituída essencialmente por quartzo, minerais opacos de natureza indeterminada e alguma muscovite.

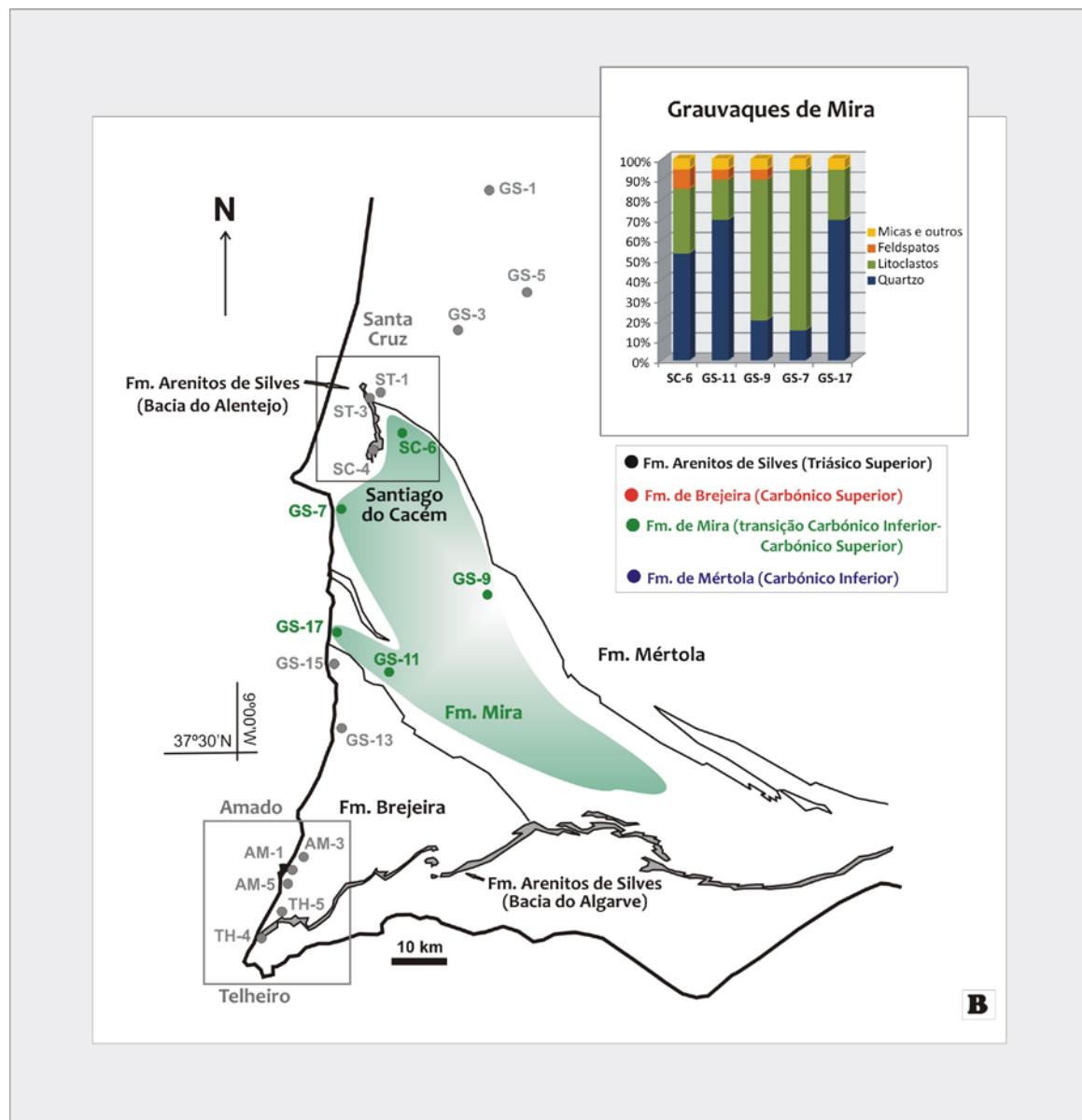


Figura 3.8: A- Distribuição dos principais componentes detriticos dos grauvaques da Formação de Mira; B- Mapa geológico esquemático do Sudoeste de Portugal com relevância da distribuição geográfica dos grauvaques da Formação de Mira adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

3.1.5 Grauvaques da Formação de Brejeira - Carbónico superior (Bashkiriano - Moscoviano)

A amostra GS-15 (Grândola–Sines) é de um grauvaque de cor cinzenta, com granularidade fina (0,125-0,5mm), grãos alongados e equidimensionais, de contornos sub-rolados a sub-angulosos e moderadamente calibrados. Esta rocha sedimentar é constituída quase exclusivamente por grãos de quartzo. Também inclui litoclastos quartzíticos e raros litoclastos de cherte. Apresenta alguma muscovite assim como minerais opacos de natureza indeterminada. O cimento é silicioso, embora por vezes haja cimento argiloso parcialmente cloritizado. A matriz é constituída essencialmente por quartzo e alguns minerais opacos de natureza indeterminada.

A amostra GS-13 (Grândola–Sines) é representativa de um grauvaque castanho - acinzentado, com grãos alongados e sub-angulosos, moderadamente calibrados e da granularidade da areia muito fina (0,0625–0,125mm). O seu componente principal é o quartzo. Contem uma diversidade de fragmentos líticos, maioritariamente litoclastos quartzíticos de pequenas dimensões (0,5–1,5mm) e também litoclastos areníticos, raros litoclastos de cherte assim como raros litoclastos pelíticos. Inclui na sua constituição bastante muscovite, alguma biotite (mais ou menos alterada para clorite) e com menos expressão feldspatos e minerais opacos de natureza indeterminada. O cimento é argiloso parcialmente cloritizado, encontrando-se também cimento silicioso. A matriz é constituída por quartzo, micas, principalmente muscovites e alguns minerais opacos de natureza indeterminada.

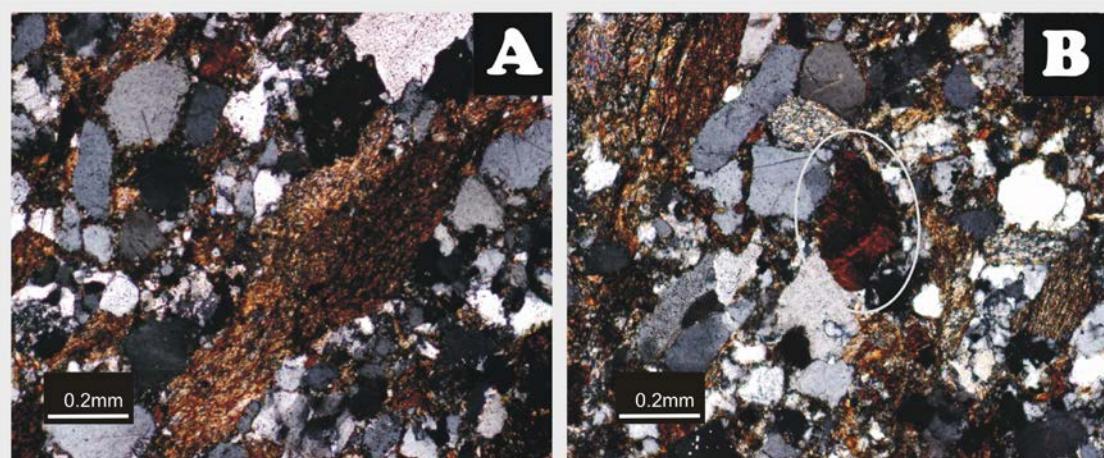


Figura 3.9: Grauvaques da Formação de Brejeira. A- Litoclasto pelítico cloritizado da amostra AM-3; B- Mineral de óxidos-hidróxidos de ferro de grandes dimensões da amostra AM-3. (As fotografias em luz duplamente polarizada).

A amostra AM-3 (Praia do Amado) constitui um grauvaque de cor cinzenta, de granularidade média (0,25-0,5mm), fracamente calibrado, com grãos maioritariamente alongados e sub-angulosos. O componente mineralógico principal é o quartzo, geralmente com extinção ondulante e em muitos casos fracturado. Entre os fragmentos de rocha, predominam os litoclastos pelíticos (por vezes intensamente cloritizados) (Fig.3.9A), litoclastos quartzíticos (por vezes contendo micas), litoclastos de cherte e raros litoclastos areníticos. Em menor quantidade, estão presentes minerais opacos de natureza indeterminada que podem atingir 0,3mm (Fig.3.9B), muscovite bastante abundante, alguma clorite, pouca biotite (parcialmente alterada para clorite) e feldspato raro. O cimento é essencialmente silicioso, mas também se observa cimento argiloso parcialmente cloritizado. A matriz existente é constituída por quartzo.

A amostra TH-5 (Praia do Telheiro) representa um grauvaque cinzento de grão muito fino a fino (0,0625-0,5mm), moderadamente calibrada com grãos alongados de rebordos sub-angulosos a angulosos. Os grãos de quartzo são dominantes e alguns apresentam extinção ondulante. Entre os litoclastos, presentes em relativamente pouca quantidade, estão os de natureza quartzítica e raros litoclastos pelíticos. Em quantidade reduzida contem muscovite, óxidos-hidróxidos de ferro presentes sob a forma de uma poalha muito fina, alguma biotite (a alterar para clorite) e raros minerais opacos de natureza indeterminada. Petrograficamente, nesta amostra, foi possível observar zircão. O cimento é silicioso e ocasionalmente pode haver cimento argiloso. A matriz é constituída por quartzo, minerais opacos indeterminados e muscovite.

3.1.6 Síntese das observações petrográficas dos grauvaques da Formação da Brejeira

- Em síntese, os grauvaques da Formação da Brejeira são de grão muito fino (0,0625-0,125mm), fino (0,125-0,5mm) ou médio (0,25-0,5mm), formados por grãos em geral sub-angulosos e alongados, moderada a fracamente calibrados; o componente mineralógico principal é o quartzo (55 - 88%) (Fig.3.10A), seguido de fragmentos líticos com maior ou menor representação (10 - 35%) (Fig.3.10A); a quantidade de filossilicatos também é variável (2 - 15%) e existe pouco feldspato (<5%); o cimento é em geral silicioso com algum cimento argiloso parcialmente cloritizado; a matriz é constituída essencialmente por quartzo e alguns minerais opacos indeterminados, assim como muscovite.

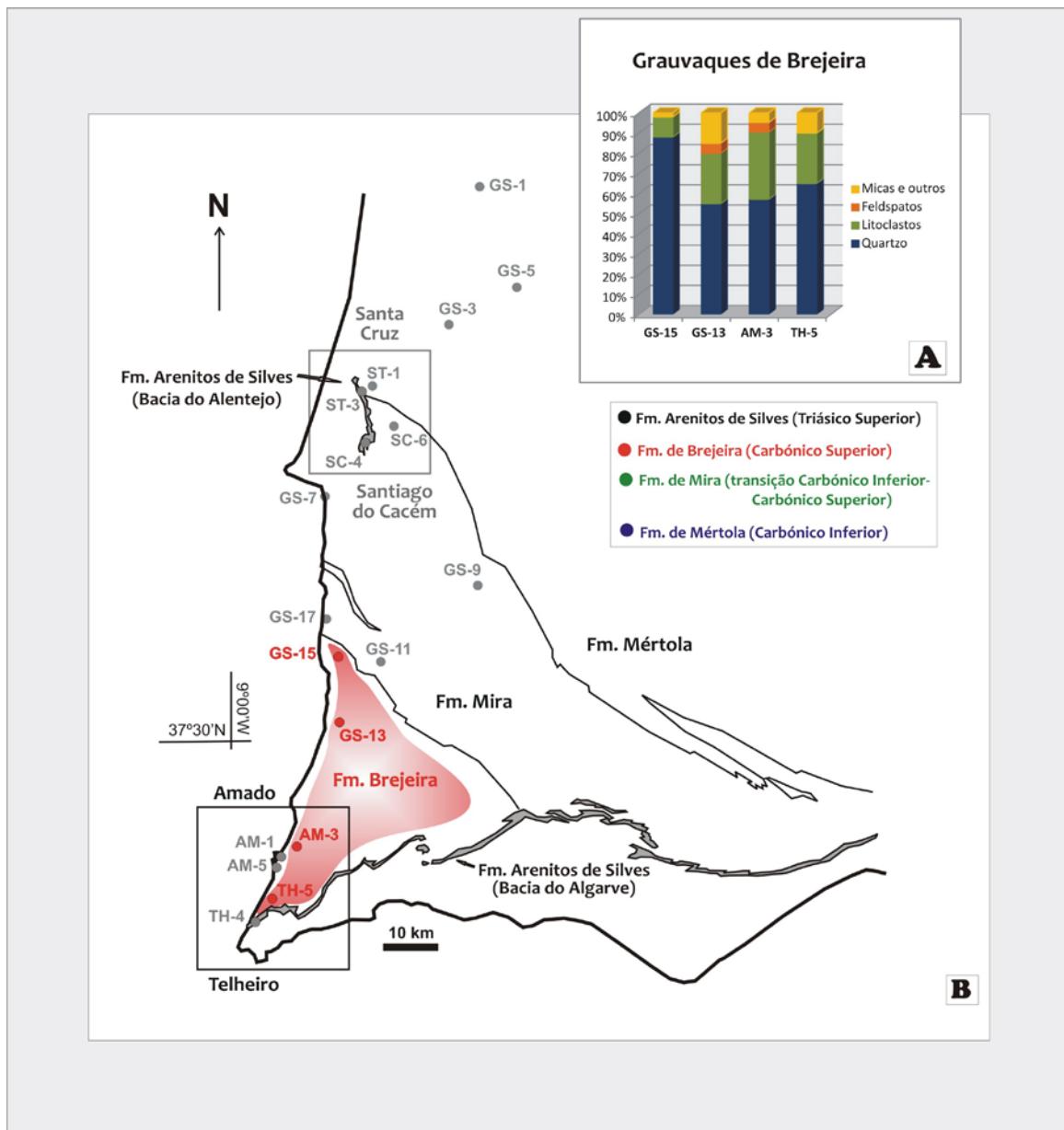


Figura 3.10: A- Distribuição dos principais componentes detriticos dos grauvaques da Formação de Brejeira; B- Mapa geológico esquemático do Sudoeste de Portugal com relevância da distribuição geográfica dos grauvaques da Formação de Brejeira (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

Concentrando-nos nas semelhanças, pode-se notar que:

- Os grauvaques de grão muito fino a fino (amostras GS-15, GS-13 e TH-5) (Fig.3.10B) são moderadamente calibrados e considerando os fragmentos líticos que os constituem (10-25%), os mais abundantes são os litoclastos quartzíticos, contendo também raros litoclastos pelíticos.
- O grauvaque de grão médio (amostra AM-3) é fracamente calibrado, tem maior percentagem de fragmentos líticos (35%) do que os de grão fino (10-25%) (Fig.3.10A). Na sua constituição os litoclastos mais abundantes, são os litoclastos pelíticos mais ou menos

cloritzados, embora também contenha litoclastos quartzíticos, de cherte e raros litoclastos areníticos. Também se distingue dos restantes por apresentar minerais opacos de natureza indeterminada de grandes dimensões.

- As micas (principalmente muscovite e alguma biotite e clorite) estão presentes em todos os grauvaques desta Formação e em maior percentagem (2-15%) do que a subjacente, Formação de Mira.
- Em toda a Formação da Brejeira o feldspato é raro, estando presente em metade das amostras e em percentagens reduzidas (<5%).

Concentrando-nos agora nas excepções:

- O grauvaque da amostra GS-15 situado próximo do contacto estratigráfico com a Formação de Mira (Fig.3.10B), é mais rolado do que as restantes amostras desta Formação, tendo para além de grãos sub-angulosos e alongados, também grãos sub-rolados e equidimensionais.
- O grauvaque GS-15 estando mais perto do contacto estratigráfico com a Formação de Mira (Fig.3.10B), é o que contém menor percentagem de filossilicatos (2%).
- O grauvaque GS-13 (Fig.3.10B) é a única amostra da Formação de Brejeira composta maioritariamente por cimento argiloso parcialmente cloritzado e também algum cimento silicioso e não o contrário, apresentando ainda significantemente mais filossilicatos que os restantes.

3.2. ARENITOS TRIÁSICOS DAS BACIAS DO ALENTEJO E DO ALGARVE

3.2.1 Formação dos Arenitos de Silves - Triásico superior

A amostra ST-3 (Santa Cruz) é um arenito de cor castanha - acinzentada, com granularidade média (0,25-0,5mm), constituído por grãos predominantemente alongados, de contornos sub-rolados e fracamente calibrados. Esta rocha sedimentar é constituída maioritariamente por grãos de quartzo, a maioria com extinção ondulante e por vezes fracturados (Fig.3.11A). Na sua composição inclui também fragmentos líticos, principalmente litoclastos quartzíticos (Fig.3.11B) e em menor quantidade litoclastos areníticos (Fig.3.11C), litoclastos pelíticos ferruginizados, litoclastos pelíticos (Fig.3.11D), litoclastos de cherte (Fig.3.11E) e fragmentos de rochas carbonatadas (Fig.3.11F). A biotite (mais ou menos alterada para clorite) surge em quantidades vestigiais e observam-se ainda calcite como é exemplificado na Fig.3.12A e minerais opacos de natureza indeterminada. O cimento é carbonatado (Fig.3.12B), encontrando-se localmente cimento ferruginoso a envolver grãos de quartzo e litoclastos (Fig.3.12C).

A amostra SC-4 (Santiago do Cacém- Herdade do Barranco) é de um arenito de cor castanho-acinzentado, com granularidade média a grosseira (0,25- mm), constituída por grãos alongados de contornos sub-rolados e fracamente calibrados. Este arenito é constituído sensivelmente em partes iguais por fragmentos de rocha e por grãos de quartzo. Os grãos de quartzo são heterogéneos quanto às dimensões, existindo grãos desde 0,25 mm e por vezes até 2,5 mm. Alguns dos grãos de quartzo têm extinção ondulante e muitos deles estão fracturados (Fig.3.12D). Os litoclastos quartzíticos (Fig.3.12E) são os mais representados entre os fragmentos líticos constituintes da amostra e são caracterizados por granularidade muito fina a média, podendo também estar fracturados e com essas fracturas preenchidas por calcite (Fig.3.12F). Além dos litoclastos quartzíticos, estão presentes litoclastos areníticos (Fig.3.13A), litoclastos de pelitos ferruginizados e alguns litoclastos ricos em micas. São ainda constituintes deste arenito e em pequenas quantidades, óxidos-hidróxidos de ferro (Fig.3.13B), minerais opacos de natureza indeterminada, carbonatos associados a óxidos-hidróxidos de ferro (Fig.3.13C) e alguma biotite (mais ou menos alterada para clorite). O cimento é carbonatado, mas existe também precipitação de óxidos-hidróxidos de ferro após a precipitação do cimento carbonatado (Fig.3.13D) que por vezes envolve os litoclastos. Os fragmentos de rocha têm um rebordo ferruginoso, o que não se verifica nos grãos de quartzo (Fig.3.13E).

A amostra AM-1 (Praia do Amado) representa um arenito castanho de granularidade fina a muito fina (0,0625-0,25mm), bem calibrado com grãos alongados e sub-rolados. Esta rocha é composta quase exclusivamente por quartzo. Também se encontram em quantidades residuais filossilicatos, em maior percentagem a muscovite relativamente à biotite e rara clorite.

O feldspato ocorre como mineral acessório. Petrograficamente é possível observar zircão nesta amostra (Fig.3.13F). O cimento é carbonatado, existindo esporadicamente cimento silicioso.

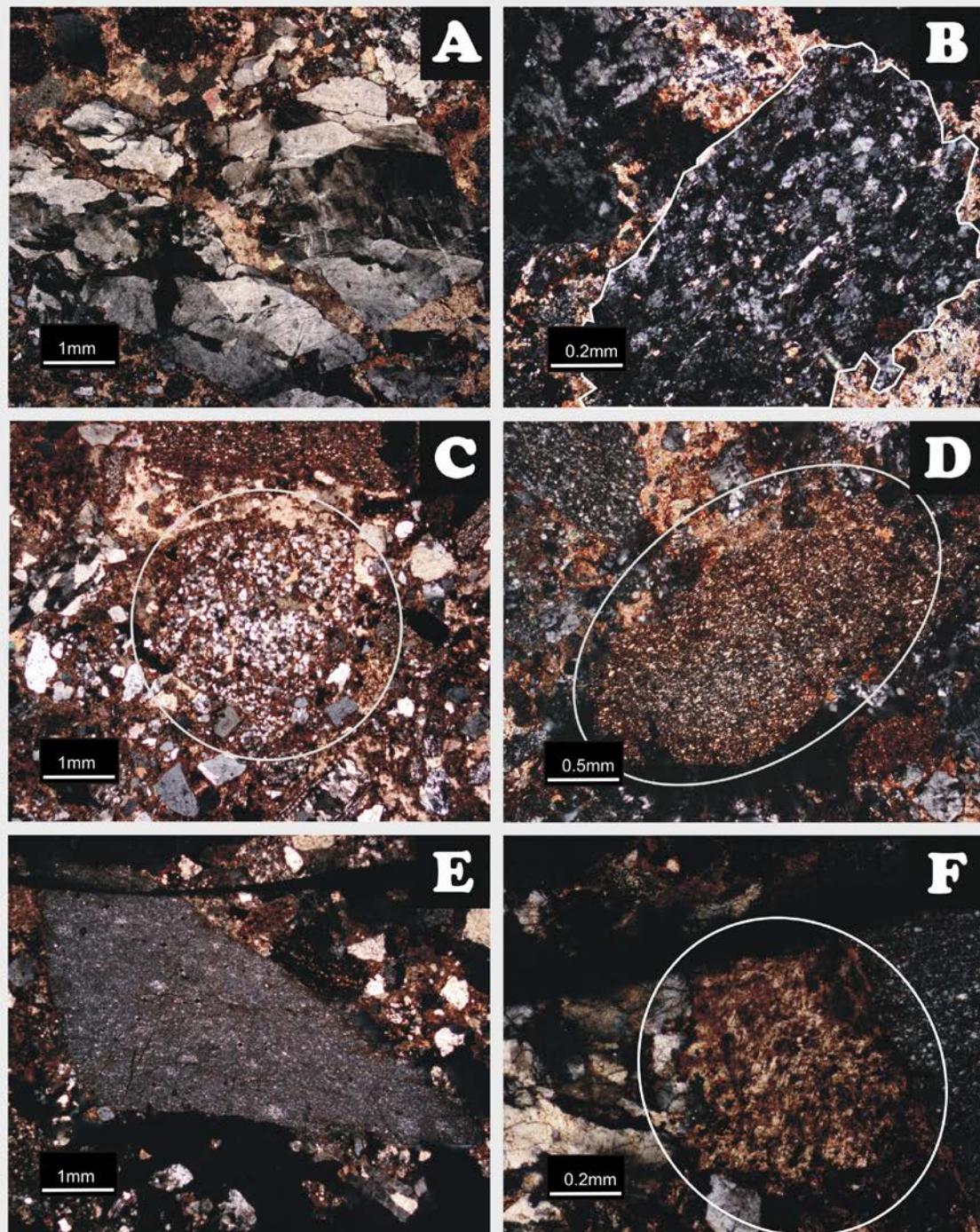


Figura 3.11: Arenitos da Formação Arenitos de Silves. A- Grão de quartzo fracturado da amostra ST-3; B- Litoclastos quartizíticos da amostra ST-3; C- Litoclasto arenítico com cimento feruginoso da amostra ST-3; D- Litoclasto pelítico da amostra ST-3; E- Litoclasto de cherte da amostra ST-3; F- Fragmento de rocha carbonatada da amostra ST-3. (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

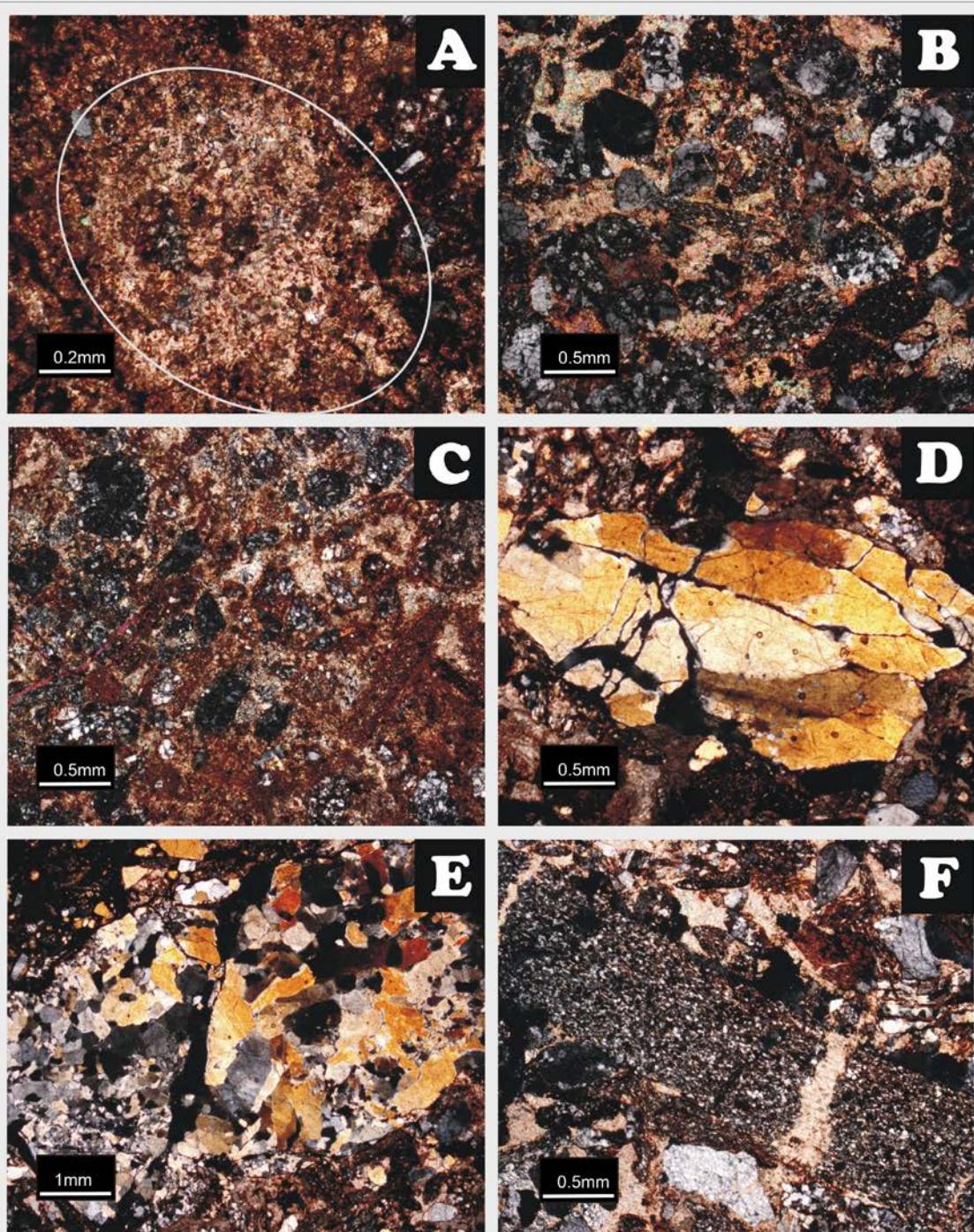


Figura 3.12: Arenitos da Formação Arenitos de Silves. A- Calcite da amostra ST-3; B- Cimento carbonatado da amostra ST-3; C- Cimento ferruginoso sobre cimento carbonatado; cimento ferruginoso a envolver litoclastos da amostra ST-3; D- Grão de quartzo fracturado da amostra SC-4; E- Litoclasto quartzítico da amostra SC-4; F- Pormenor de litoclasto quartzítico com vénulas preenchidas por calcite da amostra SC-4. (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

A amostra AM-5 (Praia do Amado) é de um arenito fino (0,125-0,25mm), bem calibrado de cor cinzenta-acastanhado. Os grãos são na sua maioria sub-rolados e alongados a

equidimensionais⁵. O seu componente maioritário e quase exclusivo é o quartzo. Tem quantidades residuais de muscovite, raros litoclastos quartzíticos de pequenas dimensões (0,05-0,1 mm), raro zircão e raros opacos de natureza indeterminada. O feldspato ocorre como mineral acessório. O cimento é carbonatado, encontrando-se também por vezes cimento silicioso.

A amostra TH-4 (Praia do Telheiro) representa um arenito pouco consolidado, alterado, o que condicionou a realização das lâminas delgadas e como consequência a sua descrição. É um arenito castanho-acinzentado, com granularidade média (0,25-0,5mm) e moderadamente calibrado. Os grãos são sub-rolados a rolados e em geral alongados, embora exista uma boa percentagem de grãos equidimensionais. O componente mineralógico principal é o quartzo. Existem minerais opacos indeterminados, óxidos-hidróxidos de ferro, biotite (mais ou menos alterada para clorite), clorite e alguma muscovite. Entre os fragmentos líticos não muito representados, encontram-se principalmente litoclastos quartzíticos e por vezes litoclastos areníticos, litoclastos pelíticos e litoclastos de cherte. O feldspato é raro. O cimento é de natureza carbonatada e por vezes silicioso.

3.2.2 Síntese das observações petrográficas dos arenitos da Formação dos Arenitos de Silves

Em síntese, os arenitos da Formação dos Arenitos de Silves são ou de grão fino a muito fino (0,0625-0,25mm) ou de granularidade média a grosseira (0,25-1mm); os da Praia do Amado (amostras AM-1 e AM-5) (Fig.3.14B) são bem calibrados, o da Praia do Telheiro (amostra TH-4) é moderadamente calibrado e os da zona de Santiago do Cacém (amostras ST-3 e SC-4) são fracamente calibrados; são formados por grãos em geral sub-rolados e alongados; são constituídos dominadamente por quartzo (45 - 90%) (Fig.3.14A); os fragmentos líticos têm mais expressão nos arenitos da zona de Santiago do Cacém (35-45%), seguidos do da Praia do Telheiro ($\pm 15\%$) e são praticamente inexistentes nos arenitos da Praia do Amado (<2%); o feldspato é raro (<2%) e a presença de filossilicatos é variável (5-20%); o cimento é carbonatado, embora nos arenitos da Bacia do Algarve exista por vezes cimento silicioso e nos arenitos da Bacia do Alentejo exista algum cimento ferruginoso para além do cimento carbonatado.

⁵ O termo equidimensional está relacionado com a secção recta dos grãos que constituem a amostra, visível no microscópio petrográfico. Assim, equidimensional significa que a secção recta do grão em causa é aproximadamente um círculo.

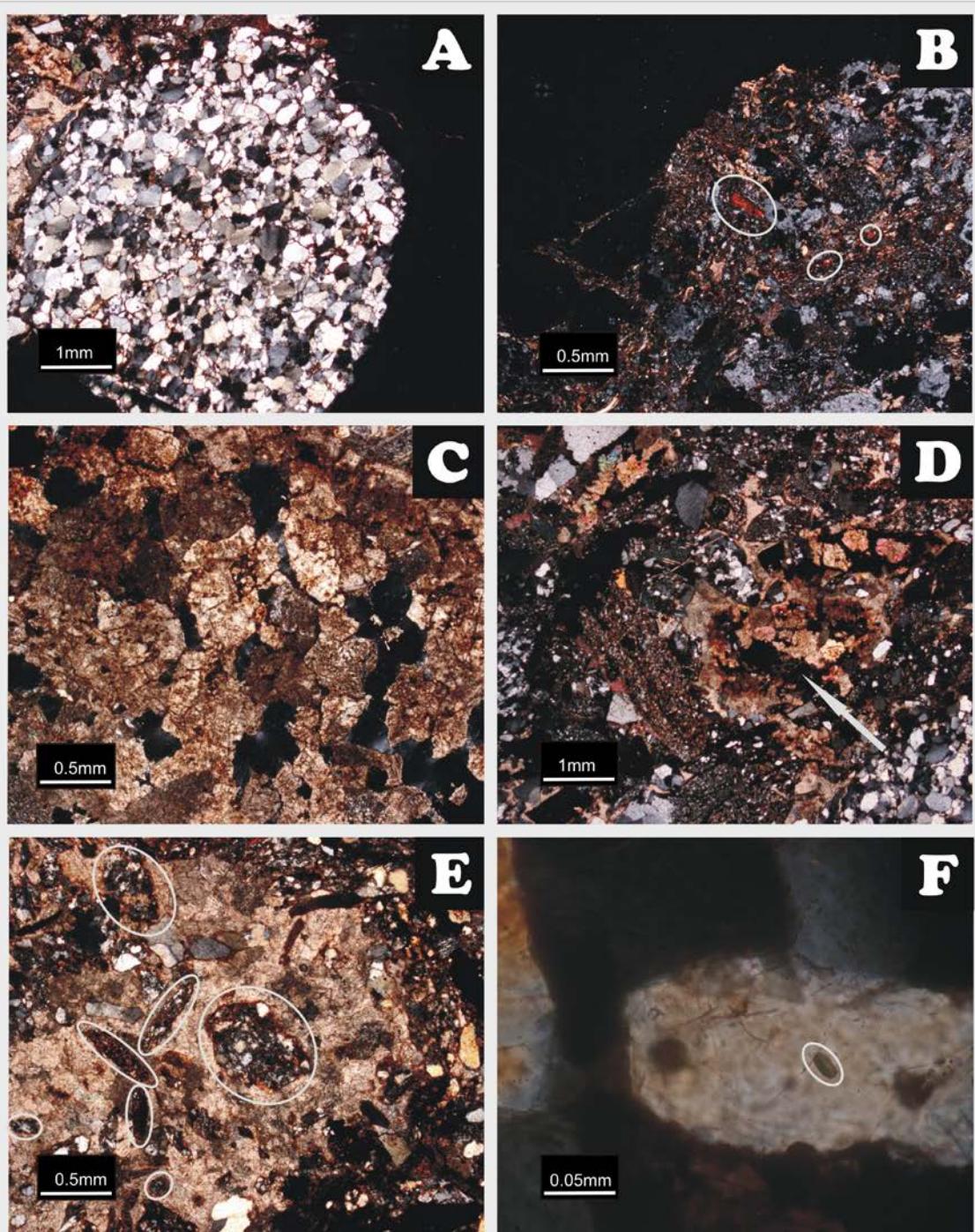


Figura 3.13: Arenitos da Formação Arenitos de Silves. A- Litoclasto arenítico da amostra SC-4; B- Minerais de óxidos-hidróxidos de ferro da amostra SC-4; C- Carbonatos com poalha ferruginosa da amostra SC-4; D- Cimento ferruginoso sobre cimento carbonatado da amostra SC-4; E- Litoclastos com rebordo ferruginoso em cimento carbonatado da amostra SC-4; F- Zircão da amostra AM-1. (Todas as fotografias em luz duplamente polarizada).

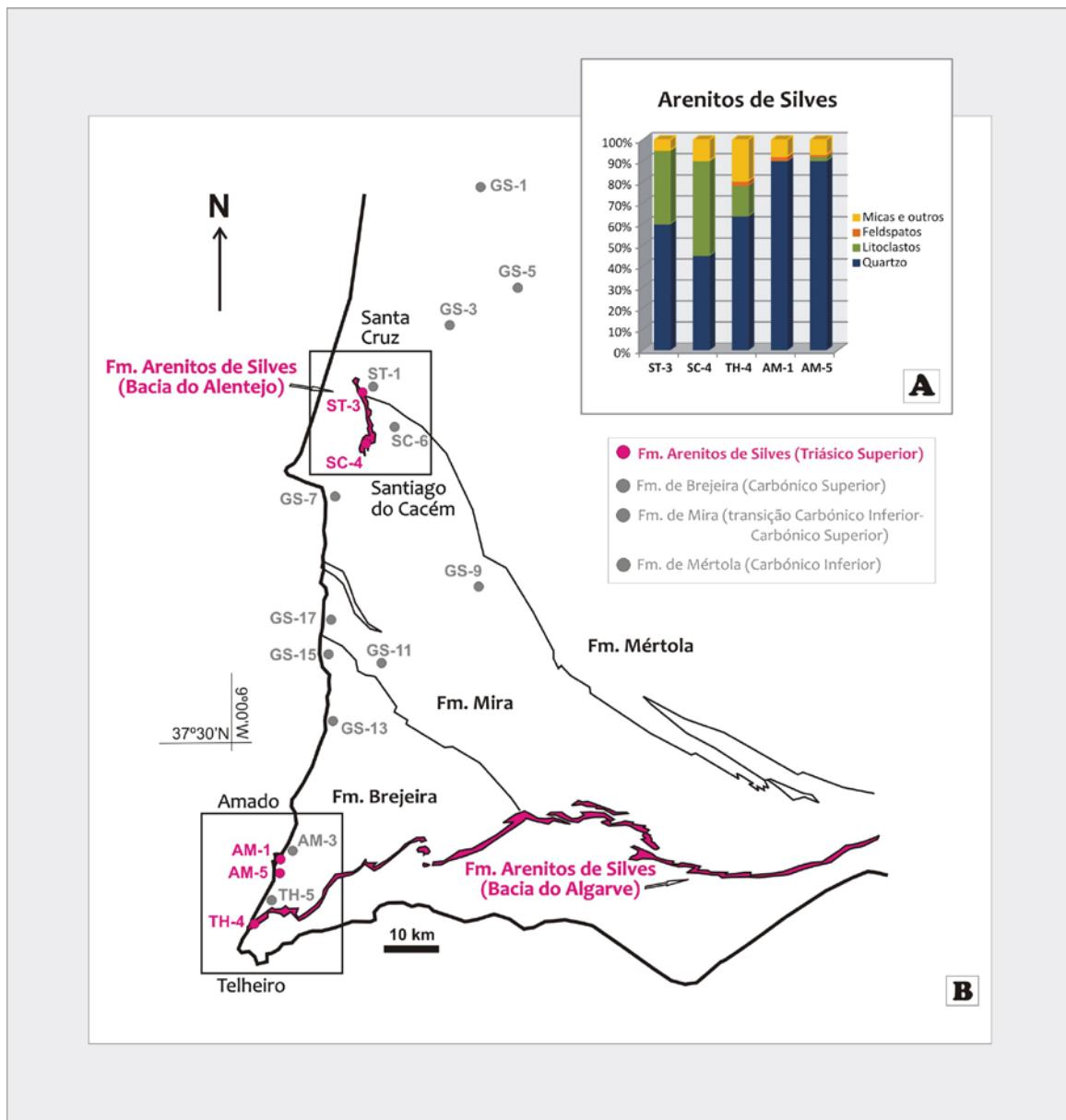


Figura 3.14: A- Distribuição dos principais componentes detriticos dos grauvaques da Formação dos Arenitos de Silves (manchas a cor de rosa); B- Mapa geológico esquemático do Sudoeste de Portugal com relevância da distribuição geográfica dos arenitos da Formação dos Arenitos de Silves (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

Considerando as semelhanças, pode-se notar que:

- Os arenitos da Formação dos Arenitos de Silves têm afinidades dependendo se pertencem à Bacia do Alentejo ou à Bacia do Algarve. Na Bacia do Algarve também há distinção entre os arenitos amostrados na Praia do Amado ou na Praia do Telheiro. Os arenitos da Praia do Telheiro têm semelhanças com os arenitos da Bacia do Alentejo, na zona de Santiago do Cacém.

- Assim, os arenitos da Bacia do Alentejo (amostras ST-3 e SC-4) (Fig.3.14B) e da Praia do Telheiro da Bacia do Algarve (amostra TH-4) (Fig.3.14B) têm granularidade da areia média, os grãos são em geral alongados, sub-rolados, moderada a fracamente calibrados e o cimento é carbonato. São constituídos maioritariamente por quartzo (45-65%) (Fig.3.14A) e contêm fragmentos líticos na sua constituição (15-45%), principalmente litoclastos quartzíticos, também areníticos, pelíticos e de cherte.
- Os arenitos da Praia do Amado (amostras AM-1 e AM-5) (Fig.3.14B) são arenitos finos a muito finos, tem grãos alongados a equidimensionais, sub-rolados e bem calibrados. São compostos maioritariamente por quartzo (90%) (Fig.3.14A) e contêm raros litoclastos quartzíticos (<2%). O cimento é carbonatado e por vezes silicioso.

Considerando as diferenças entre eles:

- O arenito da praia do Telheiro (amostra TH-4) (Fig.3.14B) é mais rolado que os restantes desta formação, tendo grãos alongados e equidimensionais de contornos sub-rolados a rolados.
- Os arenitos da Bacia do Alentejo e o da Praia do Telheiro da Bacia do Algarve têm algumas diferenças: os primeiros (amostras ST-3 e SC-4) (Fig.3.14B) têm os grãos fracamente calibrados e têm uma componente ferruginosa muito forte, notória pela presença de litoclastos ferruginosos, litoclastos pelíticos ferruginosos (percentagem total de fragmentos líticos de 35-45%), minerais opacos indeterminados, óxidos-hidróxidos de ferro e pela existência de cimento ferruginoso a envolver os litoclastos; não contêm feldspatos; o arenito da Praia do Telheiro (amostra TH-4) (Fig.3.14B) é moderadamente calibrado, tem grãos alongados a equidimensionais e sub-rolados a rolados; apesar de ter a mesma diversidade de fragmentos líticos que os arenitos da Bacia do Alentejo, estes estão presentes em menor quantidade ($\pm 15\%$) e não apresentam precipitação extensa de óxidos-hidróxidos de ferro; contém também minerais opacos de natureza indeterminada. Distingue-se ainda por ter uma quantidade superior de filossilicatos (20%) relativamente aos arenitos da Bacia do Alentejo (5-10%).
- Os arenitos da Bacia do Algarve (amostras AM-1, AM-5 e TH-4) (Fig.3.14B) distinguem-se dos arenitos da Bacia do Alentejo (ST-3 e SC-4) (Fig.3.14B), por terem feldspato raro na sua constituição (1-2%), por terem algum cimento silicioso entre o cimento maioritariamente carbonatado e por não incluírem fragmentos líticos entre os componentes litológicos que os constituem ou incluírem em quantidade muito inferiores.

3.3. SÍNTSE DOS RESULTADOS DE PETROGRAFIA

Da análise petrográfica detalhada das rochas das Formações Carbónicas da ZSP (Mértola, Mira e Brejeira) pode-se inferir quanto à sua textura, que os grauvaques da Formação de Mértola têm grãos alongados e sub-rolados; os grauvaques da Formação de Mira têm uma maior mistura observando-se em geral grãos alongados e sub-rolados, mas também equidimensionais e sub-angulosos; na Formação de Brejeira os grauvaques têm os grãos alongados e sub-angulosos.

Considerando a composição mineralógica, constata-se que nos grauvaques da Formação de Mértola o componente mineralógico principal é o quartzo (45 - 65%), seguido de fragmentos líticos (10-35%) (Fig.3.15), entre eles, litoclastos quartzíticos e litoclastos pelíticos geralmente de maior dimensão que os restantes grãos. Na Formação de Mira, os grauvaques mais próximos do contacto estratigráfico com a Formação de Brejeira (GS-11 e GS-17) (Fig.3.8B), são constituídos principalmente por quartzo ($\pm 70\%$) e os fragmentos líticos (20-25%) (Fig.3.15) são essencialmente litoclastos quartzíticos; os grauvaques GS-9 e GS-7 (Fig.3.8B), apresentam características petrográficas similares, com uma quantidade superior de litoclastos (70-80%) relativamente ao quartzo (15-20%) (Fig.3.15); o grauvaque amostrado mais perto do limite com a Formação de Mértola (amostra SC-6) tem uma percentagem mais equilibrada entre o quartzo ($\pm 55\%$) e os fragmentos líticos ($\pm 35\%$; maioritariamente litoclastos quartzíticos), embora o quartzo seja mais abundante. Nos grauvaques da Formação de Brejeira domina o quartzo (55-88%) e os fragmentos líticos (10-35%) são essencialmente quartzíticos. O grauvaque amostrado na Praia do Amado (amostra AM-3) constitui uma excepção, na medida em que os fragmentos líticos presentes são principalmente litoclastos pelíticos, contendo também litoclastos quartzíticos.

Da caracterização da composição do material intersticial (cimento e matriz) pode-se notar que na Formação de Mértola o cimento é argiloso e parcialmente cloritizado nos grauvaques de grão fino (amostras GS-1 e GS-3) e silicioso nos grauvaques de grão médio (amostras GS-5 e ST-1); na Formação de Mira os grauvaques apresentam cimento argiloso parcialmente cloritizado, com algum cimento silicioso; nos grauvaques da Formação da Brejeira o cimento é em geral silicioso com algum cimento argiloso parcialmente cloritizado. Em todos as amostras de grauvaques Carbónicos da ZSP, a matriz é constituída essencialmente por quartzo, minerais opacos indeterminados e alguma muscovite.

No que diz respeito à Formação dos Arenitos de Silves, os arenitos da Bacia do Alentejo (amostras ST-3 e SC-4) têm importante componente lítica (45-60%) mais abundante que o quartzo (35-45%), contêm filossilicatos (5 - 10%) e não incluem feldspato; dos arenitos da Bacia

do Algarve, o que se situa na Praia do Telheiro (amostra TH-4) tem uma maior quantidade de quartzo ($\pm 65\%$) do que fragmentos líticos ($\pm 15\%$), apresenta bastantes filossilicatos ($\pm 20\%$) e quantidades vestigiais de feldspato ($\pm 2\%$); quanto aos que se situam na Praia do Amado (amostras AM-1 e AM-5), apresentam uma quantidade muito significativa de quartzo ($\pm 90\%$), incluindo alguns filossilicatos (7-8%) e quantidades vestigiais de feldspato (1 - 2%) assim como de litoclastos (0-2%).

Em síntese, verifica-se uma tendência para a diminuição da quantidade de feldspato à medida que se passa da Formação de Mértola com feldspato em todas as amostras (5-15%); para a Formação de Mira com feldspato em três das cinco amostras de grauvaque, numa percentagem inferior (0-10%); e para a Formação de Brejeira onde aparecem em duas das quatro amostras, sendo a ocorrência $<5\%$ (Fig.3.15). Os arenitos da Formação dos Arenitos de Silves apresentam dar continuidade à tendência de diminuição da quantidade de grãos de feldspato, exibindo menor percentagem de feldspato do que as formações carbónicas, particularmente menor percentagem de feldspato do que os grauvaques da Formação de Brejeira.

Os filossilicatos aparecem com maior abundância nos grauvaques da Formação de Mértola (5-25%), seguida da Formação de Brejeira (2-15%), tendo menos expressão na Formação de Mira ($\pm 5\%$) (Fig.3.15).

Nos grauvaques das Formações de Mértola e Mira estão presentes litoclastos de rochas ígneas (vulcânicas), aproximadamente em metade das amostras o que não se verifica na Formação de Brejeira.

Nos arenitos da Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Alentejo e nos grauvaques da Formação de Mira são encontradas as maiores percentagens de litoclastos; as percentagens mais altas de quartzo ocorrem nos arenitos da Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Algarve (amostras AM-1, AM-5 e TH-4), nos grauvaques da Formação de Brejeira (amostras GS-15, GS-13, AM-3 e TH-5) e nos grauvaques da Formação de Mira onde esta contacta com a Formação de Brejeira (amostras GS-17 e GS-11).

Comparando as amostras dos pares grauvaque Carbónico / arenito Triásico recolhidas no mesmo local, junto à discordância angular da base do Triásico superior, obtêm-se as seguintes relações (Fig.3.16):

- O grauvaque da Formação de Mértola, localizado em Santa Cruz (amostra ST-1) é de grão fino e é constituído maioritariamente por quartzo ($\pm 60\%$); os fragmentos líticos que o compõem ($\pm 10\%$) são essencialmente litoclastos quartzíticos de pequenas dimensões e

litoclastos pelíticos de grandes dimensões; tem uma grande representação de micas ($\pm 25\%$) e possui feldspato ($\pm 5\%$); o cimento é argiloso parcialmente cloritizado.



Figura 3.15- Distribuição dos principais constituintes dos grauvaques carbónicos e arenitos triásicos do SW da Ibéria.

O arenito da Formação dos Arenitos de Silves, de Santa Cruz (amostra ST-3) é da granularidade da areia média e também é constituído essencialmente por quartzo ($\pm 60\%$); os fragmentos líticos presentes têm uma componente ferruginosa, são mais abundantes ($\pm 35\%$) e de natureza variada, entre eles: maioritariamente litoclastos quartzíticos, mas também litoclastos areníticos, pelíticos, pelíticos ferruginosos, de cherte e fragmentos de rochas carbonatadas; o cimento é carbonatado, existindo algum cimento ferruginoso a envolver os litoclastos.

- O grauvaque da Formação de Mira em Santiago do Cacém (amostra SC-6) é de grão fino, constituído principalmente por quartzo ($\pm 55\%$), litoclastos quartzíticos de grão fino e litoclastos de cherte ($\pm 35\%$), filossilicatos ($\pm 5\%$) e feldspato abundantes e de grandes dimensões ($\pm 15\%$); o cimento é argiloso parcialmente cloritizado, contendo também algum cimento silicioso; apresenta óxidos-hidróxidos de ferro finamente disseminados e minerais opacos de natureza indeterminada. O arenito da Formação dos Arenitos de Silves em Santiago do Cacém (amostra SC-4) apresenta granularidade da areia média a grosseira, é constituído por quartzo ($\pm 45\%$) e fragmentos líticos ($\pm 45\%$) sensivelmente em partes iguais; entre estes destacam-se os de natureza quartzítica de grão muito fino e médio, os litoclastos areníticos e pelíticos ferruginosos; o cimento é carbonatado em geral, existindo cimento ferruginoso a envolver os litoclastos; não inclui feldspato, contém filossilicatos ($\pm 10\%$), alguns óxidos-hidróxidos de ferro e também alguns minerais opacos de natureza indeterminada.

- O grauvaque da Formação da Brejeira da Praia do Amado (amostra AM-3) tem granularidade da areia média, grãos alongados, sub-angulosos e fracamente calibrados; é constituído maioritariamente por quartzo ($\pm 60\%$) e contém fragmentos líticos ($\pm 35\%$) diversos, tais como: litoclasto pelíticos e litoclastos pelíticos ferruginosos na maioria, litoclastos quartzíticos, de cherte e raros litoclastos areníticos de pequenas dimensões; o cimento é silicioso e contém ainda algum cimento argiloso parcialmente cloritizado; apresenta algum feldspato ($\pm 5\%$), alguns filossilicatos ($\pm 5\%$) e minerais opacos de grandes dimensões e de natureza indeterminada. Os arenitos da Formação dos Arenitos de Silves da Praia do Amado (amostras AM-1 e AM-5) são de grão fino a muito fino e bem calibrados; os grãos são alongados a equidimensionais e sub-rolados e maioritariamente de quartzo ($\pm 90\%$); contêm raros litoclastos quartzíticos de pequenas dimensões ($< 2\%$), alguns filossilicatos (7 - 8%), raro feldspato (1 - 2%), assim como raros minerais opacos de natureza indeterminada; o cimento é carbonatado em geral e por vezes silicioso.

- O grauvaque da Formação de Brejeira da Praia do Telheiro (amostra TH-5) é de grão muito fino e mal calibrado, com grãos alongados a equidimensionais e sub-rolados; o cimento é silicioso, ocorrendo também algum cimento argiloso parcialmente cloritizado; é constituído maioritariamente por grãos de quartzo ($\pm 63\%$), por litoclastos quartzíticos ($\pm 25\%$), e raros litoclastos pelíticos ferruginizados, assim como por alguns filossilicatos ($\pm 10\%$); não contém feldspato; apresenta óxidos-hidróxidos de ferro dispersos; os minerais opacos são raros e de natureza indeterminada. O arenito da Formação dos Arenitos de Silves da Praia do Telheiro (amostra TH-4) tem a granularidade da areia fina-média, grãos alongados a equidimensionais, sub-rolados a rolados e cimento carbonatado; tem sensivelmente a mesma quantidade de quartzo ($\pm 65\%$) do que o grauvaque que o antecede (TH-5) e menos quantidade de fragmentos líticos ($\pm 15\%$), na maioria de natureza quartzítica, mas também areníticos, pelíticos e de cherte; na sua composição inclui muitos filossilicatos ($\pm 20\%$), óxidos-hidróxidos de ferro e minerais opacos de natureza indeterminada.

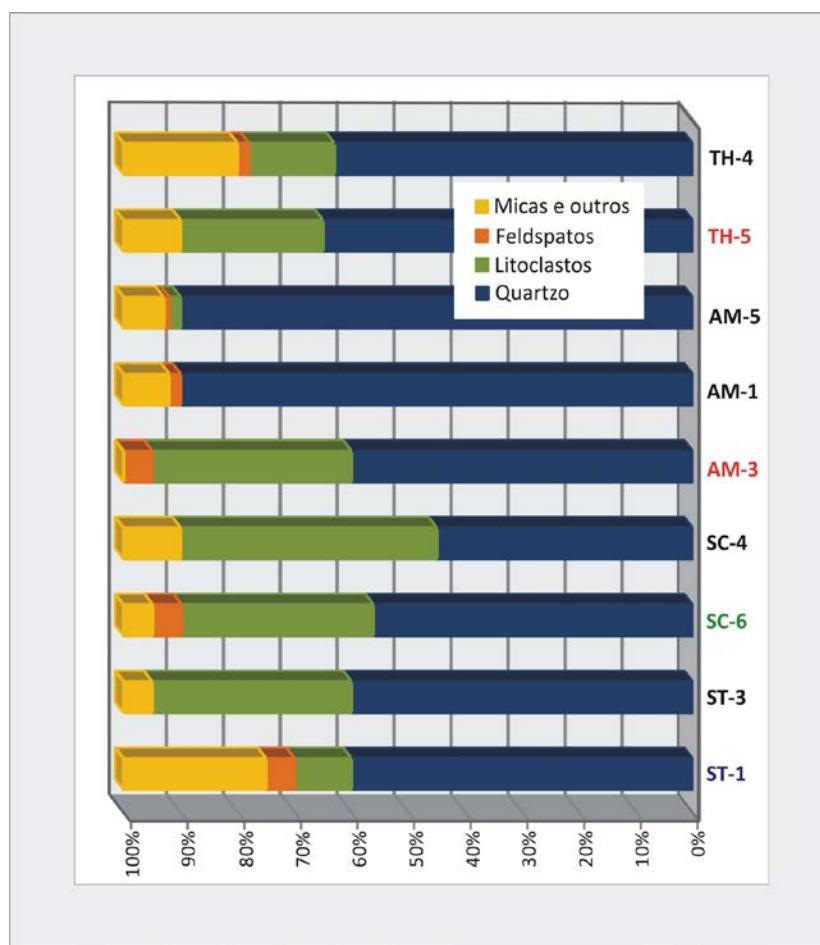


Figura 3.16- Gráfico com distribuição dos principais constituintes dos pares grauvaques carbónicos/arenitos triásicos definidos para a discordância angular da base do Triásico superior do SW da Ibéria.

4. GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Para o estudo da geoquímica de rocha total foram analisadas 34 amostras, amostradas no SW de Portugal como ilustra a figura 4.1. Estas amostras consistem em: (1) 4 grauvaques da Formação de Mértola (amostras ST-1, GS-1, GS-3 e GS-5), 5 grauvaques da Formação de Mira (amostras SC-6, GS-7, GS-9, GS-11 e GS-17) e 4 grauvaques da Formação de Brejeira (amostras TH-5, AM-3, GS-13 e GS-15) num total de 13 grauvaques do Carbónico; (2) 4 pelitos da Formação de Mértola (amostras ST-2, GS-2, GS-4 e GS-6), 5 pelitos da Formação de Mira (amostras GS-8, GS-10, GS-12, GS-18 e SC-5) e 3 pelitos da Formação de Brejeira (amostras AM-4, GS-14 e GS-16) num total de 12 pelitos do Carbónico; (3) 4 arenitos da Formação dos Arenitos de Silves (amostras TH-4, ST-3, SC-4 e AM-1) e 5 argilitos da Formação de Arenitos de Silves (amostras TH-1, TH-2, SC-8a, SC-8b e AM-2), todas do Triásico. A composição química, de cada amostra analisada está descrita nas Tabelas-Anexo 1.1, 1.2, 1.3 e 1.4.

A geoquímica de rocha total das rochas sedimentares detriticas reflecte o tipo e as propriedades dos seus componentes detriticos primarios, assim como os componentes secundarios. A sua leitura permite retirar informação sobre os processos geotectónicos envolvidos na erosão das fontes, transporte e sedimentação das rochas clásticas. Em determinadas condições a geoquímica de uma rocha detritica pode reflectir as suas áreas fonte. Nos estudos de proveniência sedimentar, assume-se dois pressupostos: 1) que os processos ígneos adicionam nova matéria à crista e que esta será reciclada por processos sedimentares e metamórficos; 2) embora possam existir modificações na composição geoquímica desde a fonte até ao produto final reciclado, existe um componente química herdada que reflecte a natureza dos protólitos. Estas modificações por sua vez, podem ser ligeiras ou extensas e fornecerão informação geoquímica do ambiente tectónico, retirada da área de acumulação dos sedimentos (Fralick, 2003). Mas a temática de proveniência das rochas sedimentares como um todo, é de extrema complexidade e incorpora inúmeros componentes com histórias de proveniência próprias e muito diferentes, muito para além da composição da rocha fonte (Johnsson, 1993). Por exemplo, a assinatura retirada dos sedimentos poderá contemplar uma fonte com um historial de reciclagem sedimentar anterior ou com mistura de assinaturas geoquímicas características de ambientes tectónicos particulares; poderá ter a contribuição de duas ou mais fontes possivelmente com localizações e ambientes completamente distintos ou até os próprios sedimentos terem sido sujeitos a vários ciclos de reciclagem sucessivos.

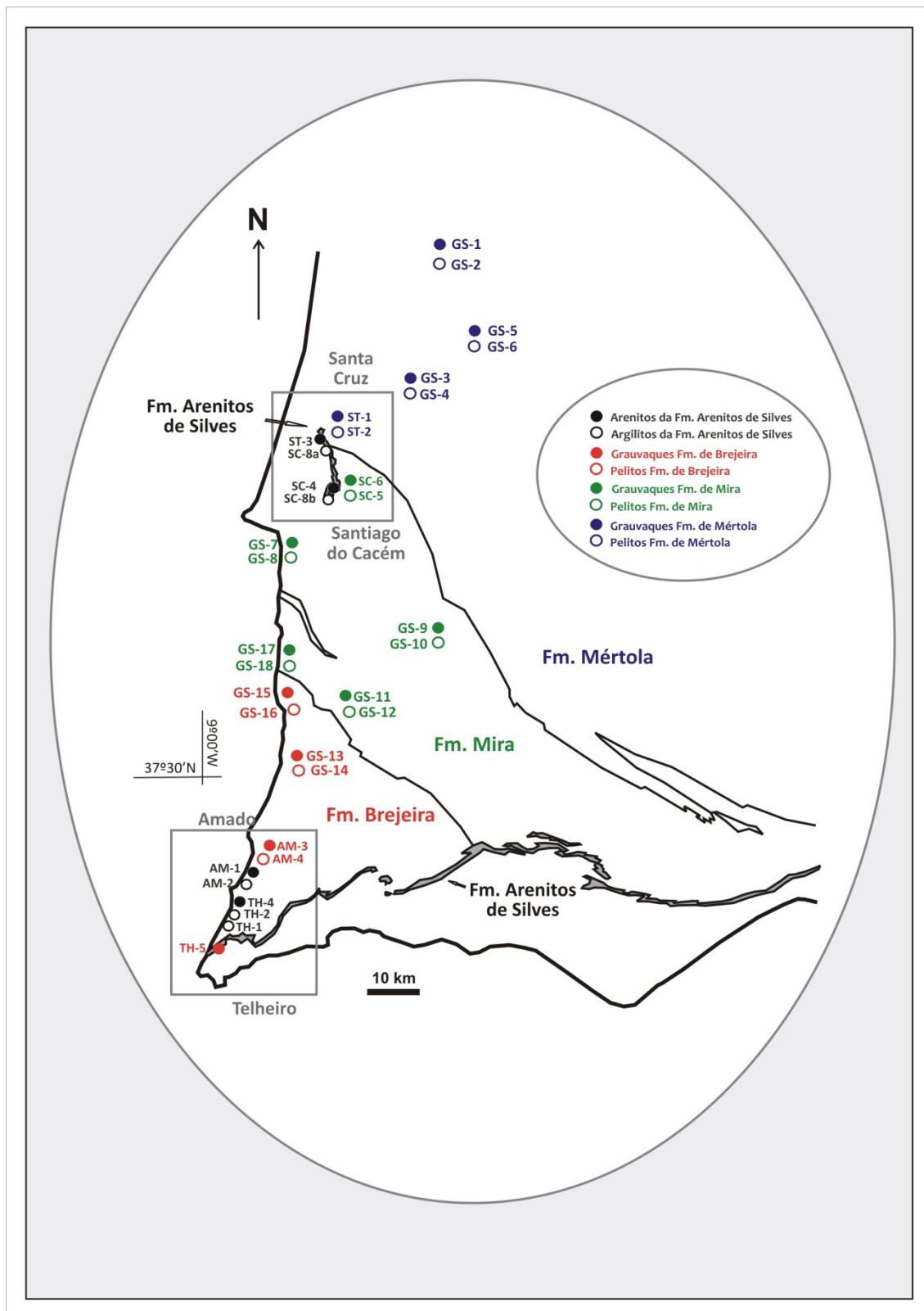


Figura 4.1- Mapa geológico esquemático do SW de Portugal com distribuição geográfica das amostras utilizadas para geoquímica de rocha total: grauvaques e pelitos da Formação de Mértola do Viseano (Carbónico inferior), da Formação de Mira do Serpukhoviano (Carbónico inferior) e da Formação de Brejeira do Bashkiriano – Moscoviano (Carbónico superior), assim como arenitos e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico superior (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

Para além disso, atingido o final de percurso na bacia sedimentar por parte dos detritos, processos sedimentares como a meteorização química, calibração durante o transporte e durante a deposição, efeitos da diagénese (*Bonatti et al., 1971; Klinkhammer et al., 1982; Sawlan e Murray, 1983; Colley et al., 1984; Jarvis e Higgs, 1987; Jarvis et al., 1988; Milodowski e Zalawiewicz, 1991*), alteração hidrotermal e/ou metamorfismo (*Mueller, 1967; Ayers e Watson, 1991; Van Baalen, 1993*), no caso de serem muito intensos, poderão implicar mudanças nas concentrações dos elementos químicos que compõem as rochas a analisar por via geoquímica de rocha total. Isto poderá suscitar alterações na assinatura das características originais da fonte que estes elementos mantinham inicialmente (*Bhatia, 1983; Johnsson, 1993; Sawyer, 1993; McLennan et al., 1993, 2003*). Métodos para avaliar o papel destes processos na composição de uma unidade sedimentar foram estudados por *Fralick e Kronberg (1997)*. A duração e intensidade da meteorização das rochas fonte, a duração dos mecanismos de transporte e a energia do ambiente deposicional são outras variáveis a acrescentar ao processo como um todo, podendo vir a ser determinantes na composição final dos sedimentos. Dos processos acima referidos, a meteorização é talvez o processo com maior influência na geoquímica das rochas sedimentares detriticas. Em áreas sob intensa meteorização, a geoquímica da rocha total dada pelos sedimentos pode ser totalmente diferente da assinatura geoquímica da rocha fonte (*Sastri e Sastri, 1982*), para além de que a duração da meteorização também é um factor com relevância (*Jonhsson et al, 1993*). Relações geoquímicas associadas com o fenómeno da meteorização e formação dos solos são discutidos por exemplo em trabalhos dos seguintes autores (*Nesbitt e Young, 1984, 1989; Brimhall e Dietrich, 1987; Brimhall et al., 1991; Price et al., 1991; Maynard, 1992; Nesbitt e Wilson, 1992; McLennan, 1993, 1995; Nesbit e Markovics, 1997; Driese et al., 2000; Nesbitt, 2003*).

As características geoquímicas obtidas a partir desta análise complexa podem desta forma permitir fazer algumas diferenciações entre a maturidade das rochas sedimentares detriticas em estudo, entre a meteorização que sofreram, as possíveis fontes ou os seus prováveis ambientes tectónicos, muito embora demasiadas influencias existam para que seja viável aferir sem um grande grau de incerteza associado. Por exemplo, processos de meteorização podem ser difíceis de diferenciar dos processos de calibragem, pois para além de poderem produzir resultados semelhantes nos sedimentos, a meteorização continua activa durante o transporte de sedimentos (*Johnsson, 1993*). Os processos de meteorização química e física, por sua vez, também podem ser difíceis de distinguir pela geoquímica, pois como *Linn e DePaolo (1993)* sugerem: mesmo em áreas de elevado declive onde a taxa de meteorização física é muito elevada, pode ocorrer significante meteorização química. A meteorização como

continua activa durante o transporte do material, os seus efeitos geoquímicos podem então ser observados em ambos os sistemas de transporte e de deposição (Stallard, 1985; Kronberg *et al.*, 1986; Kairo *et al.*, 1993). No caso da análise de um mineral individual, a sua proveniência deverá ser interpretada com base no conhecimento do comportamento sedimentar desse mineral. Por exemplo, um mineral que é relativamente instável durante meteorização e sedimentação (ex.: biotite, plagioclase) poderá proporcionar uma perspectiva diferente da proveniência de um sedimento, do que o mineral que é mais estável e susceptível de sobreviver a vários episódios de reciclagem sedimentar como é o caso do quartzo ou do zircão (McLennan *et al.*, 2003). Existem poucos estudos que tentaram avaliar a proveniência de múltiplos componentes das rochas sedimentares (Hemming *et al.*, 1994; Moore *et al.*, 1997; Hemming *et al.*, 1998b, 2000a; McLennan *et al.*, 2001). É de realçar que o zircão é resistente, não apenas durante a reciclagem sedimentar da crista, mas também pode sobreviver a metamorfismo de alto-grau e a reciclagem ígnea. Por outro lado, o feldspato é muito menos estável e por isso, mais propenso a registar fontes de primeiro ou segundo ciclo (McLennan *et al.*, 2003).

No presente trabalho pretende-se para além da caracterização geoquímica das diferentes formações do Carbónico da Zona Sul Portuguesa (ZSP) e do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve, também caracterizar as suas fontes e apurar: 1) se as Formações de Mértola, Mira e Brejeira do soco Carbónico reflectem a mesma fonte; 2) se a Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Alentejo e da Bacia do Algarve reflectem uma mesma fonte principal; 3) se existe algum grau de similitude geoquímica entre o Formação dos Arenitos de Silves e o Flysch onde assenta em discordância.

As análises geoquímicas foram efectuadas no laboratório Actlabs no Canadá, utilizando os métodos discriminados na Tabela-Anexo 1.5, onde também estão representados os limites de detecção.

4.1. ELEMENTOS MAIORES

Foram analisados dez elementos maiores das 34 amostras em estudo: SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$, MnO , MgO , CaO , Na_2O_3 , K_2O , TiO_2 e P_2O_5 (Tabela 4.1).

Tabela 4.1- Limites das concentrações (em % de peso) dos elementos maiores dos diferentes grupos litológicos: grauvaques (GV), pelitos (PE), arenitos (AR) e argilitos (AG). O *n* corresponde ao número de amostras de um determinado grupo litológico.

	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (T) (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O_3 (%)	K_2O (%)	TiO_2 (%)	P_2O_5 (%)
GV (n=13)	51,7 - 88,2	3,7 - 5,9	1,5 - 5,5	0,01 - 0,3	0,2 - 5,5	0,06 - 12,0	0,1 - 0,4	0,9 - 1,8	0,3 - 0,7	0,06 - 0,1
PE (n=12)	54,3 - 48,6	10,0 - 18,9	2,2 - 10,3	0,05 - 0,09	2,9 - 5,4	0,4 - 11,5	0,1 - 0,4	3,4 - 5,9	0,6 - 0,8	0,1 - 0,2
AR (n=4)	58,8 - 86,7	5,1 - 15,8	2,0 - 8,7	0,003 - 0,2	0,4 - 2,1	0,02 - 0,3	0,1 - 2,8	1,4 - 2,3	0,5 - 1,0	0,1 - 0,2
AG (n=5)	54,1 - 73,8	12,6 - 23,1	3,4 - 9,2	0,004 - 0,2	0,4 - 1,8	0,03 - 0,3	0,3 - 1,8	2,5 - 4,7	0,9 - 1,1	0,05 - 0,1

Estes elementos são importantes para caracterizar geoquimicamente as rochas sedimentares detriticas, delineando uma correspondência com a composição mineralógica retirada da análise petrográfica e fornecendo uma medida da maturidade dessas rochas assim como uma ideia do grau de meteorização a que foram submetidas.

As concentrações de um elemento individual podem ser modificadas variavelmente por processos de erosão, deposição e alteração pós-deposicional (Fralick, 2003). Mesmo que um elemento seja relativamente imóvel durante estes processos, a sua concentração irá sofrer alterações devido ao constante efeito de diluição/adição, o que significa que quando um elemento móvel é perdido ou ganho, a concentração de um outro elemento imóvel sofrerá modificações, na medida em que considerando o conjunto desses elementos, o elemento imóvel sofrerá enriquecimento ou empobrecimento, respectivamente. Ainda há a acrescentar que a mobilidade de um elemento individual sujeito a meteorização química num dado ambiente sedimentar, poderá apresentar diferenças num outro ambiente sedimentar semelhante, devido a variações do clima (Fralick, 2003). Por exemplo, Melfi *et al.*, 1983, verificaram que as taxas de remoção de cálcio eram muito altas comparadas com as taxas de potássio nos solos Brasileiros, enquanto Webber e Jellema (1965) inferiram o oposto em solos de Mount St. Hilaire, Quebec. Ambos os estudos estão de acordo em como a alteração química durante a formação do solo pode ser significativa. Nesbitt e Young (1989) e Nesbitt *et al.*, (1997) discutiram as condições cinéticas e termodinâmicas associadas a esses processos de formação de solos. Uma solução para eliminação desses efeitos de enriquecimento e empobrecimento causado pela mobilidade dos elementos, poderá passar pelo uso de razões entre os elementos maiores. Desta forma os diagramas de razões providenciam um meio efectivo de caracterizar unidades sedimentares permitindo a sua correspondência com possíveis terrenos fonte, possibilitando a eliminação dos efeitos de concentração-diluição introduzidos pela mobilidade de outros elementos (Fralick, 2003). Assim, as razões dos elementos analisados terão similaridades com as razões dos elementos que caracterizam a composição total da área fonte, assumindo que são elementos imóveis e que as suas principais fases minerais têm comportamentos hidrodinâmico semelhante durante o transporte (Fralick e Kronberg, 1997).

O valor da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (Potter, 1978) expressa a proporção entre o quartzo e os alumino silicatos nas rochas detriticas mais grosseiras (grauvaques e arenitos) e está relacionado com o conteúdo de argilas nas rochas detriticas mais finas (pelitos e argilitos). Essa relação estabelece uma medida da maturidade sedimentar característica das rochas sedimentares detriticas em análise, nas quais a diagénese tenha sido limitada ou um processo essencialmente isoquímico. Quanto menor for o valor da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, maior a percentagem de quartzo,

menor a concentração de silicatos com alumínio tais como, filossilicatos (micas e minerais de argila) e consequentemente maior a maturidade. A maturidade está relacionada com o tempo que um sedimento está envolvido em ciclos sedimentares, ou seja um sedimento pode apresentar maior maturidade se sofreu mais ciclos sedimentares ou se esses ciclos foram mais longos. Quando os sedimentos estão incluídos num determinado ciclo sedimentar, o seu grau de rolamento e calibragem podem aumentar devido ao transporte, assim como a sua exposição à meteorização, favorecendo o resíduo dos minerais mais estáveis, como exemplo o quartzo.

A razão K_2O/Na_2O exprime a quantidade de feldspato potássico e micas nas rochas detriticas grosseiras em detrimento da quantidade de plagioclase, reflectindo nas rochas detriticas mais finas, uma medida das trocas de catiões nos minerais de argila da fonte (Drost, 2008). Valores mais altos dessa razão significam para as rochas mais grosseiras, que estas possuem mais feldspato potássico e micas do que plagioclase e possivelmente que sofreram maior meteorização, pois os feldspatos potássicos são mais estáveis do que as plagioclases num ambiente de meteorização; e para as rochas de granularidade mais fina, significa que sofreram intensa meteorização, induzindo a que os catiões Na^+ de menor raio iónico do que os catiões K^+ se mobilizem, levando a que a concentração de K_2O se torne superior à concentração de Na_2O no resíduo (Drost, 2008).

A razão $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ compara um elemento imóvel Al_2O_3 , com a soma $CaO+Na_2O$ de elementos móveis (Nesbitt et al., 1980; Bhatia, 1983). A mobilidade dos elementos maiores é representativa das mudanças químicas que ocorrem nas rochas depois da sua formação, normalmente através da interacção com um fluido. Geralmente a mobilidade dos elementos ocorre durante a meteorização, diagénese e metamorfismo ou através de interacção com um fluido hidrotermal (Drost, 2008). Os principais elementos móveis de uma sequência sedimentar arenito – argilito, sob a influência da diagénese, são o Si, Fe, Mg, Ca e K (Boles e Franks, 1979).

O índice CIA “*Chemical Index Alteration*” é o Índice Químico de Alteração e pode ser formulado do seguinte modo (ex: Nesbitt e Young, 1984; Nesbitt et al., 1996):

$$CIA = (Al_2O_3/[Al_2O_3+CaO^* + Na_2O + K_2O]) * 100$$

Nesta fórmula o CaO^* refere-se ao óxido de Cálcio associado apenas aos minerais silicatados e excluindo a parte associada aos carbonatos (ex.: calcite, dolomite) e fosfatos (ex.: apatite). As correcções efectuadas são de especial importância em rochas sedimentares onde carbonatos e fosfatos possam ser fases detriticas ou diagenéticas relevantes, o que se verifica em algumas das amostras em estudo. O método mais simples consiste em assumir que o CaO e o P_2O_5 estão inteiramente associados à calcite (e/ou dolomite) e apatite, respectivamente ou usar dados de

contagem de pontos (*McLennan et al., 2003*). No caso de análises de CO₂ e métodos de contagem de pontos não estarem disponíveis, como é o caso deste trabalho, poder-se-á fazer algumas suposições acerca das razões de CaO/Na₂O da fracção de silicatos (*ex.: Kronberg et al., 1986; McLennan, 1993*). Assim, nas amostras com concentração de CaO bastante mais elevada do que a percentagem geral, o incremento de CaO estaria relacionado com calcite e/ou dolomite e não apenas com os minerais silicatados. A suposição utilizada é que esse CaO está exclusivamente relacionado com os carbonatos, assumindo-se que nessas amostras os minerais silicatados não contribuem com nenhum CaO, fazendo-se o cálculo do CIA com a concentração de CaO igual a zero.

Tabela 4.2- As razões de elementos maiores e o valor do índice CIA das amostras estudadas, divididas por grupos de grauvaques (GV) e pelitos (PE) pertencentes às formações carbónicas (Formação de Mértola, de Mira e da Brejeira) e em grupos de arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico superior. O *n* corresponde ao número de amostras de um determinado grupo litológico. As razões de elementos maiores detalhadamente para cada amostra estão descriminadas na Tabela-Anexo 1.6. (CCS- Média da Crusta Continental Superior).

	<i>Al₂O₃/SiO₂</i>	<i>K₂O/Na₂O</i>	<i>Al₂O₃/(CaO+ Na₂O)</i>	<i>CIA</i>
Fm. Mértola				
GV (n=4)	0,23 - 0,25	0,64 - 1,27	5,2 - 10,4	76 - 82
PE (n=4)	0,28 - 0,34	1,6 - 5,8	8,6 - 21,6	78 - 81
Fm. Mira				
GV (n=5)	0,06- 0,21	0,62 - 5,8	5,7 - 30,7	78 - 86
PE (n=5)	0,34 - 0,43	3,3 - 6,1	18,2 - 26,6	81 - 83
Fm. Brejeira				
GV (n=4)	0,11 -0,20	2,1 - 8,0	11,5 - 27,6	79 - 84
PE (n=3)	0,17 - 0,37	4,0 - 12,6	20,8 - 55,0	80 - 82
Fm. Silves				
AR (n=4)	0,05 - 0,10	2,6 - 11,7	0,42 - 21,2	28 - 74
AG (n=5)	0,19 - 0,37	9,4 - 30,8	0,84 - 26,3	39 - 74
CCS	0,23	0,86	2,24	51

O índice CIA funciona como indicador do grau de meteorização da fonte pressupondo uma história simples, apenas com um ciclo de meteorização (*Nesbitt et al., 1982, 1990*) e reflecte a alteração de feldspatos para minerais de argila através de meteorização química. No entanto, a meteorização e a diagénese envolvem a alteração dos feldspatos e de outros minerais instáveis para argilas, tornando, por consequência, difícil distinguir a influência destes processos tendo por base simplesmente a geoquímica (*Hower et al., 1976; Land, 1984; Helmhold e van de Kamp, 1984*).

A tabela 4.2 mostra os limites dos intervalos de variação das razões de elementos maiores e do valor do índice CIA das amostras utilizadas neste estudo.

4.1.1 Formação de Mértola - Viseano (Carbónico inferior)

Os diagramas de Harker mostram que os grauvaques têm maior conteúdo de SiO_2 que os pelitos, à exceção de alguns casos cujas concentrações de sílica de ambas as litologias se igualam. Observa-se uma tendência negativa, materializada pelo aumento da concentração de SiO_2 e diminuição das concentrações de Al_2O_3 (Fig.4.2A) e TiO_2 (Fig.4.2B) nos grauvaques e pelitos. Esta tendência negativa pode-se adivinhar, embora não seja muito marcada, nos diagramas do Fe_2O_3 (Fig.4.2C) e do MgO (Fig.4.2E). Nos outros diagramas, nomeadamente CaO e Na_2O (Fig.4.2D-F), não se verifica nenhuma relação entre a variação da concentração do SiO_2 e a concentração desses elementos.

Concretamente a figura 4.2A tem uma relação com a maturidade da rocha, permitindo atribui-lhe mais ou menos maturidade de acordo com a evolução do conteúdo em SiO_2 e Al_2O_3 . No caso das amostras da Formação de Mértola, observam-se para esses elementos valores pouco dispersos ($\Delta\text{SiO}_{2(\text{GV})}= 5\%$; $\Delta\text{SiO}_{2(\text{PE})}= 4\%$; $\Delta\text{Al}_2\text{O}_{3(\text{GV})}= 0,5\%$; $\Delta\text{Al}_2\text{O}_{3(\text{PE})}= 3\%$), com os grauvaques a possuírem maior concentração de SiO_2 e menor concentração de Al_2O_3 do que os pelitos, mas com intervalos de variação próximos um do outro ($\text{SiO}_{2(\text{GV})}= 62,7 - 67,4\%$; $\text{SiO}_{2(\text{PE})}= 58,8 - 62,5\%$; $\text{Al}_2\text{O}_{3(\text{GV})}= 15,3 - 15,8\%$; $\text{Al}_2\text{O}_{3(\text{PE})}= 17,6 - 20,3\%$).

Os valores da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (Fig.4.3A) dos grauvaques (Tabela 4.2) são próximos do valor dessa razão calculada com os valores de referência do CCS (crusta continental superior) (CCS= 0,23) variando entre 0,23 - 0,25; sendo que os valores dos pelitos são mais elevados e com maior dispersão (0,28-0,34).

Os valores da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Fig.4.3C) são inferiores nos grauvaques (0,64 - 1,27) e mais próximos do valor de referência do CCS (0,86), do que os valores dos pelitos, mais dispersos e mais elevados (1,6 - 5,8) (Tabela 4.2), sugerindo que os pelitos sofreram uma meteorização mais intensa do que os grauvaques.

Na razão $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ (Fig.4.3F) os valores dos grauvaques variam entre (5,2 - 10,4) onde a maioria representa valores entre (5,2 - 5,5) e apenas um, a amostra ST-1 de Santa Cruz, Santiago do Cacém atinge valor superior, de 10,4. Os valores dessa razão para os pelitos apresentam maior dispersão (8,6 - 21,6), sendo que se assiste a uma separação entre as amostras GS-4 e GS-6 com valores inferiores ao grauvaques de valor superior (amostra ST-1) e as amostras GS-2 e ST-2 (18,8 - 21,6) com valores superiores ao referido grauvaque. Ambos os

conjuntos litológicos ocorrem com valores muito superiores ao valor dessa razão calculada para o padrão (CCS= 2,24).

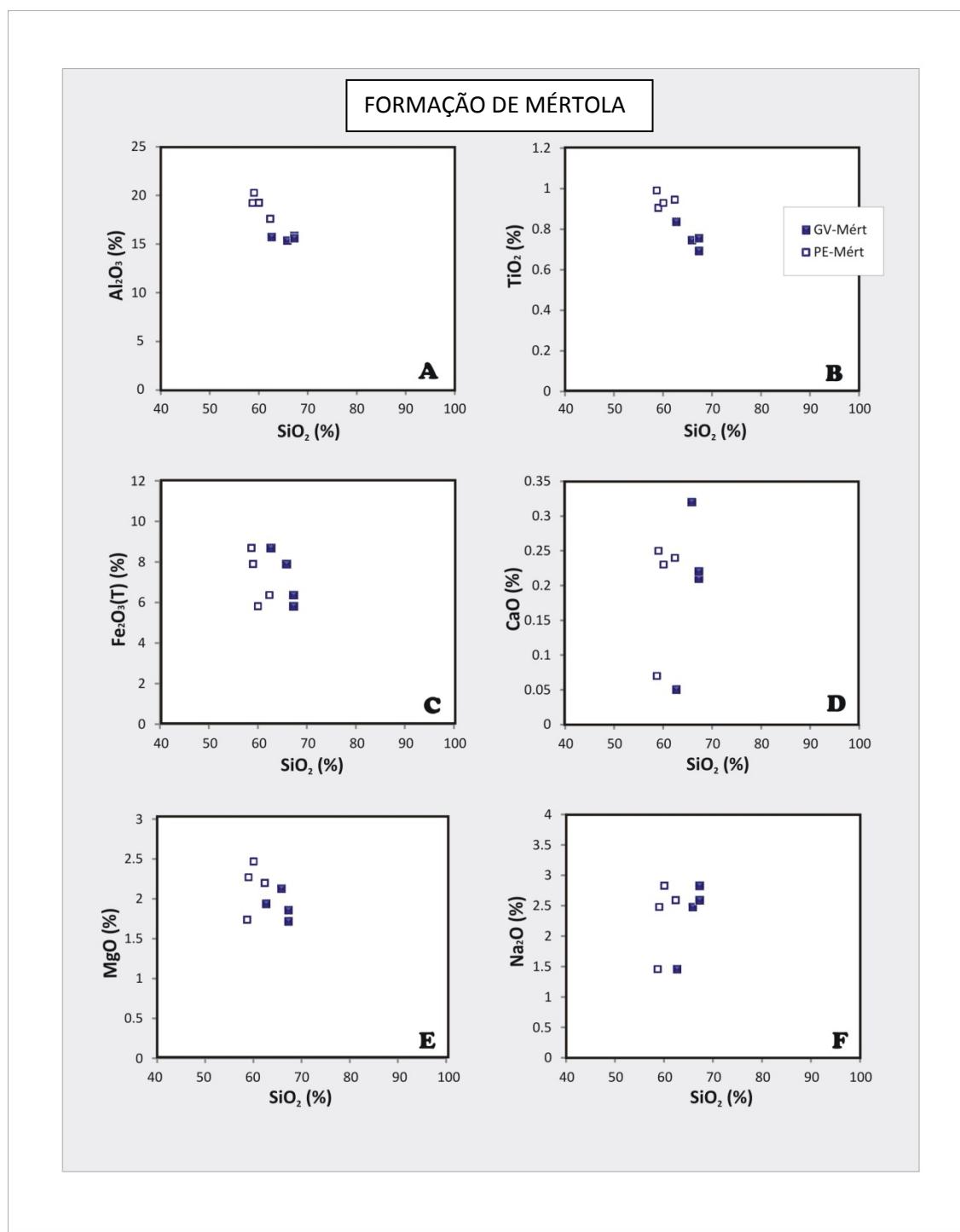


Figura 4.2- Diagramas de Harker de grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mértola. A- SiO₂ vs. Al₂O₃; B- SiO₂ vs. TiO₂; C- SiO₂ vs. Fe₂O₃; D- SiO₂ vs. CaO; E- SiO₂ vs. MgO; F- SiO₂ vs. Na₂O.

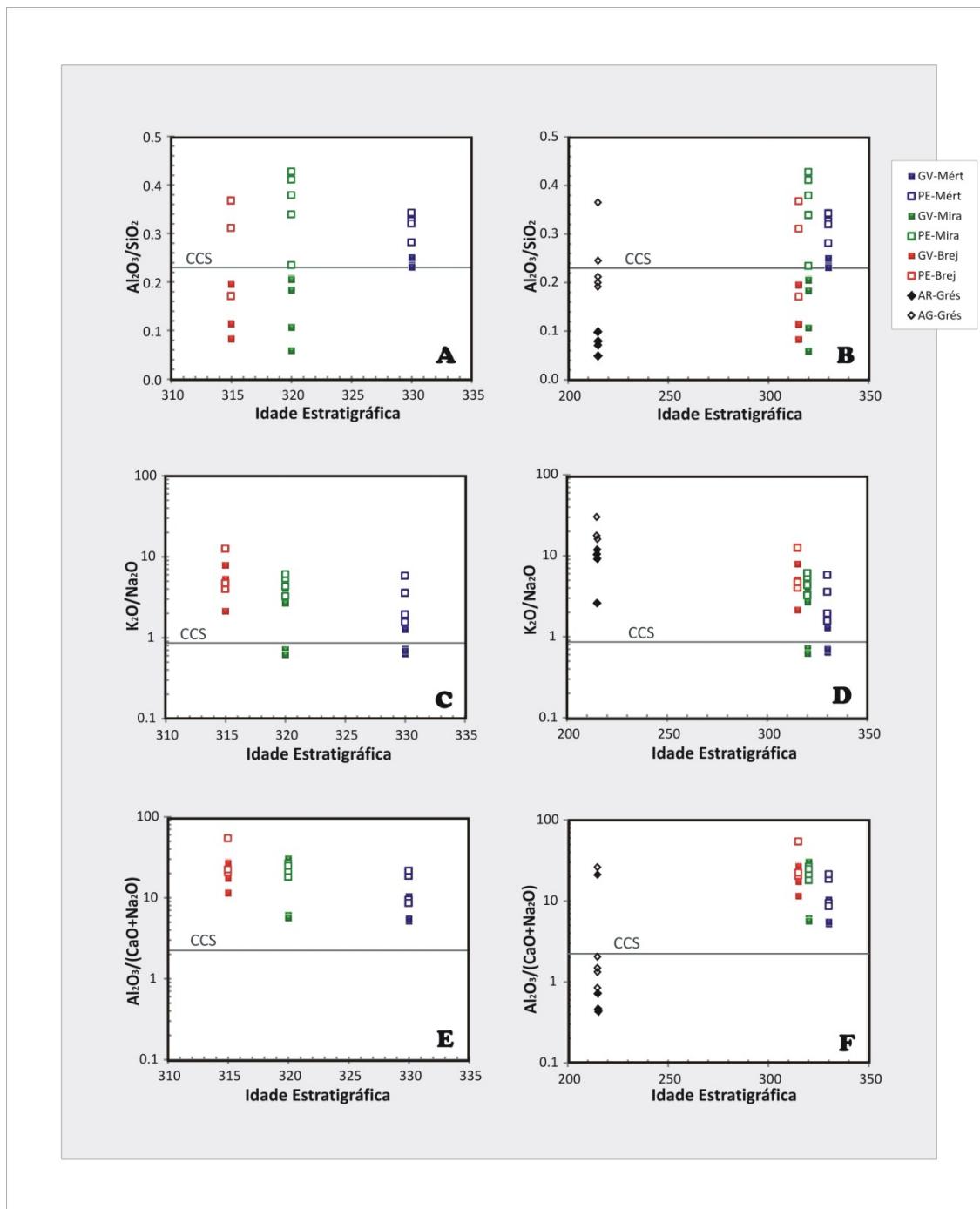


Figura 4.3- Diagramas de razões de elementos maiores vs Idade Estratigráfica. A- Razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ de grauvaques (GV) e pelitos (PE) do Carbónico; B- Razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ de arenitos (AR) e argilitos (AG) do Triásico mais grauvaques e pelitos do Carbónico; C- Razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de grauvaques e pelitos do Carbónico; D- Razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de arenitos e argilitos do Triásico mais grauvaques e pelitos do Carbónico; E- Razão $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ de grauvaques e pelitos do Carbónico; F- Razão $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ de arenitos e argilitos do Triásico mais grauvaques e pelitos do Carbónico.

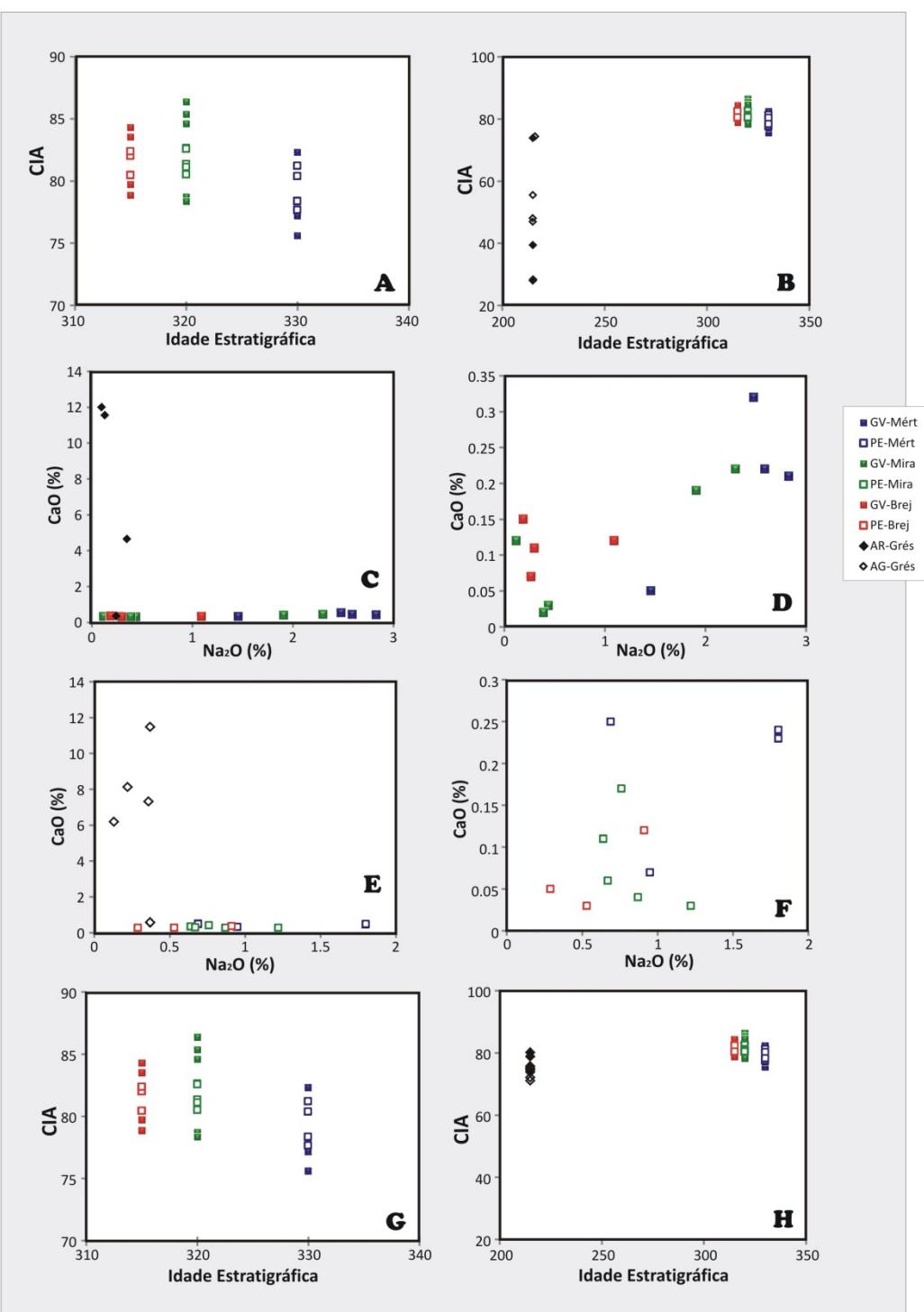


Figura 4.4- Diagrama da variação do índice CIA com a Idade Estratigráfica das rochas sedimentares detritícias: A- Grauvaques e pelitos do Carbónico; B- Arenitos e argilitos do Triásico e grauvaques e pelitos do Carbónico. Diagrama de CaO vs. Na_2O : C- das rochas grosseiras (grauvaques e arenitos); D- Pormenor do diagrama C; E- das rochas argilosas (pelitos e argilitos); F- Pormenor do diagrama E. Diagramas do Índice CIA calculado com o método de aproximação vs. Idade Estratigráfica: G- das rochas grosseiras (grauvaques e arenitos); H- das rochas argilosas (pelitos e argilitos).

O índice CIA (Fig.4.4A) varia entre (76 - 82) nos grauvaques e (78 - 81) nos pelitos (Tabela 4.2). Não contabilizando um dos grauvaques (amostra ST-1) com índice CIA superior a todas as outras amostras (Tabela-Anexo 1.6), inclusivamente superior ao dos pelitos, poder-se-á fazer uma separação entre os grauvaques com valores de índice CIA inferiores e os pelitos, com valores de índice CIA superiores.

Vem descrito na bibliografia que a presença de cálcio associado a carbonatos poderá introduzir alterações no cálculo do índice CIA (*Kronberg et al., 1986; McLennan, 1993; McLennan et al., 2003*). Os grauvaques e pelitos da Formação de Mértola em particular e também os das outras formações carbónicas em estudo têm pequenas concentrações de CaO, como se pode observar pelas figuras 4.4C-D e 4.4E-F. Assim utilizando a aproximação de que o cálcio existente nessas amostras está exclusivamente associado aos minerais silicatados, o cálculo do índice CIA nessas condições (Fig.4.4G) é idêntico ao cálculo do índice CIA sem nenhuma restrição (Fig.50A).

Sintetizando, os diagramas de Harker do Al_2O_3 e TiO_3 (Fig.4.2A-B) e com algumas reservas os diagramas do Fe_2O_3 e MgO (Fig.4.2C-E), mostram o aumento da concentração do SiO_2 e a diminuição da concentração desses elementos. É esperado que exista esta tendência negativa, mais ou menos acentuada, como é o caso das amostras desta formação, uma vez que expressam a relação entre o aumento da maturidade coordenada com o aumento da concentração de quartzo e consequentemente, a diminuição dos outros componentes detriticos menos estáveis do que o quartzo, como é o caso por exemplo dos feldspatos e das micas.

A concentração de SiO_2 (Fig.4.2) em geral mais elevada nos grauvaques do que nos pelitos, sugere nesta lógica, uma maior maturidade dos primeiros, na medida em que indica maior percentagem de quartzo (um componente detritico mais estável e resistente aos processos sedimentares), em detrimento dos outros componentes detriticos mais instáveis. A maior concentração de Al_2O_3 nos pelitos (Fig.48A), sugere maior percentagem de minerais de argila ou de micas, relativamente aos grauvaques.

O aumento da maturidade representada por um aumento na concentração de SiO_2 e diminuição na concentração de Al_2O_3 , traduz-se por maiores concentrações de quartzo nos grauvaques e aumento do material da dimensão das argilas, principalmente minerais de argila nos pelitos, às custas da decomposição de minerais como o grupo dos feldspatos (*McLennan et al., 2003*). Isto resulta na diminuição da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ nos grauvaques e aumento da mesma razão nos pelitos. Assim, como se observa na figura 4.3A, os valores mais baixos da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ dos grauvaques relativamente aos pelitos indicam maior maturidade dos grauvaques, sugerindo igualmente maior percentagem de quartzo nos grauvaques e maior percentagem de minerais de argila nos pelitos.

Por outro lado, dado que as plagioclases são menos estáveis do que os feldspatos potássicos em situações de meteorização e transporte, meteorizando-se para minerais de argila, isso reflecte-se num aumento da razão feldspato potássico/plagioclase, ou seja da razão K_2O/Na_2O . Este facto sugere que os pelitos ao possuírem valores da razão K_2O/Na_2O superiores aos valores dos grauvaques (Fig.4.3C), sofreram mais meteorização do que estes.

O índice CIA indica meteorização mais intensa nos pelitos, uma vez que estes apresentam valores mais elevados comparando com os grauvaques (Fig.4.4A), exceptuando um grauvaque que não se enquadra no grupo. Esse é o grauvaque de Santa Cruz (amostra ST-1) e distingue-se petrograficamente dos outros grauvaques da Formação de Mértola por apresentar grão mais fino e maior percentagem de micas, o que possivelmente poderá justificar o elevado valor da razão $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ igual a 10,4, quando todos os outros se dispõem entre 5,2 e 5,5, assim como o valor do índice CIA superior ao valor das outras amostras desta formação (Tabela-Anexo 1.6). É de notar que o pelito de Santa Cruz (amostra ST-2) também possui o valor de CIA mais elevado comparando com os outros pelitos.

4.1.2 Formação de Mira – Serpukhoviano (Carbónico inferior)

Nos diagramas de Harker observa-se que os grauvaques têm maior concentração de SiO_2 e menor concentração de Al_2O_3 assim como de TiO_2 , comparando com os pelitos, existindo entre esses elementos uma tendência linear negativa bem marcada (Fig.4.5A-B). Nos outros diagramas de Harker, adivinha-se uma tendência negativa não muito clara com dispersão de valores, assistindo-se contudo a uma separação entre grauvaques com conteúdo em SiO_2 superior ao dos pelitos (Fig.4.5C-D-E-F).

A figura 4.5A mostra uma tendência linear bem marcada entre o SiO_2 e o Al_2O_3 ($\Delta SiO_{2(GV)}= 17\%$; $\Delta Al_2O_{3(GV)}= 9\%$; $\Delta SiO_{2(PE)}= 13\%$; $\Delta Al_2O_{3(PE)}= 7\%$) e uma separação muito nítida entre os grauvaques com maior concentração de SiO_2 e menor concentração de Al_2O_3 e os pelitos com maior concentração de Al_2O_3 e concentração de SiO_2 inferior ($SiO_{2(GV)}= 62,7 - 67,4\%$; $Al_2O_{3(GV)}= 15,3 - 15,8\%$; $SiO_{2(PE)}= 58,8 - 62,5\%$; $Al_2O_{3(PE)}= 17,6 - 20,3\%$). Os dois grauvaques com maior percentagem de sílica (80% e 87%), representam as amostras GS-11 e GS-17 que foram colhidas próximo do contacto estratigráfico com a Formação de Brejeira (Fig.4.1) e correspondem petrograficamente aos grauvaques desta formação carbónico que apresentam maior percentagem de quartzo.

O intervalo de variação da razão K_2O/Na_2O dos grauvaques (0,62 - 5,8) sobrepõem-se ao intervalo de variação dos pelitos (3,3 - 6,1) (Fig.4.3C) e em geral é superior ao valor da razão calculada para o CCS (0,86). Os dois grauvaques que se apresentam com valores baixos em

comparação com os das outras amostras desta formação e inclusivamente inferiores ao valor de referência do CCS, correspondem às amostras SC-6 e GS-9, colhidas próximo do contacto estratigráfico com a Formação de Mértola (Fig.4.1).

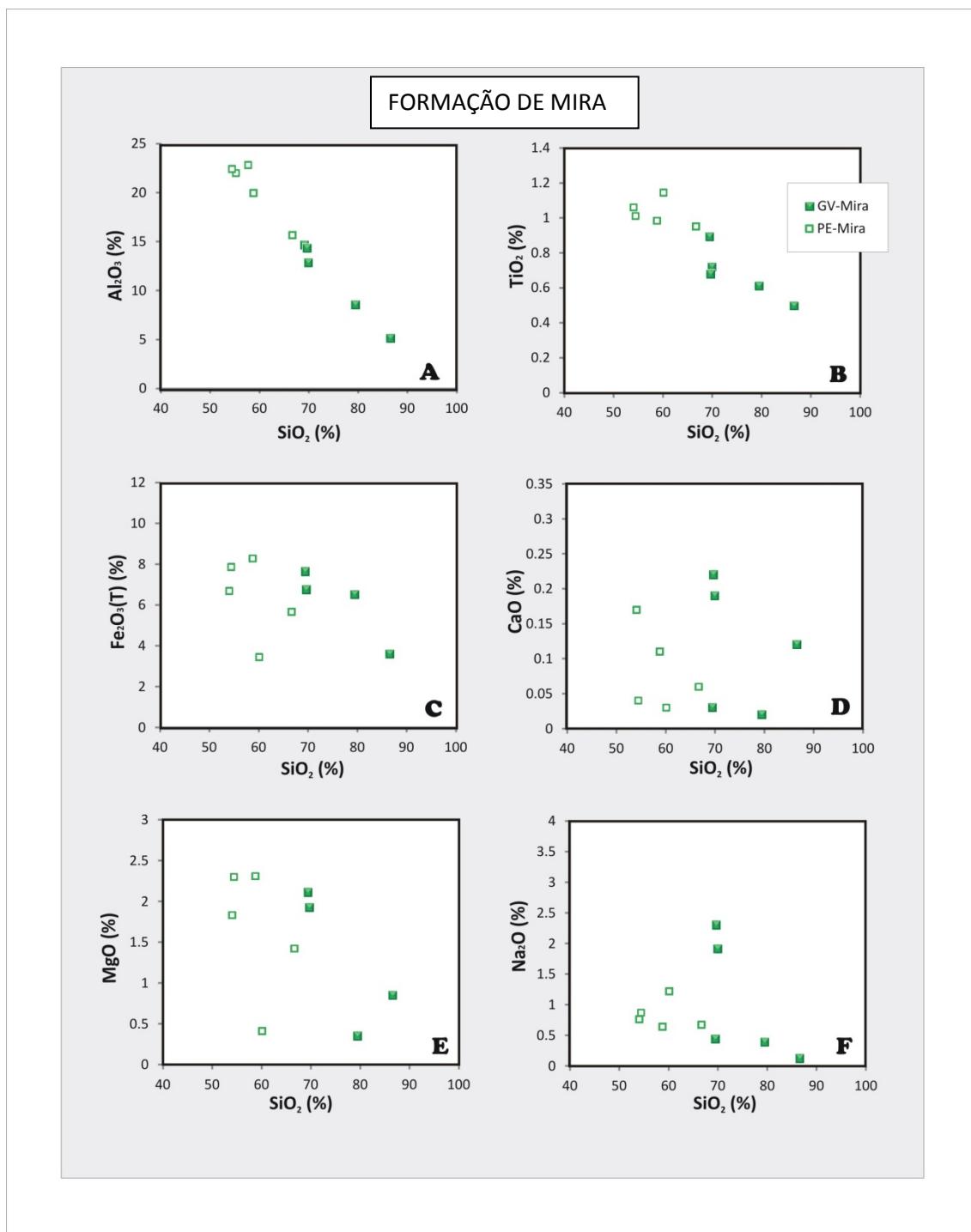


Figura 4.5- Diagramas de Harker dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mira. A- SiO₂ vs. Al₂O₃; B- SiO₂ vs. TiO₂; C- SiO₂ vs. Fe₂O₃; D- SiO₂ vs. CaO; E- SiO₂ vs. MgO; F- SiO₂ vs. Na₂O.

Com a razão $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ (Fig.4.3E) verifica-se o mesmo, o intervalo de variação dos grauvaques (5,6 - 30,7) coincide com o dos pelitos (18,2 - 26,6) e é superior ao valor calculado para o CCS (2,2), existindo a mesma exceção: os grauvaques SC-6 e GS-9 de valores inferiores ao grupo (Tabela-Anexo 1.6).

Os valores do índice CIA (Fig.4.4A) dos grauvaques variam entre (78 - 86) e os dos pelitos entre (81 - 83). Os valores ao sobreponem-se, não permitem fazer inferências quanto ao grupo litológico mais meteorizado.

Sintetizando, os diagramas de Harker mostram que existe uma tendência negativa bem marcada entre o SiO_2 e o Al_2O_3 assim como entre o SiO_2 e o TiO_2 (Fig.4.5A-B). Isto indica maior maturidade dos grauvaques em relação aos pelitos, por os primeiros apresentarem maior concentração de SiO_2 , possivelmente resultante, entre outros processos, da meteorização e da diferenciação mineralógica por efeito de calibragem dos sedimentos. Os restantes diagramas de Harker não explicitam uma relação entre o SiO_2 e os outros elementos (Fig.4.5C-D-E-F), observando-se apenas dispersão, o que pode estar relacionado com a mistura de mais do que uma fonte a debitar sedimentos para estas rochas, possivelmente perturbando as relações hipoteticamente simples entre os elementos químicos constituintes. Os grauvaques que na figura 4.5A detêm a maior percentagem de SiO_2 , petrograficamente correspondem aos grauvaques desta formação com maior percentagem de quartzo, aproximadamente 70% (valor estimado).

O diagrama 4.3A também aponta para maior maturidade dos grauvaques, por estes terem valores da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ inferiores aos dos pelitos.

O diagrama de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Fig.4.3C) é conclusivo quanto à meteorização sofrida por ambos os grupos litológicos, porque os valores das razões sobrepõem-se. Os dois grauvaques (amostras SC-6 e GS-9) com valores da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ mais baixos, petrograficamente apresentam feldspatos com grandes dimensões (atingindo 0,3mm), o que pode justificar essa discrepância do grupo. Consultando a Tabela-Anexo 1.6 chega-se à conclusão que com exceção dos grauvaques GS-7 e GS-17 (4,09 e 5,75, respectivamente), cujos valores da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ são mais altos e próximos dos valores dos pelitos (4,09 e 5,75, respectivamente), os restantes apresentam valores entre 0,62 e 2,69. O que esses dois grauvaques têm em comum petrograficamente é a inclusão de litoclastos de rochas ígneas vulcânicas entre os outros fragmentos líticos que os constituem, o que poderá ter influência na concentração de Na_2O e K_2O , devido à presença excepcional de micas¹ e/ou feldspatos². Assim poder-se-á assistir ao

¹ Fórmula geral da moscovite: $\text{KAl}_2[(\text{OH},\text{F})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$; fórmula geral da biotite: $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3[(\text{OH})_2|(\text{Al},\text{Fe})\text{Si}_3\text{O}_{10}]$;

² Feldspato potássico: $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$; plagioclase (albite: $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$; anortite: $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$);

grupo de pelitos com valores da razão K_2O/Na_2O superiores aos dos grauvaques e desta forma mais meteorizados.

O diagrama da razão $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ (Fig.4.3E) é muito semelhante ao da razão K_2O/Na_2O com os valores dos grauvaques e pelitos a sobrepor-se e com a mesma dinâmica entre o grauvaques SC-6 e GS-9 cujos valores são inferiores aos restantes, e os grauvaques GS-7 e GS-17, com valores similares aos dos pelitos e até superiores.

O valor do índice CIA (Fig.4.4A) é semelhante entre os grauvaques e os pelitos. O que se observa pela consulta da Tabela-Anexo 1.6 é que os valores dos pelitos variam entre 80,5 e 82,7, sendo que os valores dos grauvaques se dividem entre os grauvaques SC-6 e GS-9 com mais feldspatos e valores de índice CIA inferiores aos dos pelitos (78,7 e 78,4) (o que tem lógica, uma vez que ao conterem mais feldspato poderá querer dizer que sofreram menos meteorização); e os grauvaques GS-7, GS-11 e GS-17 com valores de índice CIA variando entre 84,6 e 86,4, mais elevados do que os pelitos. Atendendo a que dois destes últimos grauvaques contêm litoclastos de rochas ígneas, esta diferença pode ser resultado de diferentes proveniências ou misturas de várias fontes num sistema complexo que dificulta a interpretação do índice CIA e das outras razões que são a priori definidas para sistemas simples com apenas um ciclo sedimentar e uma única fonte a debitar os sedimentos.

4.1.3 Formação de Brejeira – Bashkiriano - Moscoviano (Carbónico superior)

Os diagramas de Harker revelam tendência linear negativa entre o SiO_2 e o Al_2O_3 (Fig.4.6A), entre o SiO_2 e o TiO_2 (Fig.4.6B) e também entre o $Fe_2O_3(T)$ (Fig.4.6C); podendo adivinhar-se essa tendência negativa também no MgO (Fig.4.6E) e no Na_2O (Fig.4.6F), mas de uma forma não tão evidente. No caso do CaO (Fig.4.6D), os pelitos parecem manter uma tendência negativa, mas os grauvaques não, dispondo-se dispersivamente.

Salientando a figura 4.6A, esta exibe grauvaques e pelitos com tendência linear negativa entre o SiO_2 e o Al_2O_3 , dispondo-se ordenados praticamente sobre uma linha ($\Delta SiO_2(GV) = 14\%$; $\Delta Al_2O_3(GV) = 7\%$; $\Delta SiO_2(PE) = 16\%$; $\Delta Al_2O_3(PE) = 9\%$). Existe uma propensão para os grauvaques terem valores mais elevados de SiO_2 e menor concentração de Al_2O_3 e os pelitos maior concentração de Al_2O_3 e menos de SiO_2 ($SiO_2(GV) = 71,4 - 85,8\%$; $Al_2O_3(GV) = 7,1 - 13,9\%$; $SiO_2(PE) = 58,1 - 73,8\%$; $Al_2O_3(PE) = 12,6 - 21,4\%$). Um dos grauvaque, correspondente à amostra GS-13, evidencia-se por estar entre os valores dos pelitos, contendo menos SiO_2 e mais Al_2O_3 do que os outros grauvaques.

Observando o diagrama Al_2O_3/SiO_2 (Fig.4.3A), como é de esperar o grauvaque GS-13 ($Al_2O_3/SiO_2(GS-13) = 0,20$) (Tabela-Anexo 1.6) vai ter valor superior aos restantes que variam entre

0,08 e 0,12, coincidindo com os valores dos pelitos (0,17 - 0,37) (Tabela 4.2). O valor de referência de CCS (0,23) nesta formação não marca uma divisão entre os grauvaques e pelitos, uma vez que o pelito GS-16 está abaixo, no entanto a tendência é para os pelitos terem valores da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ superiores ao valor da razão da CCS e os grauvaques valores inferiores.

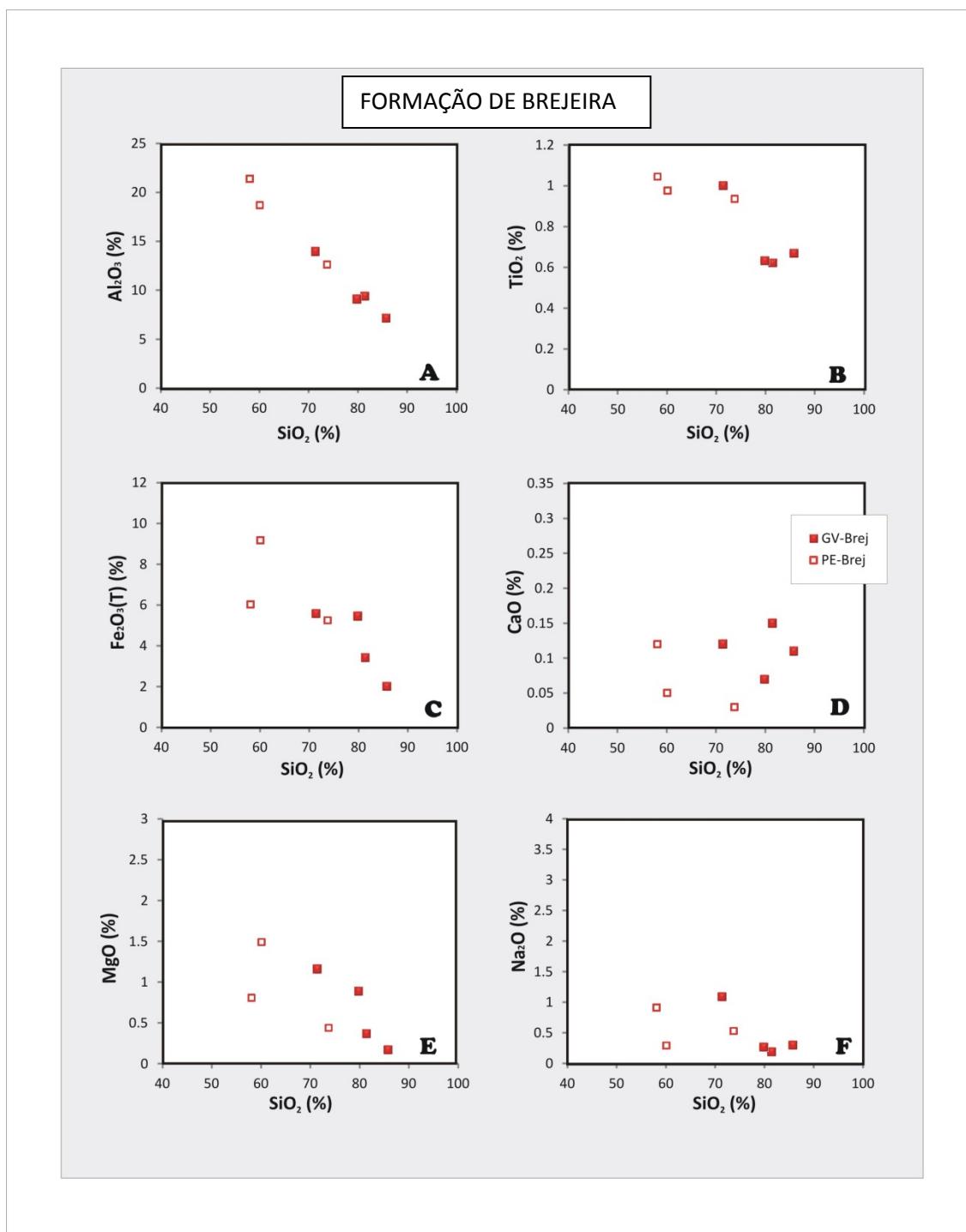


Figura 4.6- Diagramas de Harker dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Brejeira. A- SiO_2 vs. Al_2O_3 ; B- SiO_2 vs. TiO_2 ; C- SiO_2 vs. Fe_2O_3 ; D- SiO_2 vs. CaO ; E- SiO_2 vs. MgO ; F- SiO_2 vs. Na_2O .

Os valores da razão K_2O/Na_2O dos grauvaques e pelitos intersectam-se ($K_2O/Na_2O_{(GV)}=2,1 - 8,0$; $K_2O/Na_2O_{(PE)}= 4,0 - 12,6$) (Tabela 4.2) e dispõe-se acima da linha de referência da CCS (0,86). Pelo diagrama (Fig.4.3C), observa-se que os pelitos detêm o valor mais alto e os grauvaques o valor mais baixo, mas o todo não permite distinguir os dois grupos litológicos quanto à meteorização que sofreram.

Com os valores da razão $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ (Fig.4.3E), os grauvaques e pelitos também se intersectam [$Al_2O_3/(CaO+Na_2O)_{(GV)}= 11,5 - 27,6$; $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)_{(PE)}= 20,8 - 55,0$] (Tabela 4.2) e são superiores ao valor de referência da CCS (2,2). É de notar que o valor mais elevado pertence aos pelitos e o mais baixo aos grauvaques.

Não existe distinção entre o valor do índice CIA (Fig.4.4A) dos grauvaques e dos pelitos ($CIA_{(GV)}= 79 - 84$; $CIA_{(PE)}= 80 - 82$) (Tabela 4.2). Considerando os valores dos pelitos compreendidos entre 80 e 82 (Tabela-Anexo 1.6), existem dois grauvaques (amostras GS-13 e GS-15), amostrados próximo do limite estratigráfico com a Formação de Mira, com valores inferiores aos dos pelitos (de 79 e 80); e existem dois grauvaques (amostras TH-4 e AM-3) com valores de índice CIA de 84, mais elevados do que o dos pelitos (Tabela-Anexo 1.6). Tanto os grauvaques como os pelitos apresentam valores superiores ao valor de referência para o CCS (51) (Tabela 4.2).

Sintetizando, os diagramas de Harker mostram tendência negativa entre o SiO_2 e os outros elementos (Fig.4.6A-B-C-E-F), nuns mais evidente do que outros. No caso do CaO (Fig.4.6D) existe dispersão dos valores, indicando competição entre o CaO com o SiO_2 na composição das rochas. Os grauvaques têm propensão para possuírem valores superiores aos pelitos de concentração de SiO_2 e concentração de Al_2O_3 inferior (Fig.4.6A), o que indica a maturidade dos grauvaques poderá ser superior. Isto reflecte-se igualmente nos valores da razão Al_2O_3/SiO_2 (Fig.4.3A), apontando para a maior meteorização dos grauvaques. Há que referir o grauvaque cujos valores de SiO_2 e de Al_2O_3 se sobreponem aos dos pelitos (amostra GS-13); este grauvaque para além de petrograficamente possuir grão muito fino (0,0625 - 0,125mm)³ contém bastante mais micas do que os restantes grauvaques, o que possivelmente o distancia das percentagens dos elementos químicos dos outros grauvaques desta formação, com composição química mais semelhantes entre si.

O diagrama da razão K_2O/Na_2O (Fig.4.3C) não permite inferir quanto à maior ou menor meteorização dos dois grupos litológicos, uma vez que têm valores sobrepostos. No entanto o

³ Classificação do tamanho do grão dos sedimentos segundo a *Escala de Udden-Wentworth*.

valor mais elevado pertence aos pelitos e o mais baixo pertence aos grauvaques, o que pode sugerir meteorização mais intensa nos pelitos.

O valor do índice CIA (Fig.4.4A) é inconclusivo dando uma ideia de intensa meteorização para ambos os grupos litológicos desta formação, não permitindo contudo fazer distinção entre os grauvaques e os pelitos.

Se considerarmos a posição estratigráfica da Formação de Brejeira, a topo da Formação de Mira e a sua posição geográfica aflorando na zona do Algarve, estas indefinições podem ter origem na possível contribuição adicional das Formações de Mértola e Mira com sedimentos. Assim esta mistura, em conjunto com a/as outra/outras fontes externas, dão origem a um sinal pouco claro de difícil interpretação.

4.1.4 Formação dos Arenitos de Silves - (Triásico superior)

Os diagramas de Harker para esta formação mostram comportamentos muito diferentes entre os arenitos e os argilitos. No primeiro diagrama (Fig.4.7A), o Al_2O_3 surge com concentração independente da concentração de SiO_2 , permanecendo praticamente constante e de valor baixo nos arenitos, enquanto o SiO_2 apresenta grandes variações ($SiO_{2(AR)}= 51,7 - 88,2\%$; $Al_{2O_3(AR)}= 3,7 - 5,9\%$); nos argilitos a concentração de SiO_2 é mais ou menos uniforme, enquanto a concentração de Al_2O_3 tem variações ($SiO_{2(AG)}= 48,6 - 54,3\%$; $Al_{2O_3(AG)}= 10,0 - 18,9\%$) (Tabela 4.2). O arenito com menos SiO_2 , equivalente aos valores dos argilitos, também é de todas as amostras a que apresenta menos Al_2O_3 , e corresponde ao arenito de Santa Cruz (amostra ST-3). Com o TiO_2 há uma relação com o SiO_2 , isto nos arenitos (Fig.4.7B), quanto maior a concentração de SiO_2 também maior a concentração de TiO_2 . O mesmo arenito (amostra ST-3) apresenta-se com a menor concentração de TiO_2 . Os argilitos estão agrupados, com pequenas variações das suas concentrações (Fig.4.7B). No $Fe_2O_3(T)$ observa-se uma tendência negativa nos arenitos (Fig.4.7C); mais uma vez o arenito ST-3 fechando um dos extremos sendo o que possui maior percentagem de $Fe_2O_3(T)$, igualando-se aos pelitos. Os argilitos dispõem-se dispersos, visualizando-se alguma variação na quantidade de $Fe_2O_3(T)$. O caso do CaO (Fig.4.7.D) é praticamente idêntico ao do $Fe_2O_3(T)$, observando-se dois arenitos com muito CaO (onde está incluído a amostra ST-3) e todos os argilitos com bastante concentração de CaO menos um, a amostra AM-2. Quanto ao MgO (Fig.4.7E) observa-se uma tendência negativa não muito vincada para os arenitos e argilitos. O arenito ST-3 detém o valor mais elevado da concentração de MgO , confundindo-se com os argilitos. No diagrama do Na_2O (Fig.4.7F), os arenitos aumentam a quantidade de Na_2O com o aumento do SiO_2 e os argilitos apresentam uma variação de Na_2O independente da quantidade de SiO_2 .

Os valores da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (Fig.4.3B) são mais baixos nos arenitos do que nos argilitos e os valores destes últimos dispõem-se acima e abaixo do valor de referência da CCS ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2(\text{AR})= 0,05 - 0,10$; $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2(\text{AG})= 0,19 - 0,37$) (Tabela 4.2). O argilito da Praia do Amado (amostra AM-2) detém o valor da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ mais elevado e o arenito do mesmo local (amostra AM-1), o valor mais baixo (Tabela-Anexo 1.6).

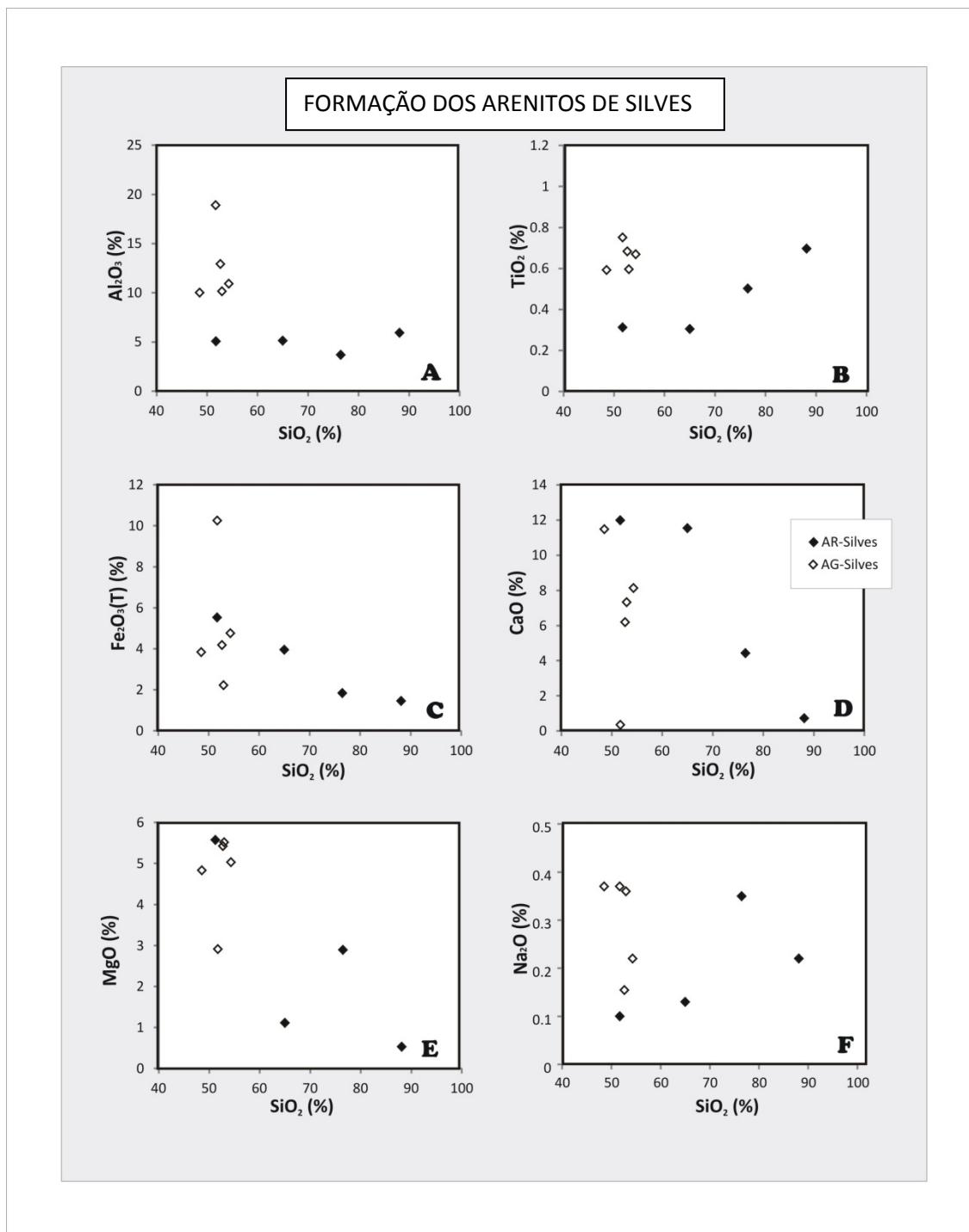


Figura 4.7- Diagramas de Harker dos arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves. A- SiO_2 vs. Al_2O_3 ; B- SiO_2 vs. TiO_2 ; C- SiO_2 vs. Fe_2O_3 ; D- SiO_2 vs. CaO ; E- SiO_2 vs. MgO ; F- SiO_2 vs. Na_2O .

Existe uma propensão para os arenitos terem valores inferiores aos argilitos, no que respeita aos valores da razão K_2O/Na_2O (Fig.4.3D), muito embora estes valores se sobreponham ($K_2O/Na_{2(AR)}= 2,6 - 11,7$; $K_2O/Na_{2(AG)}= 9,4 - 30,8$) (Tabela 4.2). O arenito como valor mais baixo, corresponde à amostra AM-1, o mesmo com razão Al_2O_3/SiO_2 mais baixa. Todos os valores se situam acima do valor da CCS (0,86).

O intervalo de variação dos valores da razão $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ (Fig.4.3F) dos arenitos e dos argilitos é praticamente coincidente como se pode observar na Tabela-Anexo 1.6 [$Al_2O_3/(CaO+Na_2O)_{(AR)}= 0,42 - 21,2$; $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)_{(AG)}= 0,84 - 26,3$]. Destacam-se, um arenito e um argilito (amostras TH-4 e AM-2, respectivamente) por terem valores muito superiores às restantes amostras e ao valor de referência CCS (2,2). Todas as outras amostras têm valores que não ultrapassam o CCS.

Não existe distinção entre os valores de índice CIA (Fig.4.4B) dos arenitos e argilitos, valores esses que ocorrem dispersos ($CIA_{(AR)}= 28 - 74$; $CIA_{(AG)}= 39 - 74$) (Tabela 4.2). Um arenito e um argilito (amostras TH-4 e AM-2, respectivamente) destacam-se por possuírem o valor mais elevado (74) (Tabela-Anexo 1.6). Uma vez que percentagem de CaO não associada a silicatos, é suscetível de adulterar o cálculo do índice CIA, a observação das figuras 4.4C e 4.4E, elucida acerca das amostras com grandes concentrações de CaO, possivelmente relacionado com cimento carbonatado. Submetendo essas amostras com concentrações elevadas de CaO à aproximação de que todo esse CaO pertence ao cimento carbonatado, e recalculando o índice CIA apenas com a fracção desse CaO^* pertencente aos silicatos, que nesse caso seria zero, obtemos a Figura 4.4H, com um padrão completamente diferente do que o da figura 4.4B. Aí todos os arenitos e argilitos ocorrem com valores concentrados, coincidentes e elevados, dando uma ideia contrária no que respeita à sua maturidade.

Sintetizando, os diagramas de Harker desta formação não apresentam a uniformidade patente nos diagramas das formações carbónicas, revelando ainda que as amostras mais grosseiras (arenitos) têm um comportamento diferente das rochas argilosas (argilitos).

O diagrama do Al_2O_3 (Fig.4.7A) é bastante elucidativo do padrão mais comum destas rochas, com os arenitos sofrendo grandes variações de SiO_2 e pequenas variações dos outros elementos maiores considerados, e os argilitos com concentração de SiO_2 quase constante e diferenças maiores ou menores, da concentração dos outros elementos. A justificação para esta evidência não é muito clara e provavelmente provém da contribuição de um conjunto de factores resultando num quadro complexo. Começando por atender à concentração de SiO_2 dos arenitos (Tabela-Anexo 1.4), aparentemente não há discrepância em relação às rochas mais grosseiras das formações carbónicas, com a ordenação das amostras ST-3, SC-4, AM-1 e TH-4 por

concentração crescente de SiO_2 . O que é facto é que essa ordem não corresponde petrograficamente ao conteúdo em quartzo. Na petrografia o arenito SC-4 é o que tem menos quartzo, depois ST-3, TH-4 e por último AM-1 com perto de 90% de quartzo. O que daqui se depreende é que a sílica não reflecte apenas o quartzo presente nas rochas, mas poderá reflectir a importância que outros componentes ocupam da composição das rochas, como por exemplo os fragmentos líticos (maioritariamente litoclastos quartzíticos e litoclastos areníticos ou de cherte) com muita representação nestas rochas triásicas, mas com menos expressão nas rochas das formações carbónicas. Esta envolvência poderá comprometer a comparação directa entre o SiO_2 e os outros elementos maiores. Ainda pela observação da Tabela-Anexo 1.4, outro ponto que ressalta à vista é um dos arenitos (amostra ST-3) com concentração de SiO_2 inferior e comparável à dos argilitos. Esse arenito é o mesmo que ao longo deste estudo vai mostrando comportamento ligeiramente desviante face aos outros arenitos. Se continuarmos a seguir na tabela as suas concentrações dos elementos maiores, deparamos com uma elevada concentração de CaO , mais elevada do que qualquer amostra em estudo neste trabalho, chegando a atingir os 12%. Visto que as análises geoquímicas são realizadas para 100%, o CaO vai competir com as concentrações dos outros elementos analisados, induzindo-os a terem menor concentração.

Voltando à figura 4.7A, que relaciona o SiO_2 e o Al_2O_3 das amostras triásicas, constata-se que o mesmo arenito de Santa Cruz (amostra ST-3), para além de ter a menor concentração de SiO_2 , também é o que tem menor concentração de Al_2O_3 . Evocando novamente a petrografia, este arenito é o que é representado pelo menor número de micas, não apresentando feldspato e exibindo uma grande diversidade de fragmentos líticos. Estas particularidades que o demarcam, poderão contribuir com diferentes proporções dos vários elementos químicos, provocando uma alteração no padrão dos diagramas que nos fomos habituando das formações carbónicas. No diagrama do TiO_2 (Fig.4.7B), o aumento do conteúdo em SiO_2 nos arenitos, é acompanhado por um incremento na concentração de TiO_2 . Isto aparentemente vai de encontro ao conceito de maior maturidade acompanhada por aumento da concentração de SiO_2 e diminuição da concentração dos outros elementos maiores, por decomposição dos elementos menos resistentes que o quartzo. Mas para este caso, dado que o TiO_2 faz parte da composição da ilmenite e do rútilo, dois minerais pesados e ambos muito resistentes, o aumento da maturidade das rochas poderá ser acompanhado pelo aumento destes minerais e consequentemente da percentagem de TiO_2 . No diagrama do $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ (Fig.4.7C) a concentração deste elemento diminui, nos arenitos, com o aumento da concentração do SiO_2 . O arenito de Santa Cruz (amostra ST-3) contém a maior percentagem de Fe_2O_3 muito provavelmente devido

ao cimento ferruginoso que é visível na análise petrográfica, principalmente a envolver os grãos de quartzo e os litoclastos. Nesta formação os arenitos têm abundância de CaO (Fig.4.7C), provavelmente relacionado com cimento carbonatado que é dominante. Apenas a amostra TH-4, embora o seu cimento seja carbonatado, possui uma pequena concentração de CaO, que poderá estar relacionada com a sua grande percentagem de micas, com incremento para a concentração de SiO₂, Al₂O₃ e K₂O, como se pode constatar pela Tabela-Anexo 1.4. O MgO (Fig.4.7E) tem uma tendência negativa nos arenitos, com as amostras TH-4 e ST-3 a ocuparem cada um dos extremos, a primeira com menos MgO e a segunda com mais. No diagrama do Na₂O (Fig.4.7F), observa-se uma tendência positiva nos arenitos, mas como este elemento é demasiado móvel em ambiente superficial, não se pode raciocinar com segurança em termos de maior ou menor maturidade.

As amostras mais argilosas (os argilitos) têm um comportamento muito diferente das rochas mais grosseiras (os arenitos), apresentando variação dos elementos maiores independente da quantidade de SiO₂ que se mantém mais ou menos constante em torno de 50% (Tabela-Anexo 1.4). Uma vez que a concentração de SiO₂ nos argilitos varia muito pouco, esse elemento não pode ser relacionado com a maturidade numa perspectiva de aumento da concentração de SiO₂ com a maturidade. O que provavelmente acontece com estes dois grupos litológicos, é que existe uma fase mineralógica (não identificada) que acompanha o desenvolvimento do quartzo nos arenitos e que está ausente nos argilitos. Daí haver uma relação linear nos arenitos, que não se encontra nos argilitos. Os argilitos, ainda com a agravante de não terem sido analisados petrograficamente por possuírem grão mais fino do que a resolução do microscópio petrográfico, tornam-se por todos estes factores um bocado marginais a este estudo que se baseia muito na avaliação da maturidade e da meteorização a partir da variação de concentração de certos elementos, que realmente não são possíveis de avaliar.

Quanto à razão Al₂O₃/SiO₂ (Fig.4.3B), os arenitos têm valores mais baixos que os argilitos, apontando para uma maior maturidade dos primeiros. O arenito da Praia do Amado (amostra AM-1) é quase exclusivamente constituído por quartzo, o que pode explicar o baixo valor da razão Al₂O₃/SiO₂. O argilito também da Praia do Amado (amostra AM-2) detém o valor da razão mais alto, pelo que o conhecimento da geoquímica permite verificar que é o argilito com maior concentração de Al₂O₃ (Tabela-Anexo 1.4).

A tendência para os arenitos terem valores da razão K₂O/Na₂O inferiores (Fig.4.3D), indica por sua vez que os argilitos sofreram maior meteorização do que os arenitos. Mais uma vez o arenito AM-1 evidencia-se por ter o valor mais baixo, o que é perceptível pela sua baixa

concentração dos elementos K_2O e Na_2O (Tabela-Anexo 1.4), muito provavelmente resultado da escassa variedade de componentes detriticos para além do quartzo.

Do diagrama da razão $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$, o que destaca são os valores muito elevados do arenito TH-4 e argilito AM-2 isolados acima do valor de referência da CCS, quando todos os outros se encontram abaixo desse valor (Fig.4.3F). Ambas as amostras são as que possuem mais Al_2O_3 e menos CaO , dentro do seu grupo litológico, o que facilmente justifica os valores elevados da razão. Petrograficamente esse arenito é a amostra com mais micas, o que poderá ser responsável pelos valores muito elevados da concentração SiO_2 e Al_2O_3 presentes nas análises geoquímicas, como é observável na Tabela-Anexo 1.4.

O valor do índice CIA não permite fazer inferências quanto à meteorização sofrida pelas rochas constituinte desta Formação (Fig.4.4B), muito provavelmente pelas elevadas concentrações de CaO presentes em geral em todas elas. Recorrendo à aproximação de contabilizar apenas a fracção de CaO^* referente aos minerais silicatados, obtém-se um padrão completamente diferente para as rochas da Formação dos Arenitos de Silves (Fig.4.4H), e que permite dizer que ambas as litologias sofreram grande meteorização, embora o grau de meteorização não se distinga entre elas.

De todas estas observações, talvez se possa chegar à conclusão que a metodologia utilizada nas formações carbónicas e adoptada em muito estudos de proveniência não seja a mais adequada para perceber todos os fenómenos referentes aos arenitos da Formação dos Arenitos de Silves. Estes arenitos e argilitos têm um comportamento muito próprio e longe da linearidade encontrada nos grauvaques e pelitos carbónicos. Futuramente poderia ser interessante realizar um estudo mais focado no detalhe destas amostras, mais centrado na sua verdadeira natureza, desenvolvendo uma abordagem no sentido de aumentar o número de amostras analisadas geoquimicamente, que possibilitem perceber as suas verdadeiras tendências. Este ponto de partida poderia ser um começo interessante para futuros trabalhos focados no Triásico e na discordância angular da base do Triásico superior.

4.1.5 Classificação geoquímica das rochas detriticas grosseiras (grauvaques e arenitos)

O diagrama de classificação das rochas detriticas grosseiras (grauvaques e arenitos) utilizado neste trabalho foi proposto por *Pettijohn et al. (1972)* e adaptado por *Herron (1988)*. É um diagrama sem pretensão de classificações efectivas ou discriminação rigorosa do tipo de rocha, que pretende simplesmente evidenciar relações entre a composição química, a composição mineralógica e o tipo de rocha.

No caso dos grauvaques das formações carbónicas, as amostras não se agrupam especificamente em nenhum dos campos representados (Fig.4.8A). Os grauvaques da Formação de Mértola dividem-se pelos campos “Argilito-ferruginoso” e “Argilito”; os da Formação de Mira, espalham-se pelo campo “Arenito-ferruginoso”, passando também para o “Argilito-ferruginoso”; e os da Formação de Brejeira, concentram-se no campo do “Litarenito”, do “Grauvaque” e situando-se ainda na fronteira entre o “Litarenito” e o “Arenito-ferruginoso”. Com os arenitos da Formação dos Arenitos de Silves não há homogeneidade (Fig.54B), ocupando os campos “Arenito-ferruginoso”, “Litarenito”, “Sub-litarenito” e “Sub-arcose”.

No contexto da classificação atribuída na coluna estratigráfica às amostras, era esperado que as amostras classificadas petrograficamente como grauvaques, recaíssem precisamente no campo “grauvaque” e as classificadas petrograficamente como arenitos se distribuíssem entre os campos “Arenito-ferruginoso” e “Arenito-quártzico”. Efectivamente isso não se verifica, e existe inclusivamente uma inclinação para as amostras se disporem na zona dos argilitos. Esta tendência para as amostras se situarem à esquerda do diagrama, explica-se naturalmente pelo conceito de maturidade utilizada neste trabalho. Visto que o aumento da maturidade nas rochas detriticas grosseiras é representado por um aumento na concentração de SiO_2 e diminuição da concentração de Al_2O_3 , recuando então à figura 4.3A, observa-se que os grauvaques da Formação de Mértola são mais imaturos do que os grauvaques das Formações de Mira e Brejeira, estes últimos muito semelhantes; por sua vez os arenitos da Formação dos Arenitos de Silves são ainda mais maduros que as amostras carbónicas, como se pode observar pela figura 4.3B. Se a maturidade se relaciona assim com o aumento da razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, e uma vez que os grauvaques da Formação de Mértola são os mais imaturos, é natural que estejam representados do lado esquerdo do diagrama (Fig.4.8A), onde a razão é $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ é menor. Este raciocínio também se pode aplicar aos arenitos (Fig.4.8B), justificando a sua localização mais para a direita no diagrama, uma vez que ao serem as rochas mais maduras, são as que apresentam maior razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. A diferença entre as amostra GS-1 e ST-1 situadas no campo “Argilito-ferruginoso” e as amostras GS-5 e GS-3 situadas no campo “Argilito” é explicada pela maior concentração de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ das primeiras, como se constata pela Tabela-Anexo 1.1: ST-1 - 8,7%; GS-1 - 7,9%; GS-5 - 7,4%; GS-3 - 5,8%.

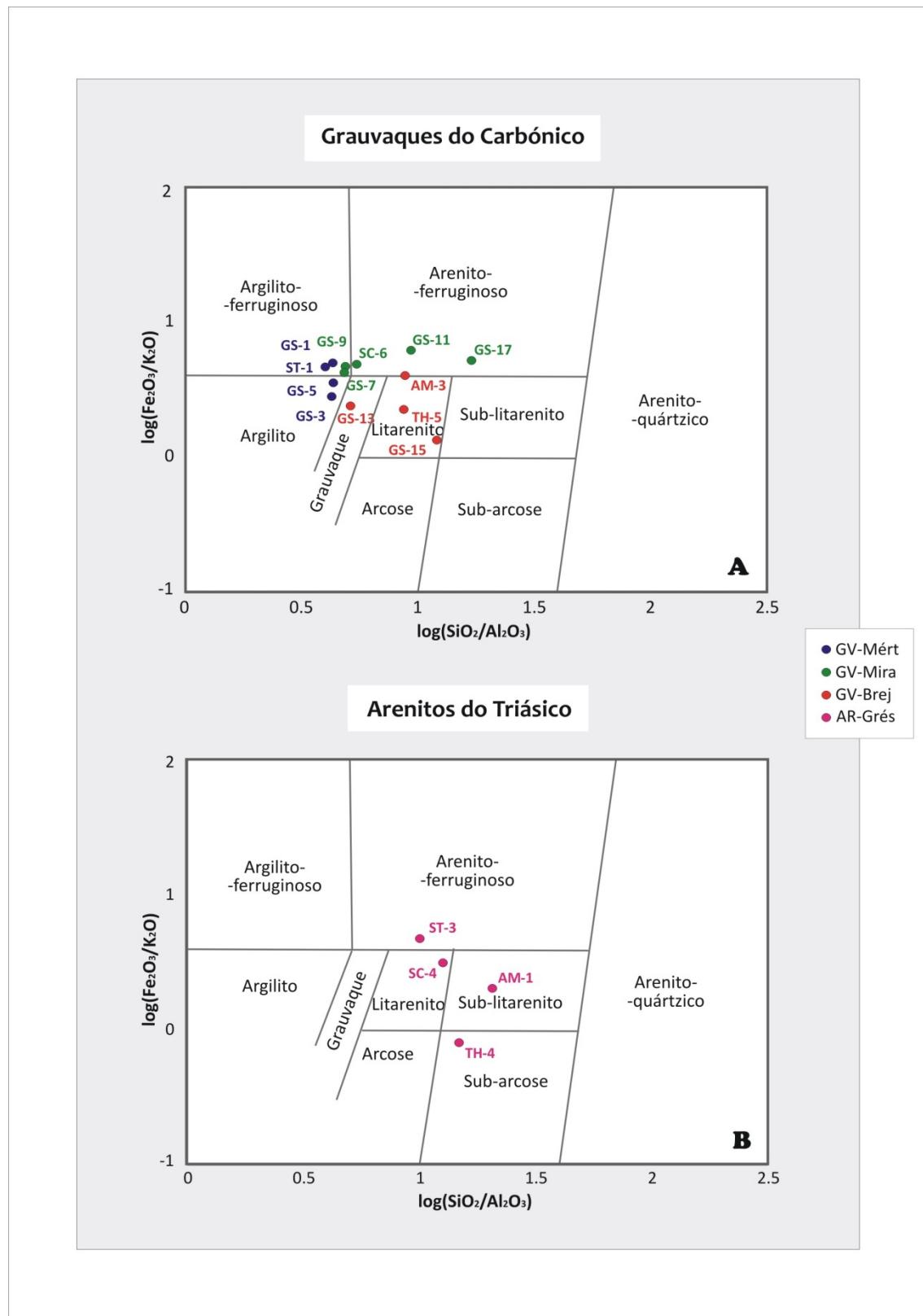


Figura 4.8- Diagramas de classificação de rochas detriticas grosseiras adaptado por Herron, 1988 a partir de Pettijohn *et al.*, 1972. A- Diagrama de classificação dos grauvaques das Formação de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico; B- Diagrama de classificação dos arenitos da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico.

Os grauvaques da Formação de Mira são representados pelo campo “ferruginoso”, mas a sua concentração de $Fe_2O_3(T)$, embora alta (entre 6,51 e 7,63%)⁴, não justifica a diferença para as outras formações. Esse facto, por outro lado, poderia estar relacionado com a presença de minerais de óxidos-hidróxidos de ferro e minerais opacos de natureza indeterminada, mais abundantes nesta formação, mas pela observação petrográfica não marcam maior presença do que nas outras formações. Os litoclastos de rochas ígneas (vulcânicas) são uma característica que os distinguem e possivelmente poderão ser a causa da elevada razão $Fe_2O_3(T)/K_2O$. A distribuição das amostras entre os campos “Argilito-ferruginoso” e “Arenito-ferruginoso” está relacionado com a sua maior ou menor maturidade dada pela razão SiO_2/Al_2O_3 . Nos grauvaques da Formação de Brejeira, considerando a análise petrográfica, não se encontra nenhuma semelhança entre as amostras AM-3, TH-5 e GS-15 que justifique o seu agrupamento no campo “Litarenito”. Poder-se-ia associar à maior percentagem de fragmentos líticos, o que efectivamente acontece, mas incluindo a amostra GS-13 e excluindo a amostra GS-15. A amostra GS-13 cai no campo do “Grauvaque”. Um facto é que estes grauvaques apresentam menos concentração de $Fe_2O_3(T)$ (2,0 - 5,6%) (Tabela 4.1) do que os das outras formações carbónicas, o que justifica a sua posição mais central e a separação entre o campo “Grauvaque” e “Litarenito”, deve-se muito provavelmente apenas a uma questão de maturidade das rochas. Na Formação dos Arenitos de Silves (Fig.4.8B), verifica-se pela análise petrográfica que as amostras ST-3 e SC-4 da Bacia do Alentejo têm cimento ferruginoso e a sua concentração de $Fe_2O_3(T)$ (5,53% e 3,95%, respectivamente) (Tabela-Anexo 1.4), é nitidamente superior ao das outras, o que justifica a sua posição mais subida no eixo vertical do diagrama. A amostra AM-1 possivelmente por ser constituída quase exclusivamente por quartzo e por não ter fragmentos líticos na sua composição, é de todas as amostras analisadas (incluindo as carbónicas), a mais encostada à direita, remetendo-a para a amostra considerada mais matura e logo com razão SiO_2/Al_2O_3 mais elevada. Por fim a amostra TH-4 é das amostras triásicas a que apresenta menor concentração de $Fe_2O_3(T)$ e maior concentração de K_2O (Tabela-Anexo 1.4). Petrograficamente apresenta grande percentagem de micas, o que pode justificar a concentração de K_2O .

⁴ Esta concentração corresponde ao intervalo da concentração de todas as amostras, à excepção de uma, a GS-17 com concentração de $Fe_2O_3(T)$ igual a 3,59%. Embora este valor aparentemente seja muito inferior, é compensado pela também concentração inferior de K_2O , dando uma razão entre estes dois elementos semelhantes aos restantes grauvaques desta formação. As concentrações baixas destes dois elementos na amostra GS-17 devem-se possivelmente à elevada concentração de SiO_2 (86,59%) que exercerá um efeito diluidor na concentração dos outros elementos maiores analisados.

4.2. ELEMENTOS TRAÇO

Os elementos traço dividem-se em 4 grupos⁵: 1) os elementos das *Terras Raras (ETR)* que compreendem os elementos de número atómico entre 57 e 71 (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu); 2) os elementos do *grupo da platina (EPG)* com número atómico entre 44 a 46 e 76 a 79 (Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, Au, também conhecidos por Metais Nobres se for incluído o Au); 3) os *metais de transição* com número atómico entre 21 e 30 (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu e Zn); 4) e outros elementos traço (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Ta, Pb, Th e U). Considerando cada grupo, os elementos traço que os constituem têm propriedades químicas idênticas e por este motivo é esperado que se comportem geoquimicamente de um modo similar (Rollinson, 1993). Assim, o enriquecimento ou empobrecimento de determinados elementos traço, podem estar relacionados com a presença de alguns componentes mineralógicos identificáveis ou não, petrograficamente (Hiscott, 1984; Nelson e DePaolo, 1988). Estes elementos e especialmente os que se caracterizam por serem imóveis e incompatíveis, são considerados os melhores indicadores para especificar as áreas fontes e os ambientes tectónicos (McLennan et al., 2003). O trabalho pioneiro de relacionar elementos traço com ambientes tectónicos foi realizado por Bhatia e co-autores, que avaliaram a relação entre a composição sedimentar e o ambiente tectónico de sedimentos do Fanerozóico no Este da Austrália (Bhatia e Taylor, 1981; Bhatia, 1983; 1985a, b; Bhatia e Crook, 1986). A este, seguiram-se outros estudos detalhados (Floyd e Leveridge, 1987; McLennan et al., 1990; Eriksson et al., 1992; Gu, 1994; Roser e Korsch, 1999; Totten et al., 2000). Os elementos incompatíveis caracterizam-se pelo seu *potencial iónico* que se define pela carga electrostática desse elemento (catião) por unidade de superfície. Os catiões de pequenas dimensões e carga elevada, têm potencial iónico superior a 2 e designam-se por HFSE (“High Field Strength Cation Elements”); os grandes catiões de pequena carga, têm potencial iónico inferior a 2 e designam-se por LILE (“Large Ion Lithophile Elements”). A abundância dos elementos LILE nos sedimentos detriticos é influenciada pelos processos de meteorização e fluídos aquosos (Mittlefehldt, 1999), o que pressupõe que respostas diferentes desses elementos possam exprimir a maior ou menor intensidade da meteorização que sofreram. Ilações tais como: o Sr é mais rapidamente removido, enquanto o Rb, o Cs e o Ba são fixados em minerais de argila (Nesbitt et al., 1980), podem ser retiradas desse tipo de raciocínio. Em contraste com os HFSE e as ETR, quantidades significativas de elementos LILE podem ser incorporados em minerais como a plagioclase, o feldspato alcalino, a biotite ou a moscovite, aquando da sua formação. Consequentemente, se os arenitos e conglomerados contêm grãos sem importante alteração, estes grãos podem reflectir a composição em elementos LILE das

⁵ Classificação de elementos traço apresentada por Rollinson, 2003.

rochas fonte. Por outro lado, os elementos LILE comportam-se como incompatíveis durante a fusão do manto e por isso são abundantes na Crusta Continental Superior (Rudnick, 1999). A meteorização típica da Crusta Continental Superior (CCS) é dominada pela alteração do grupo dos feldspatos que em média compõem aproximadamente 70% da Crusta Superior se o relativamente resistente mineral quartzo for negligenciado (Nesbitt e Young, 1984; Taylor e McLennan, 1985). Estudos de detalhe, de elementos traço em processos de meteorização são relativamente escassos e estudos documentando a influência da meteorização na distribuição de elementos traço nas rochas sedimentares são ainda mais raros (ex.: Nesbitt, 1979; Banfield e Eggleton, 1989; Price et al., 1991; Maynard, 1992 (e referências mencionadas); McLennan, 1995; Gaillardet et al., 1995, 1997, 1999; Dupré et al., 1996; Morey e Setterholm, 1997; Nesbitt e Markovics, 1997; Aubert et al., 2001).

Por sua vez, os elementos incompatíveis do grupo HFSE, ou seja as ETR mais os elementos Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Ni, Ta e P, também são imóveis. As ETR e os elementos HFSE são desta forma, considerados imóveis durante processos de transporte e meteorização e têm curtos períodos de residência na água do mar (Culler et al., 1974; Bhatia, 1985; Bhatia e Crook, 1986; Elderfield et al., 1990), podendo ser utilizados na identificação de processos geológicos e em estudos de proveniência sedimentar (Taylor e McLennan, 1985; McLennan, 1989a; McLennan et al., 1990).

Os elementos das Terras Raras (ETR) dividem-se em três grupos⁶: 1) os *elementos leves*, com baixo número atómico (LETR – La, Ce, Pr, Nd); 2) os *elementos pesados*, com número atómico elevado (HETR – Er, Tm, Yb, Lu); 3) os *elementos intermédios*, os membros médios da série (METR – Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho). Todos os elementos das Terras Raras têm propriedades físicas muito semelhantes, o que deriva do facto de formarem iões estáveis de tamanho idêntico (Rollinson, 1993).

Estes elementos para além das concentrações muito baixas nas águas do mar e dos rios e de terem intervalos de residência reduzidos nos oceanos como já foi referido, ainda mantêm razões constantes entre si, independentes da diagénese ou metamorfismo de baixo grau. Estes elementos são transportados quase que exclusivamente pelos componentes terrígenos dos sedimentos (são imóveis) e por todas estas razões reflectem as características químicas da fonte (Fleet, 1984), tendo sido amplamente usados com indicadores de proveniência (revisão em McLennan, 1989a). Em estudos como os de Taylor e McLennan (1985) as ETR e o Th são considerados os elementos menos móveis em sistemas sedimentares e por consequência as suas distribuições nos sedimentos são tidas como as que melhor correspondem à média da

⁶ Classificação por grupos dos elementos Terras Raras (ETR), dada por Rollinson (1993).

proveniência. A concentração das ETR nos sedimentos resulta de um conjunto de influências de proveniência, meteorização, diagénese, calibração sedimentar e do fluido de transporte (Rollinson, 1993). Durante a diagénese, contudo, as ETR podem ser libertadas das fases detriticas para a solução e redistribuírem-se no sedimento (Elderfield *et al.*, 1985; Elderfield e Sholkovitz, 1987; German e Elderfield, 1990; Ohr *et al.*, 1991, 1994; Milodowski e Zalasiewicz, 1991; Murray *et al.*, 1991; Bock *et al.*, 1994; McLennan *et al.*, 1995; Bouch *et al.*, 1995). As ETR são dadas como estáveis em contacto com um fluido aquoso, o que não acontece caso o fluido seja rico em carbonatos ou halogéneos, ficando sujeitas a mobilização. Também podem ser mobilizadas caso as rochas em estudo tenham sofrido muita alteração (Humphrie, 1984). A presença de quartzo nas amostras poderá ter um efeito diluidor nas concentrações das ETR, assim como a presença de carbonatos (Rollinson, 1993). As rochas com significativo conteúdo em argilas têm geralmente concentração total de ETR superior à dos outros sedimentos mais grosseiros. Um estudo feito por Cullers *et al.* (1987) ao efeito produzido pela diferenciação sedimentar nas concentrações das ETR, revelou que os padrões de ETR que representam mais fidedignamente a fonte são os que utilizam a fracção dos sedimentos com a dimensão das argilas.

O estudo dos elementos das Terras Raras faz-se após a normalização das suas concentrações nos sedimentos a um padrão de referência, que depende do objectivo do estudo. No caso do presente trabalho, para efeitos de comparação com outros trabalhos de proveniência de rochas sedimentares, os valores padrão para a normalização são a concentração dos ETR dos meteoritos condrícticos (de Boynton, 1984). As razões amostra/condrito para os diferentes elementos são apresentadas em diagramas de composição/abundância em elementos ETR. As tendências nesses diagramas são referidas como padrões de Terras Raras.

As características das ETR mais úteis são o grau de enriquecimento/depleção das LETR (ex.: razões La/Sm, Sm/Nd, reflectindo o seu enriquecimento ou empobrecimento na fonte, o grau de empobrecimento das HETR (ex.: razões Gd/Yb, reflectindo por exemplo fontes que tenham sofrido fraccionação de granada em alguma altura da sua história ígnea) e o grau de enriquecimento/empobrecimento de Eu (ex.: *Anomalia de Európio* (Eu/Eu*), reflectindo a fraccionação do feldspato durante a história magmática das fontes (McLennan *et al.*, 2003). A *Anomalia de Európio* (Eu/Eu*) é quantificada comparando a concentração de Európio (Eu) obtida nas análises geoquímicas, com a concentração esperada (Eu*) obtida pela interpolação linear dos valores⁷ de Samário (Sm) e Gadolínio (Gd) - que o antecedem e sucedem, respectivamente - através da média aritmética.

⁷ Os valores das concentrações de Sm, Gd e Eu, são normalizados aos meteoritos condritos com valores dados por Boynton, (1984).

Assim a seguinte razão fornece uma medida da *Anomalia de Európio*:

$$\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu}_N / [0,5 * (\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)]$$

Se o valor da razão é >1 , a anomalia de Európio é positiva, se é <1 a anomalia é negativa. Por sua vez, a *Anomalia de Cério* (Ce/Ce^*), relacionando-se com as condições de oxi-redução do meio sedimentar, é calculada pela média geométrica entre a concentração de Lantânia (La) que o antecede e a concentração de Praseodímio (Pr) que o sucede, pela fórmula⁸:

$$\text{Ce/Ce}^* = \text{Ce}_N / [0,5 * (\text{La}_N + \text{Pr}_N)]$$

Os diagramas multi-elementares normalizados ou diagramas de elementos incompatíveis são mais abrangentes em termos dos elementos traços, evidenciando o contraste entre os elementos menos incompatíveis ou mais móveis, os LILE (ex.: Cs, Rb, Ba) e os mais incompatíveis ou menos móveis, os HFSE (ex.: Zr, Hf, Y). Neste trabalho, os diagramas multi-elementares foram normalizados: 1) ao PAAS (“Post-Archean avarage Australian shale”), para efeitos de comparação com outros trabalhos de proveniência sedimentar e com valores de normalização fornecidos por *Taylor e McLennan (1985)*; 2) à *Crusta Continental Superior (CCS)*, com valores de normalização de *Taylor e McLennan (1981)*, porque a crista superior é a principal fonte de sedimentos; 3) à própria *Formação de Mértola* datada do Viseano (Carbónico inferior) por ser uma possível fonte das formações mais recentes também em estudo neste trabalho.

Exemplos de outras características de elementos traço que tenham sido aplicadas com sucesso aos estudos de proveniência, são a distribuição de elementos traço ferromagnesianos (Cr, V, Ni e Co) para controlar as fontes máficas, o enriquecimento do elemento Cr sobre outros elementos traço ferromagnesianos (ex.: Cr/V) como um indicador da presença de cromite detritica (isto é: fontes ofiolíticas) e a razão Th/Sc (também La/Sc, Th/Cr, etc.) representando a razão de um elemento altamente incompatível com um elemento relativamente compatível (*McLennan et al., 1993*).

Para a realização deste trabalho centrado na proveniência sedimentar, utilizaram-se as seguintes razões: 1) Zr/Hf; 2) Th/U; 3) Th/Sc e 4) $(\text{La/Yb})_N$. Nos diagramas das razões Zr/Hf é importante realçar que o mineral zircão (ZrSiO_4) é responsável pelas concentrações dos elementos zircónio (Zr) e háfnio (Hf), pois constitui o principal reservatório desses dois elementos. Assim as quantidades de Hf incorporadas nos cristais de zircão podem ser características de determinada fonte, o que provoca variações nas razões de Zr/Hf, que

⁸ Os valores das concentrações de La, Pr e Ce, são normalizadas aos meteoritos condritos com valores dados por *Boyton, (1984)*.

reflectem por isso essa fonte (*Hoskin e Schaltegger, 2003; Miller et al., 2005*). Na maioria das situações a meteorização e a reciclagem crustal sob condições oxidantes provocam a oxidação de U^{4+} para U^{6+} , que é mais solúvel, e deste modo a razão Th/U aumenta, especialmente nos argilitos. Para a maioria das rochas da crusta superior a razão Th/U varia entre 3,5 a 4,0 (*McLennan et al., 1993*). Muitos sedimentos de margens continentais activas, que apresentam como principais componentes os que derivam da erosão da crusta recente indiferenciada (YUC), têm razões Th/U bastante abaixo de 3,5 e valores reduzidos de Th e U. Estas situações onde a razão Th/U é reduzida devido a processos sedimentares, é provável que seja o resultado de enriquecimento em U ou que reflecta a natureza empobrecida em Th das rochas magmáticas provenientes do manto. Assim, os diagramas da razão Th/U, em sedimentos detriticos, podem comportar-se como indicadores de reciclagem sedimentar e/ou da natureza ígnea da fonte. Por outro lado, a presença de minerais acessórios como monazite, xenótipo, torite ou alanite pode influenciar o valor dessa razão (*Drost, 2008*). A razão Th/Sc compara um elemento incompatível com um outro relativamente compatível. Com isto se quer dizer que o Tório (Th) é incorporado nas últimas fases de cristalização dos silicatos, tornando-se enriquecido nos granitos e nos minerais acessórios associados. O Escândio (Sc) é incorporado nas fases de cristalização iniciais das piroxenas e das anfíbolas. Ambos os elementos tendem a ser imóveis em ambientes sedimentares e têm curtos tempos de residência na água do mar. Assim, a razão Th/Sc reflecte a assinatura das rochas da fonte e permite distinguir entre fontes essencialmente crustais de natureza félscica e fontes associadas a complexos de natureza básica (*Bhatia e Crook, 1986; McLennan et al., 1993*). A razão $(La/Yb)_N$ compara um elemento leve das Terras Raras (LETR) e relativamente incompatível, o lantâncio, com um elemento pesado (HETR), o itérbio, mais incompatível do que o primeiro. Uma vez que a crusta é enriquecida em elementos LETR, quando comparada com o manto, por sua vez empobrecido nestes elementos, então valores baixos podem sugerir maior concentração de elementos HETR e desta forma uma contribuição mantélica expressa nos sedimentos. Assim diferenças na razão $(La/Yb)_N$ dos sedimentos siliciclásticos, poderão ser indicativas de proveniência de fontes diferentes. Sedimentos siliciclásticos de grão fino, com razões elevadas, podem também ser produto de meteorização química extrema (*Cullers et al., 1975; Nesbitt et al., 1990*).

4.2.1 Formação de Mértola - Viseano (Carbónico inferior)

Existe uma tendência negativa entre o SiO_2 e o somatório das Terras Raras, como é visível na figura 4.9A, com os pelitos apresentando maior conteúdo em ETR e menor concentração de SiO_2 e os grauvaques a conterem mais SiO_2 e menos percentagem de ETR. Uma vez que pelo sub-capítulo dos elementos maiores se chegou à conclusão que os sedimentos detritícios grosseiros (grauvaques) eram mais maduros que os sedimentos detritícios argilosos (pelitos), pela sua maior concentração de SiO_2 e menor concentração de Al_2O_3 , então este diagrama indica uma diminuição do conteúdo em ETR com a maturidade dos sedimentos ou mais possivelmente, um desaparecimento das fases mineralógicas passíveis de incorporar os ETR nos sedimentos mais maduros.

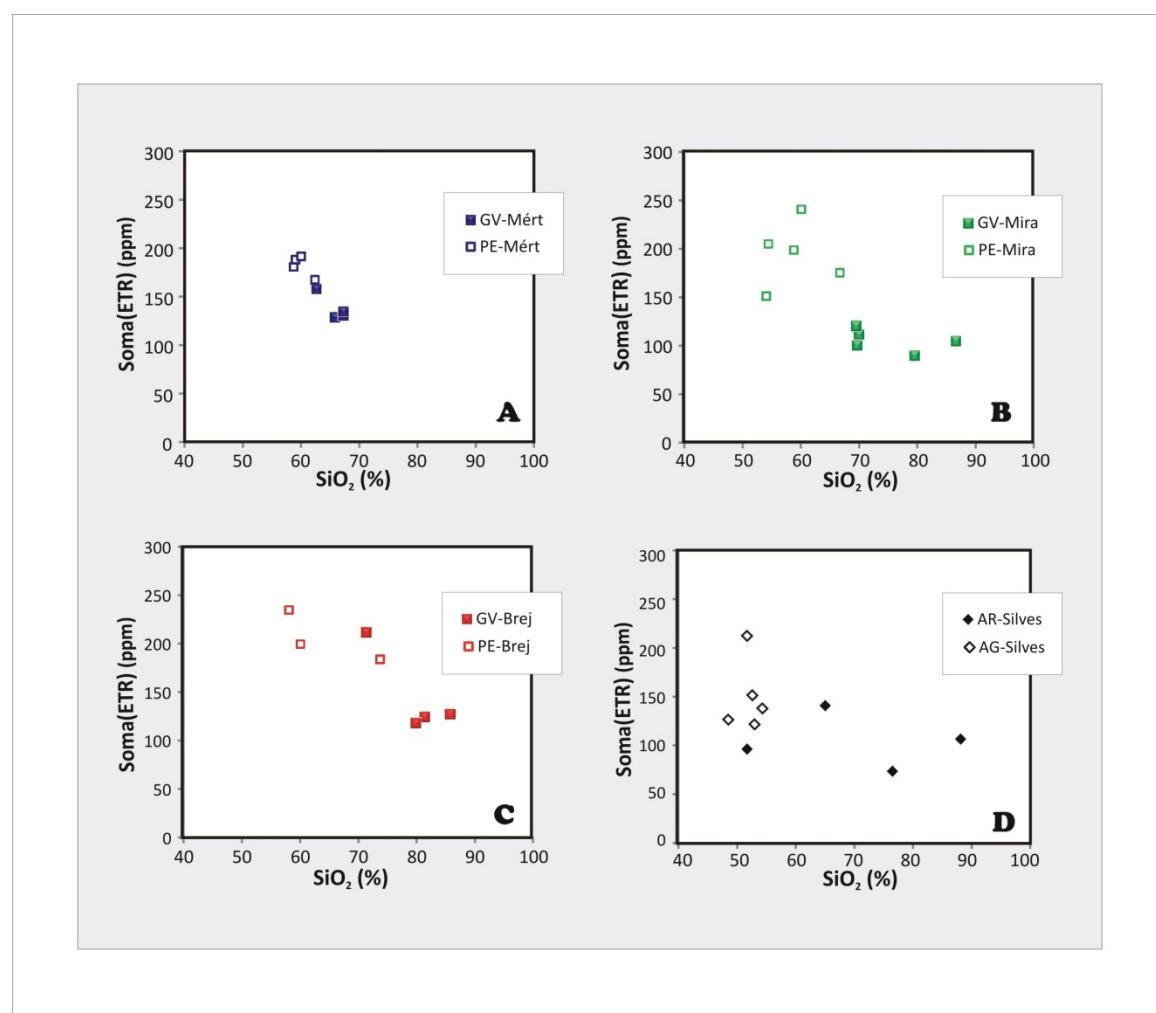


Figura 4.9- Diagrama de SiO_2 vs. Somatório dos elementos Terras Raras: A- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mértola; B- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mira; C- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Brejeira; D- dos arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves.

Considerando agora a figura 4.10A, verifica-se uma tendência positiva entre o Al_2O_3 e o somatório das Terras Raras, com os pelitos a conterem maior concentração de Al_2O_3 e de ETR e os grauvaques concentrações inferiores de ambos, o que provavelmente é um reflexo da maior percentagem de minerais de argila nos pelitos.

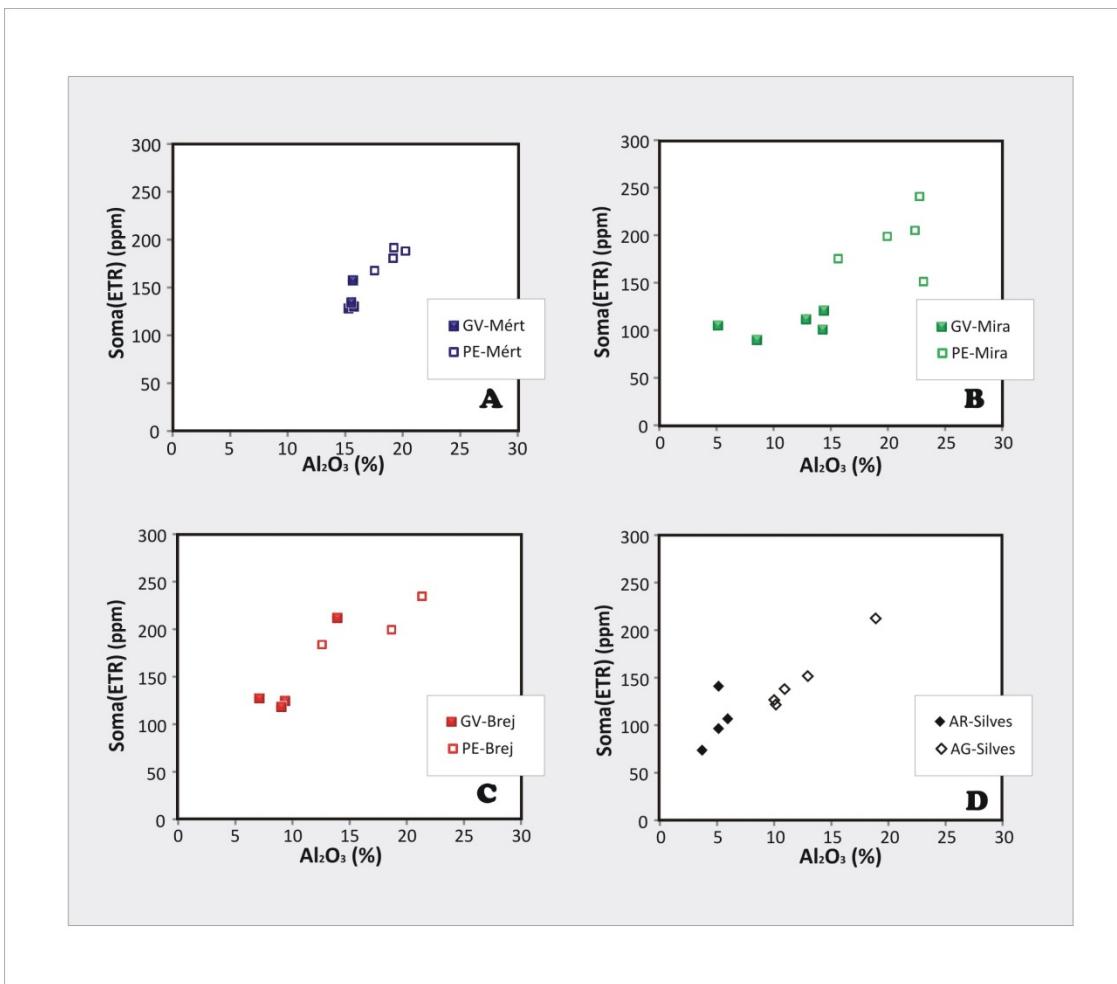


Figura 4.10- Diagrama de Al_2O_3 vs. Somatório dos elementos de Terras Raras: A- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mértola; B- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mira; C- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Brejeira; D- dos arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves.

O somatório das Terras Raras não se relaciona com o CaO (Fig.4.11A), os valores apresentam-se dispersos horizontalmente, tendo os pelitos maior concentração de ETR. No subcapítulo anterior observou-se dispersão dos valores de CaO com a variação do SiO_2 donde se depreende que não existia relação entre a variação da maturidade das rochas e a concentração de CaO. Assim se o somatório dos ETR se relaciona com a maturidade através dos elementos SiO_2 e Al_2O_3 (Fig.4.9A e 4.10A), é esperado que se observe dispersão no diagrama onde estes elementos se relacionam com o CaO (Fig.4.11A).

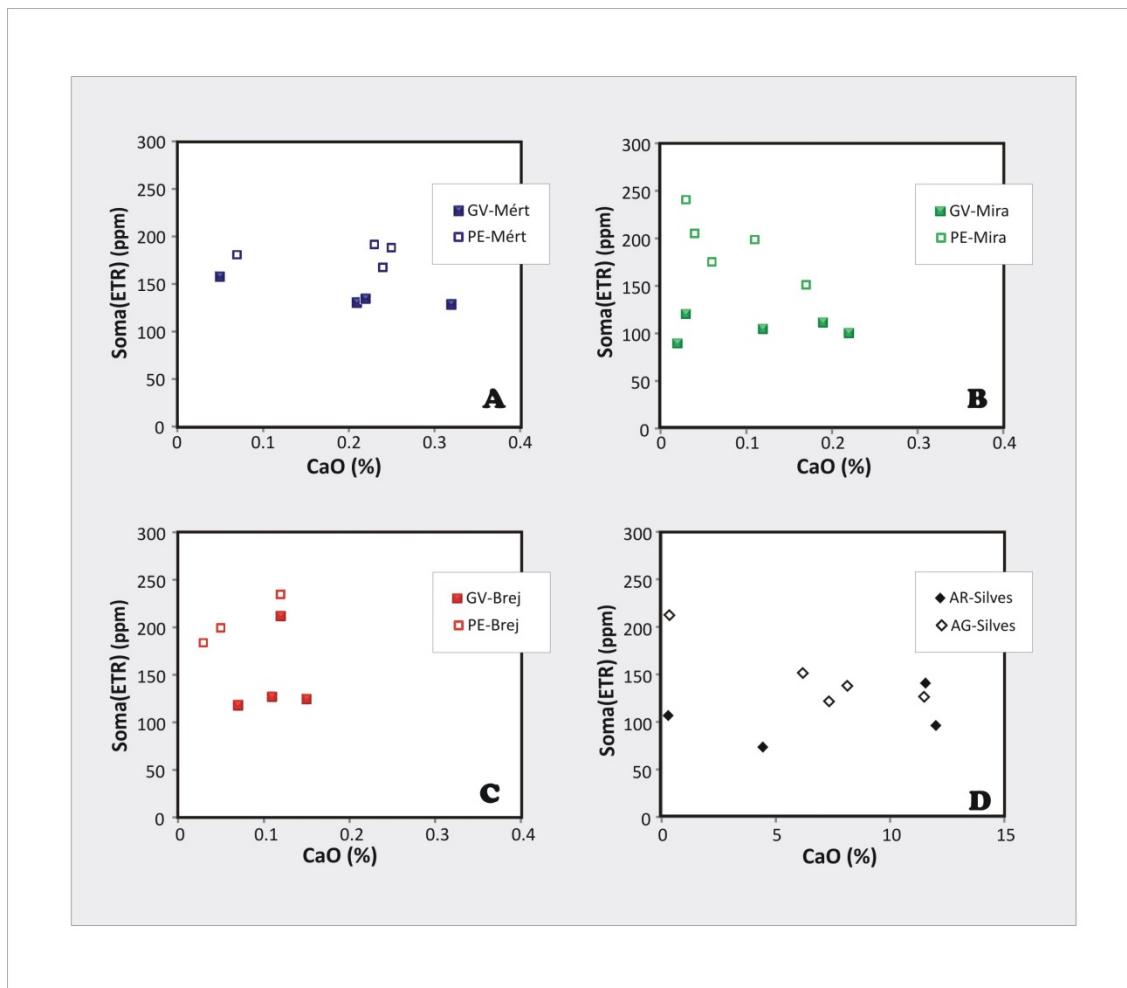


Figura 4.11- Diagrama de CaO vs. Somatório dos elementos de Terras Raras: A- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mértola; B- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mira; C- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Brejeira; D- dos arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves.

Quanto ao SiO_2 vs. Cr (Fig.4.12A) é visível uma tendência negativa, em que os pelitos têm maior concentração de Cr do que os grauvaques. Este diagrama, dadas as semelhanças com o padrão da figura 4.9A, poderá indicar que o Cr é um elemento representativo da fonte, uma vez que a sua concentração diminui com o aumento da concentração de SiO_2 . Ou seja, considerando que maturidade pressupõe um maior afastamento da fonte, os grauvaques mais maduros, contêm menos Cr e os pelitos mais imaturos contém maior concentração de Cr reflectindo a composição da fonte.

À excepção do grauvaque e pelito de Santa Cruz (amostras ST-1 e ST-2, respectivamente), os restantes grauvaques e pelitos da Formação de Mértola, apresentam valores da razão Zr/Hf (Fig.4.13A-B) superiores ao valor de referência da Crusta Continental Superior (CCS) quantificado em 36,4.

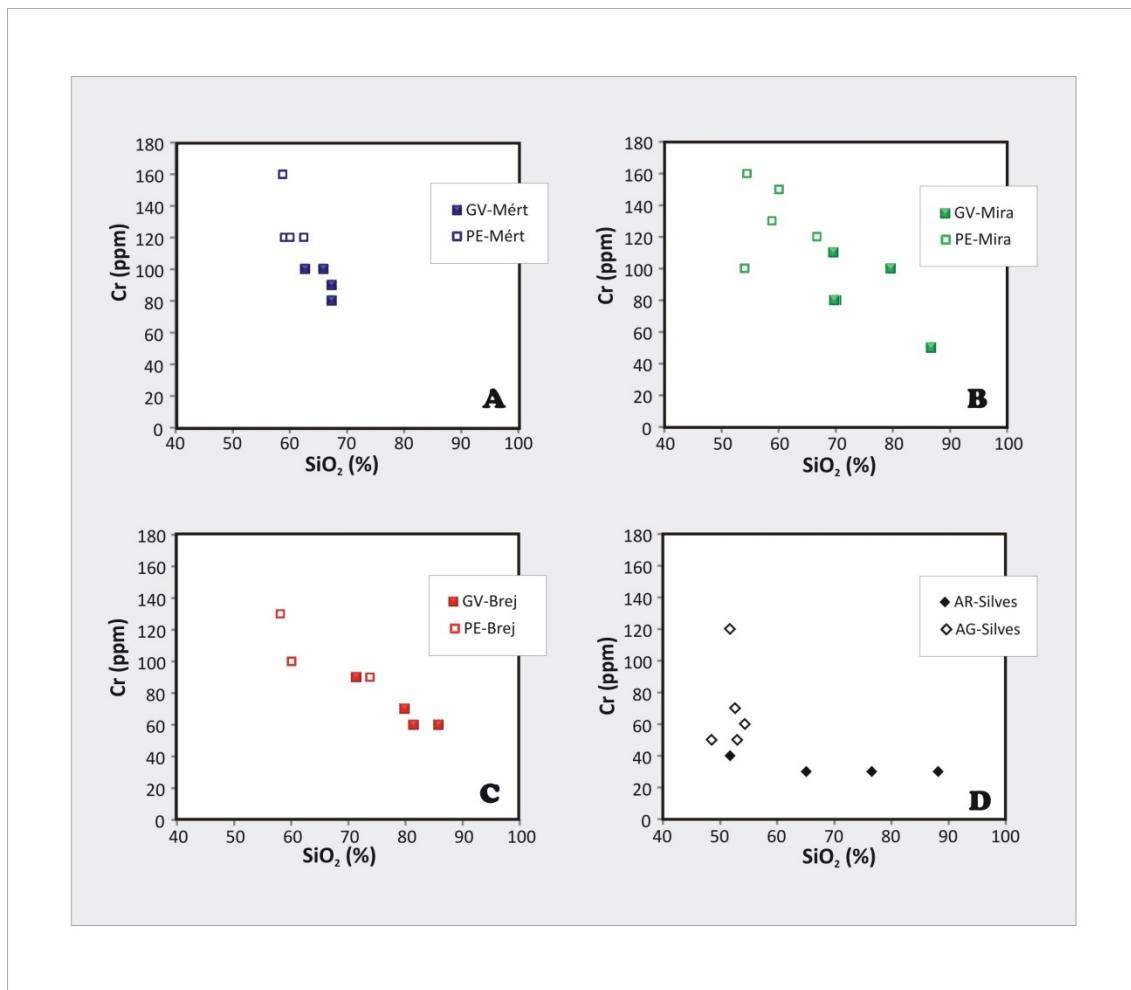
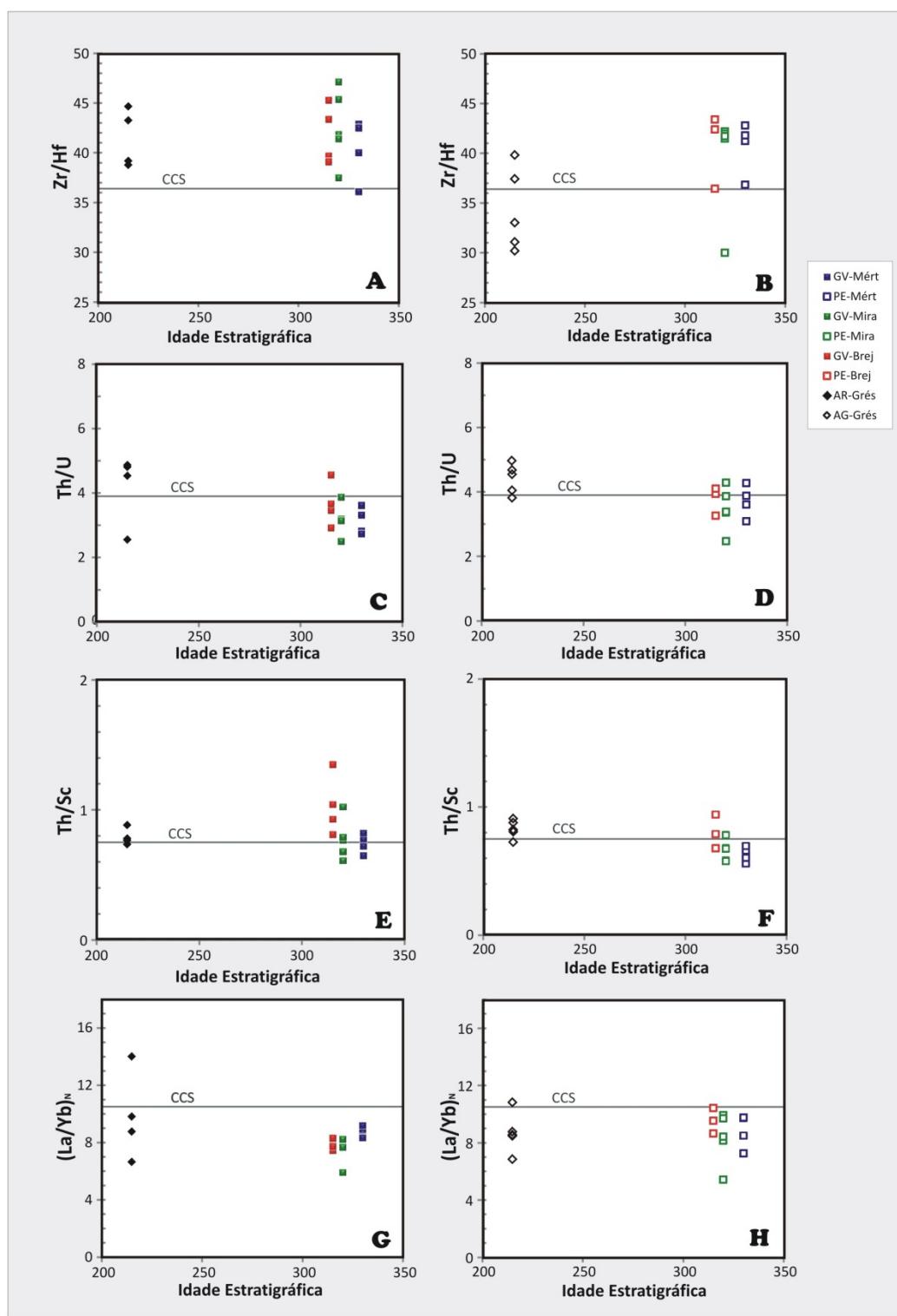


Figura 4.12- Diagrama de SiO_2 vs. Cr: A- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mértola; B- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mira; C- dos grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Brejeira; D- dos arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Silves.

No que diz respeito à razão Th/U (Fig.4.13C), os grauvaques têm valores pouco inferiores ao valor de referência da CCS (3,9) e os pelitos (Fig.4.13D) projectam-se em torno desse valor com tendência para serem inferiores, à excepção da amostra GS-2 (Fig.4.1), um pelito com valor mais alto (4,3). Estes valores não permitem fazer nenhuma discriminação quando ao ambiente sedimentar em que estão envolvidos, pois dispõem-se muito próximo do valor típico para as rochas da crista superior, entre 3,5 e 4,0 (McLennan *et al.*, 1993).

Figura 4.13- Diagramas de razões de elementos traço vs Idade Estratigráfica: A- Razão Zr/Hf das rochas detritícias grosseiras (grauvaques e arenitos) do Carbónico e Triásico; B- Razão Zr/Hf das rochas detritícias argilosas (pelitos e argilitos) do Carbónico e Triásico; C- Razão Th/U das rochas detritícias grosseiras do Carbónico e Triásico; D- Razão Th/U das rochas detritícias argilosas do Carbónico e Triásico; E- Razão Th/Sc das rochas detritícias grosseiras do Carbónico e Triásico; F- Razão Th/Sc das rochas detritícias argilosas do Carbónico e Triásico; G- Razão $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (normalizada ao condrito, com valores de normalização dados por Thompson, 1982) das rochas detritícias grosseiras do Carbónico e Triásico; H- Razão $(\text{La}/\text{Yb})_N$ das rochas detritícias argilosas do Carbónico e Triásico. A,B- adaptado de Weyer *et al.*, 2003; C,D- adaptado de McLennan *et al.*, 1993; E,E,G,H- adaptado de Drost, 2008.



Nos diagramas de Th/Sc (Fig.4.13E-F) os grauvaques e os pelitos têm os valores próximo do valor de referência da CCS (0,75) e ligeiramente abaixo deste, nos pelitos, reflectindo uma assinatura da rocha fonte, semelhante.

Os valores da razão $(La/Yb)_N$ dos grauvaques têm pouca dispersão e situam-se abaixo do valor de referência da CCS (10,5) (Fig.4.13G); os valores dos pelitos também sendo inferiores à CCS, têm maior dispersão (Fig.4.13H). Estes valores ao serem mais baixos que o valor de referência calculada para a crista continental superior, podem sugerir alguma influência mantélica.

Tabela 4.3- Razões de elementos traço das amostras estudadas, divididas por grupos de grauvaques (GV) e pelitos (PE) pertencentes às formações carbónicas (Formações de Mértola, Mira e Brejeira) e em grupos de arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico. A normalização foi feita relativamente aos meteoritos condritos (Boynton, 1984). As razões de elementos traço de referência da Crusta Continental Superior (CCS) são listadas para comparação.

	Zr/Hf	Th/U	Th/Sc	(La/Yb) _N	(La/Sm) _N	Eu/Eu*	Ce/Ce*	$\sum ETR$
Fm. Mértola								
grauvaques (n=4)	36,1 - 42,9	2,7 - 3,6	0,65 - 0,82	8,4 - 9,2	3,4 - 3,6	0,70 - 0,82	0,85 - 1,02	128 - 157
pelitos (n=4)	36,8 - 42,8	3,1 - 4,3	0,56 - 0,70	7,3 - 9,8	3,1 - 4,6	0,55 - 0,68	0,97 - 1,06	167 - 191
Fm. Mira								
grauvaques (n=5)	37,5 - 47,1	3,2 - 3,9	0,61 - 1,02	5,9 - 8,6	3,2 - 4,4	0,60 - 0,70	0,93 - 1,03	90 - 120
pelitos (n=5)	30,0 - 42,2	2,5 - 4,3	0,58 - 0,78	5,4 - 9,9	3,8 - 4,8	0,66 - 0,73	0,98 - 1,06	199 - 241
Fm. Brejeira								
grauvaques (n=4)	39,1 - 47,1	2,5 - 4,6	0,81 - 1,35	7,5 - 8,6	3,7 - 5,4	0,64 - 0,68	0,97 - 1,04	105 - 212
pelitos (n=3)	30,0 - 43,4	2,5 - 4,1	0,58 - 0,94	5,4 - 10,4	3,6 - 5,2	0,63 - 0,77	0,99 - 1,06	184 - 235
Fm. Arenitos Silves								
arenitos (n=4)	38,8 - 44,7	2,6 - 4,9	0,74 - 0,88	6,7 - 14,0	3,4 - 4,0	0,66 - 0,71	0,92 - 1,03	73 - 141
argilitos (n=5)	30,2 - 39,8	3,8 - 5,0	0,73 - 0,91	6,9 - 10,8	3,7 - 4,1	0,65 - 0,74	0,94 - 1,00	122 - 212
CCS	36,4	3,9	0,75	10,5	4,1	0,69	0,99	148

O padrão de elementos de Terras Raras (ETR) normalizadas ao condrito é um padrão com pouca dispersão e com contornos idênticos para os grauvaques e pelitos (Fig.4.14A), sendo que os pelitos têm maior abundância em ETR do que os grauvaques. A fraccionação do padrão geral é pequena, com os pelitos a aparecerem mais fraccionados do que os grauvaques como é sugerido pelas razões de La/Yb normalizados ao condrito (Tabela 4.3) [$(La/Yb)_{N(PE)}=7,3 - 9,8$ e $(La/Yb)_{N(GV)}=8,4 - 9,2$]. O enriquecimento em LETR é geral, como é sugerido pela razão La/Sm em que a concentração do lantânio é 3 a 5 vezes superior à concentração do samário [$(La/Sm)_{N(PE)}=3,1 - 4,6$ e $(La/Sm)_{N(GV)}=3,4 - 3,6$] (Tabela 4.3), e pouco mais acentuado nos pelitos do que nos grauvaques. Por outro lado, as HETR mostram-se empobrecidas relativamente às LETR, com

concentração 10 a 20 vezes superior ao padrão condrito e mais ou menos constante. A anomalia de Európio é negativa e mais acentuada nos pelitos do que nos grauvaques [$(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{(\text{PE})} = 0,55 - 0,68$ e $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{(\text{GV})} = 0,7 - 0,82$] (Tabela 4.3). A concentração total de Terras Raras é superior nos pelitos do que nos grauvaques [$\Sigma \text{ETR}_{(\text{PE})} = 167 - 191$ e $\Sigma \text{ETR}_{(\text{GV})} = 128 - 157$] (Tabela 4.3), como é de esperar visto a maior concentração de argilas nos pelitos. É de notar que o grauvaque de Santa Cruz (amostra ST-1) apresenta valores das METR maiores do que os restantes grauvaques, com destaque ao valor do gadolínio e do érbio, igualando-se este último aos valores dos pelitos.

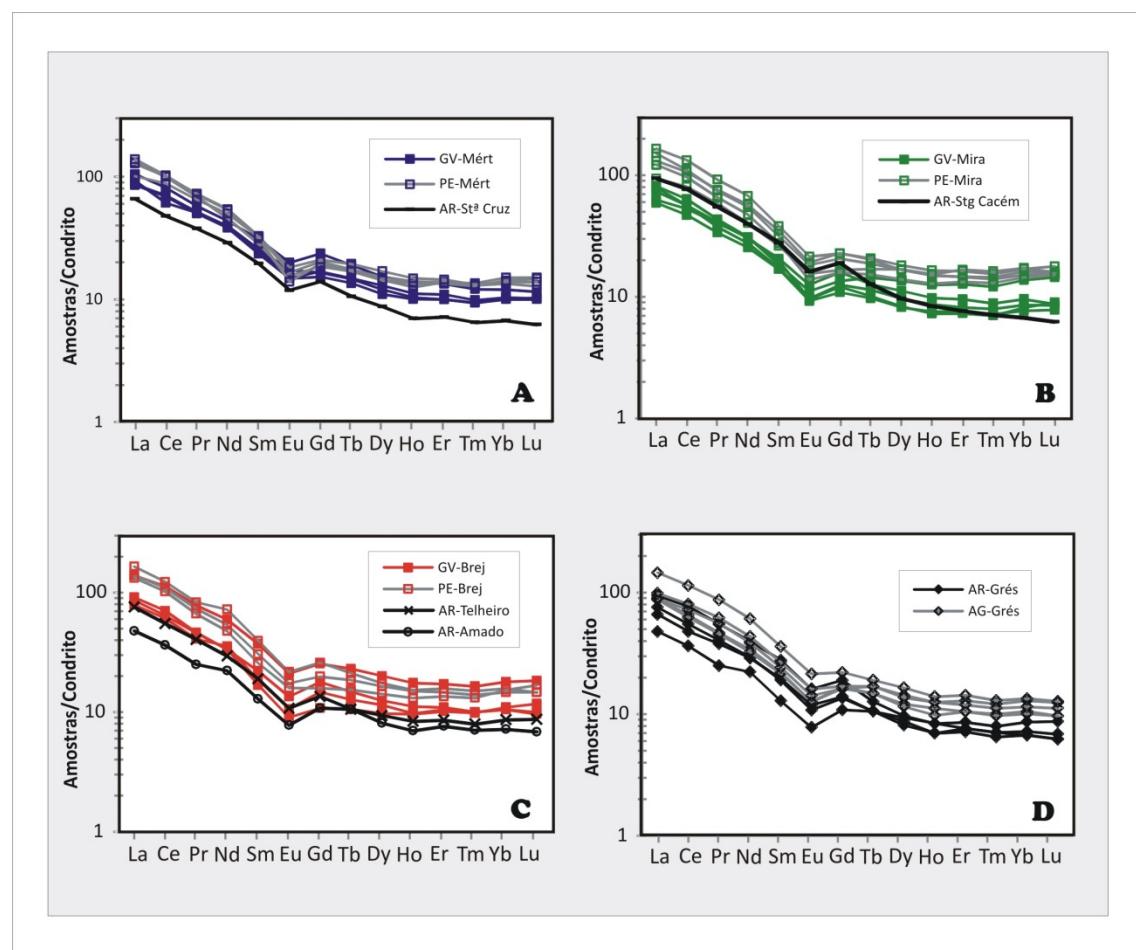


Figura 4.14- Padrão de elementos Terras Raras (ETR): A- Grauvaques e pelitos da Formação de Mértola; B- Grauvaques e pelitos da Formação de Mira; C- Grauvaques e pelitos da Formação de Brejeira; D- Arenitos e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves. Nos diagramas A, B e C, a linha a preto representa o arenito da Formação dos Arenitos de Silves, que assenta em discordância angular sobre a formação carbónica em questão (valores normalizadas ao condrito; Boyton, 1984).

Ao estabelecer-se a comparação entre o padrão de ETR do arenito de Santa Cruz (amostra ST-3) da Formação dos Arenitos de Silves com os grauvaques e pelitos da Formação de Mértola, sobre os quais assenta em discordância angular, observa-se que têm padrões similares com um empobrecimento em ETR por parte do arenito, mais acentuado nas HETR (Fig.4.14A).

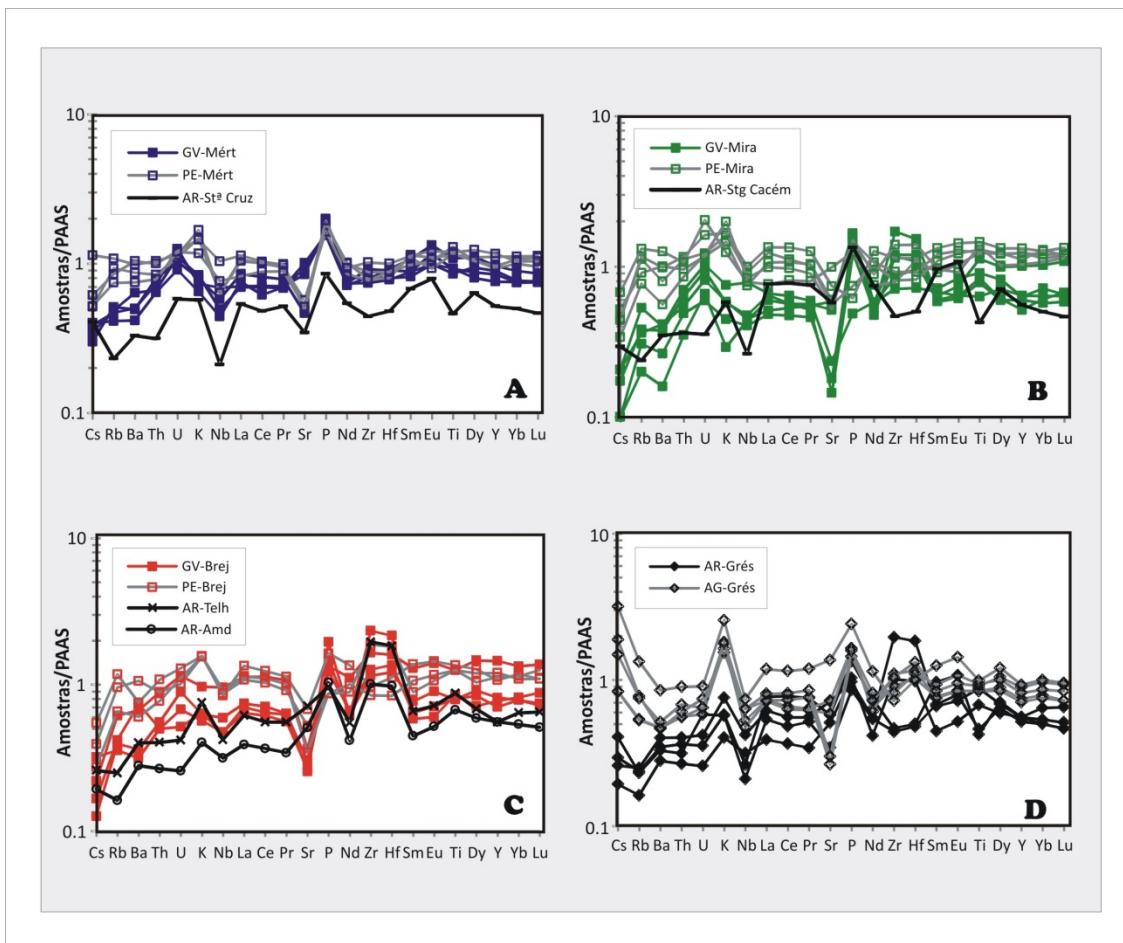


Figura 4.15- Padrão multi-elementar: A- Grauvaques (GV) e pelitos (PE) da Formação de Mértola; B- Grauvaques e pelitos da Formação de Mira; C- Grauvaques e pelitos da Formação de Brejeira; D- Arenitos (AR) e argilitos (AG) da Formação dos Arenitos de Silves. Nos diagramas A, B e C, a linha a preto representa o arenito da Formação dos Arenitos de Silves, que assenta em discordância angular sobre a formação carbónica em questão (valores normalizados ao PAAS; *Taylor e McLennan, 1985*).

O padrão multi-elementar normalizado aos valores de referência do PAAS (Fig.4.15A), revela que os grauvaques e pelitos desta formação têm padrões globalmente semelhantes, com valores mais ou menos constantes dispostos ligeiramente abaixo de 1 e uma maior dispersão nos elementos menos incompatíveis (ex.: Cs, Rb, Ba) relativamente aos elementos mais incompatíveis (ex.: Zr, Hf, Y). Em particular, os grauvaques apresentam um ligeiro empobrecimento em elementos LILE (ex.: Cs, Rb, Ba, Th), com concentrações um pouco inferiores às do PAAS e razões de HFSE (ex.: Zr, Hf, Y) dispondendo-se em torno de 1. Ainda exibem razão de U mais elevada do que os elementos circundantes como o Th e o K, um empobrecimento em Nb, enriquecimento em P mais acentuado e um ligeiro aumento da razão de Eu. O grauvaque de Santa Cruz (amostra ST-1), próximo do limite estratigráfico com a Formação de Mira (Fig.4.1), tem a particularidade de ter o valor de Sr mais baixo do que os elementos circundantes, o que não se observa nos restantes grauvaques desta formação.

O padrão dos pelitos é semelhante ao dos grauvaques, mas com as razões de elementos LILE um pouco superiores e concentrados em torno de 1 (Fig.4.15A). Não se observa enriquecimento do elemento U, mas sim do K, tal como os grauvaques também se destaca um empobrecimento em Nb, enriquecimento em P e observa-se diminuição da razão de Sr nos pelitos, igual ao que se passa no grauvaque ST-1 e ao contrário de todos os outros grauvaques, existindo também um ligeiro défice de Eu e não acréscimo como nos grauvaques. O pelito GS-4 (Fig.4.1) destaca-se porque as suas razões de elementos LILE e em especial a de La são as mais elevadas.

O arenito de Santa Cruz (amostra ST-3) que assenta em discordância angular sobre os grauvaques e pelitos desta formação (Fig.4.15A) tem um padrão de elementos incompatíveis com algumas semelhanças no que toca ao empobrecimento em elementos LILE, assim como empobrecimento dos elementos Nb, Sr e enriquecimento dos elementos Cs e P. Pela observação global, pode-se dizer que a concentração em elementos incompatíveis deste arenito acompanha o padrão geral das litologias constituintes desta formação, mas com concentrações inferiores a estas, relativamente ao PAAS.

Remetendo agora para o padrão de elementos normalizados à Crusta Continental Superior (Fig.4.16A), facilita recorrer à simplificação da linguagem, referindo-se que quando existe abundância de um determinado elemento, corresponde a um pico positivo e quando se constata empobrecimento de um dado elemento, isso tem o mesmo significado do que um pico negativo no diagrama. Um pico negativo, significa assim razões abaixo da linha amarela de referência da unidade, ou com mais precisão de linguagem, significa que esses elementos possuem razões abaixo da linha que define concentrações de elementos iguais à Crusta Continental Superior. Permanecendo nesta linha de raciocínio, na figura 4.16A observam-se grauvaques e pelitos com razões de elementos coincidentes, variando em torno de 1 e com pouco afastamento das concentrações médias da Crusta Continental Superior. Mais em pormenor, observam-se picos positivos dos elementos Al, Cr, Ni e Cs, picos negativos dos elementos Sr, Nb, Ba e um pico negativo muito pronunciado do elemento Ca. Os restantes elementos dispõem-se próximo da linha amarela de referência da unidade, o que significa que as suas concentrações se aproximam das concentrações médias da Crusta Superior.

No padrão de elementos normalizados à mediana das concentrações dos elementos constituintes da própria Formação de Mértola, de forma a acentuar as diferenças das outras formações em estudo relativamente à Formação de Mértola, mais antiga, verifica-se que as razões de elementos da Formação de Mértola normalizados à própria Formação de Mértola tanto para as rochas grosseiras (grauvaques) (Fig.4.17A) como para as rochas argilosas (pelitos) (Fig.4.17B), concentram-se sobre o valor unitário, como seria esperado.

As amostras de Santa Cruz, tanto o grauvaque (ST-1) como o pelito (ST-2) são as responsáveis pelos pequenos picos que se afastam ligeiramente da unidade, um comportamento anómalo que já se fez notar ao longo deste estudo por estas duas amostras de Santa Cruz.

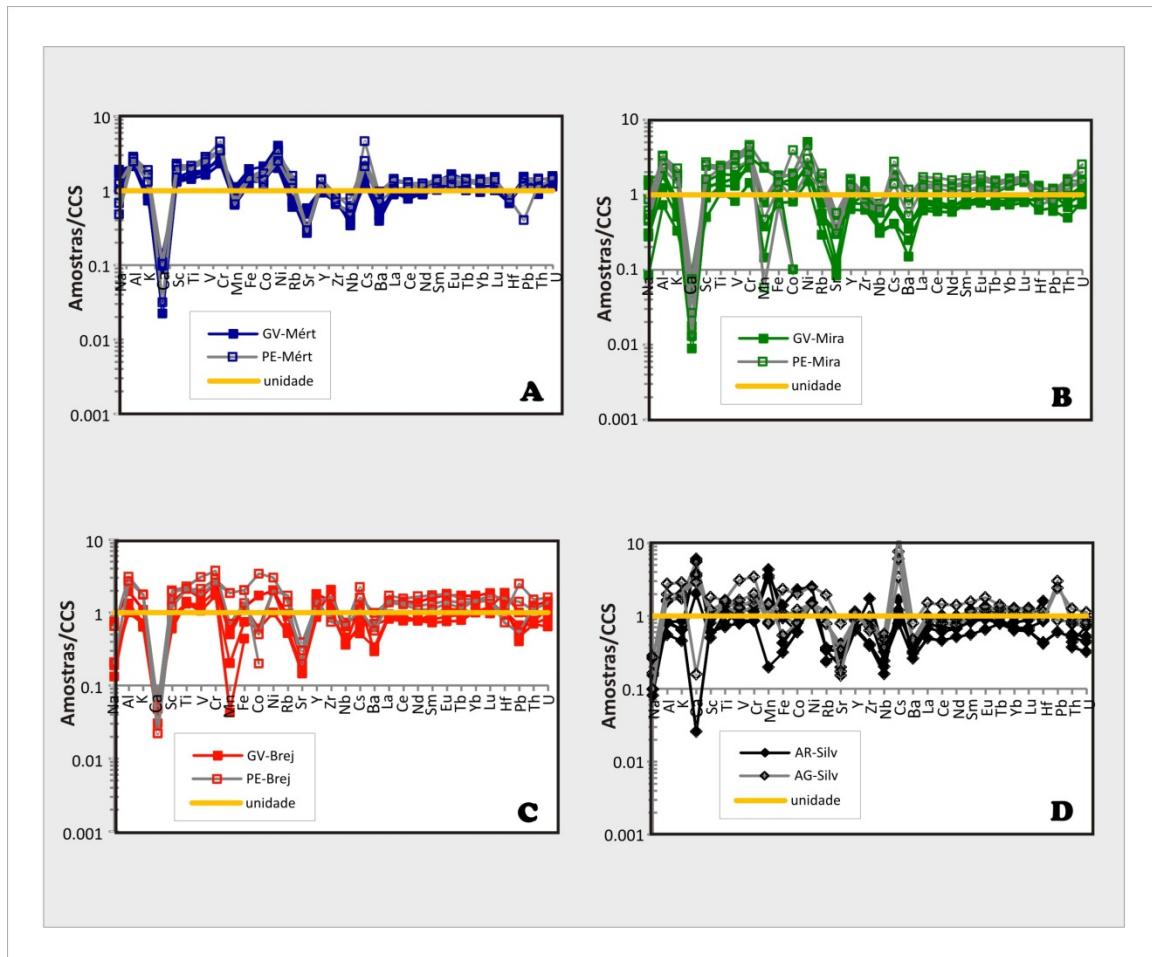
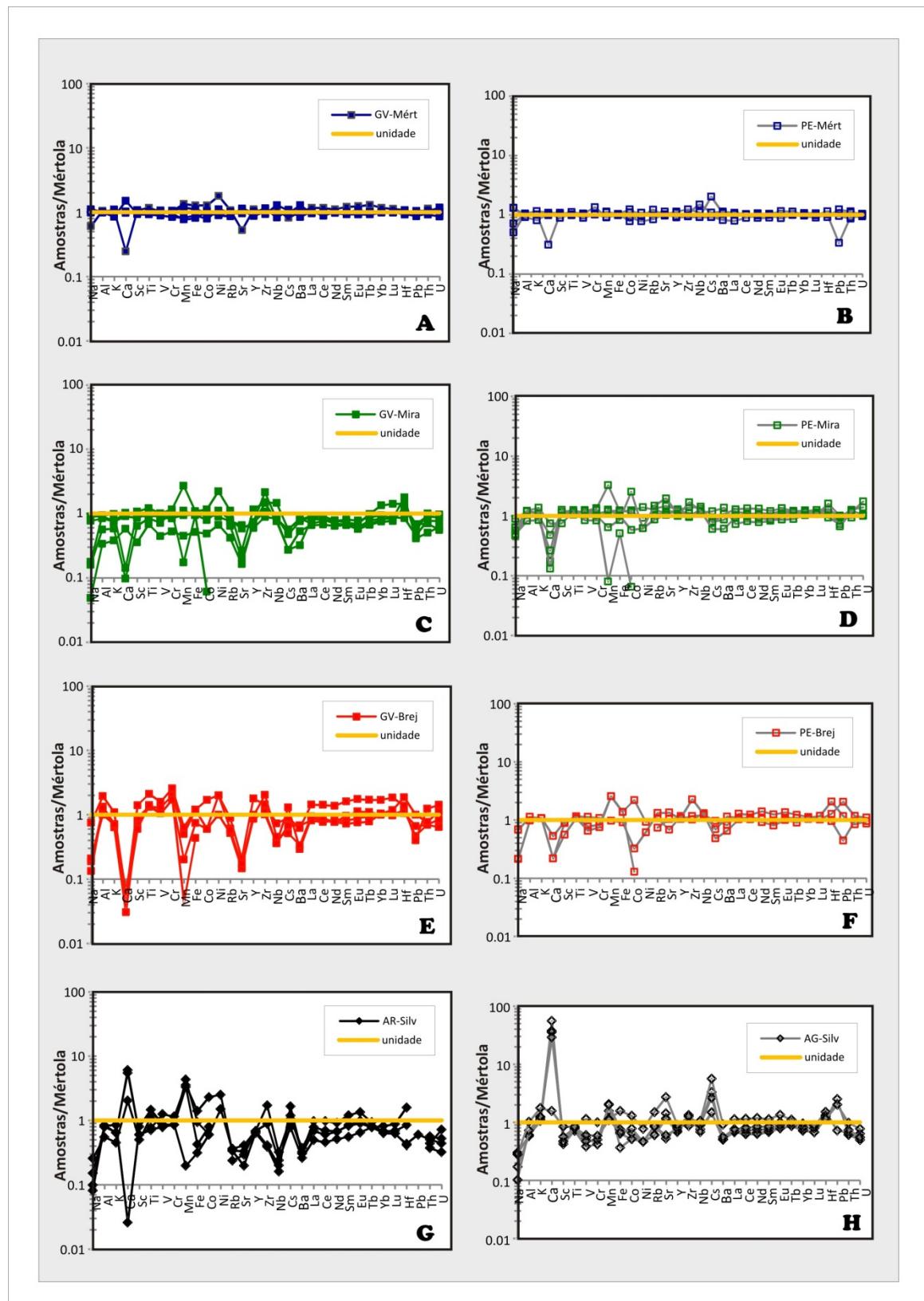


Figura 4.16- Padrão multi-elementar normalizado à Crusta Continental Superior (CCS): A- Grauvaques e pelitos da Formação de Mértola; B- Grauvaques e pelitos da Formação de Mira; C- Grauvaques e pelitos da Formação de Brejeira; D- Arenitos e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves. A linha a amarela sinaliza o valor unitário e serve para efeitos de referência (valores de normalização segundo *Taylor e McLennan, 1981*).

Figura 4.17- Padrão multi-elementar normalizado à Formação de Mértola (dados do presente trabalho). A- Grauvaques da Formação de Mértola; B- Pelitos da Formação de Mértola; C- Grauvaques da Formação de Mira; D- Pelitos da Formação de Mira; E- Grauvaques da Formação de Brejeira; F- Pelitos da Formação de Brejeira; G- Arenitos da Formação dos Arenitos de Silves; H- Argilitos da Formação dos Arenitos de Silves. A linha a amarela sinaliza o valor unitário e serve para efeitos de referência (os valores de normalização correspondem à mediana das concentrações dos grauvaques da Formação de Mértola, para comparação com as rochas grosseiras e mediana das concentrações dos pelitos da Formação de Mértola para comparação com as rochas argilosas).



4.2.2 Formação de Mira - Serpukhoviano (*Carbónico inferior*)

Existe uma tendência geral negativa entre o SiO_2 e o somatório das Terras Raras, muito embora com alguma dispersão (Fig.4.9B), com os pelitos a exibirem maior concentração de ETR do que os grauvaques. Esta tendência negativa sugere que existe uma diminuição do conteúdo em ETR com a maturidade dos sedimentos por desaparecimento das fases mineralógicas passíveis de incorporar os ETR nos sedimentos mais maduros, neste caso os grauvaques.

Entre o Al_2O_3 e as Terras Raras observa-se uma tendência positiva (Fig.4.10B), também com alguma dispersão, onde os pelitos apresentam maior concentração de ETR do que os grauvaques, provavelmente devido à sua maior concentração de argilas.

Pela observação da figura 4.11B a concentração de CaO não tem relação com o somatório das Terras Raras dos grauvaques, existindo contudo uma relação negativa com o somatório das Terras Raras pelitos e uma nítida separação entre os pelitos com maior concentração de ETR e os grauvaques com menos. Como se discutiu anteriormente, é natural que se observe dispersão nos grauvaques, na medida em que se chegou à conclusão que a concentração de CaO não se relaciona com a maturidade, não se relacionando porventura também com o Al_2O_3 e o SiO_2 . A tendência negativa observada nos pelitos não pode ser explicada pelo aumento ou diminuição da maturidade, pois o SiO_2 e o CaO não se relacionam, como se constata pela figura 4.5D do subcapítulo anterior. A causa pode ser encontrada se pensarmos que quanto maior for a concentração de CaO nos pelitos, menor será a concentração do somatório de Terras Raras, uma vez que possuem elevada concentração de ETR e o cálculo tem o patamar de 100% como concentração total.

Os pelitos apresentam maior concentração de Cr relativamente aos grauvaques como é visível na figura 4.12B, sendo a tendência negativa e em tudo semelhante ao padrão do diagrama SiO_2 vs. Soma (ETR) dado pela figura 4.9B. Este facto poderá indicar que o Cr é um elemento representativo da constituição da fonte, na medida em que diminui com a maturidade e tem maior concentração nos sedimentos mais imaturos.

Os valores da razão Zr/Hf dos grauvaques ocorrem dispersos e superiores ao valor de referência da CCS (36,4) (Fig.4.13A). Já os valores dos pelitos agrupam-se num valor superior ao valor da CCS, à excepção de pelito de Santiago do Cacém (amostra SC-5) com valor inferior, como se pode observar na figura 4.13B. Esta variação do valor da razão Zr/Hf pode sugerir a inclusão de mais do que uma fonte como proveniência dos sedimentos desta formação.

Os grauvaques têm valores inferiores à CCS (3,9) no que respeita aos valores da razão Th/U (Fig.4.13C), sendo que o grauvaque GS-11 se aproxima desse valor. Com os pelitos a distribuição é similar, mas há uma maior aproximação ao valor de referência da CCS (Fig.4.13D), sendo que o pelito GS-8 tem valor um pouco superior. Se relembrarmos que para a maioria das rochas da crusta superior a razão Th/U varia entre 3,5 e 4,0 (McLennan *et al.*, 1993), então os grauvaques que variam entre 3,2 e 3,9, (Tabela 4.3) e os pelitos, com exceção pelito de Santiago do Cacém (amostra SC-5) com valor um pouco inferior (2,5), variando entre 3,4 e 4,3, têm valores típicos da crusta superior.

Nos diagramas relativos à razão Th/Sc, os grauvaques e os pelitos (Fig.4.13E-F) apresentam alguma dispersão de valores embora se mantenham próximos do valor de referência da CCS (0,75). O grauvaque GS-17, afasta-se contudo dos outros elementos, com um valor superior. Esta variação dos valores de Th/Sc podem sugerir a contribuição de várias assinaturas, ou seja, poderá sugerir que os sedimentos desta formação têm a contribuição de várias fontes.

Os grauvaques e os pelitos ocorrem com valores abaixo do valor de referência da CCS para a razão (La/Yb)_N, quantificado em 10,5 (Fig.4.13G-H). Contudo, os valores dos pelitos embora mais dispersos, são mais elevados, aproximando-se da CCS. Isto pode sugerir alguma influência de uma fonte como contribuição mantélica, devido ao facto da tendência para os valores serem inferiores ao valor de referência da crusta.

No padrão dos elementos Terras Raras normalizadas ao condrito (Fig.4.14B) é visível uma separação entre as razões superiores dos pelitos e as razões dos grauvaques, a que corresponde uma diferença no somatório das concentrações dos elementos do grupo ETR [$\Sigma ETR_{(GV)} = 90 - 120 ppm$ e $\Sigma ETR_{(PE)} = 199 - 241 ppm$] (Tabela 4.3). O padrão de ambas as litologias é semelhante, apresentando alguma dispersão e acentuada fracionação quantificada pela razão La/Yb_N [(La/Yb)_{N(GV)} = 5,9 - 8,6 e (La/Yb)_{N(PE)} = 5,4 - 9,9] (Tabela 4.3). Existe também um enriquecimento das LETR relativamente às HETR [(La/Sm)_{N(GV)} = 3,2 - 4,4 e (La/Sm)_{N(PE)} = 3,8 - 4,8] (Tabela 4.3). Por outro lado, concentrações de HETR são relativamente constantes, sendo as dos grauvaques 10 vezes superiores às concentrações do condrito e as dos pelitos cerca de 20 vezes superiores. A anomalia de Európio é negativa e mais acentuada nos grauvaques do que nos pelitos [(Eu/Eu*)_(GV) = 0,60 - 0,70 e (Eu/Eu*)_(PE) = 0,66 - 0,73] (Tabela 4.3). Todavia, existe um pelito (amostra SC-5) com as razões de LETR inferiores às dos restantes pelitos, aproximando-se dos valores de LETR dos grauvaques. Por outro lado, um dos grauvaques (amostra GS-7) mais enriquecido em HETR surge com valores próximos dos valores de HETR dos pelitos. Um dos pelitos desta formação, amostrado perto do limite estratigráfico com a Formação de Brejeira

(amostra GS-12) (Fig.4.1) tem uma concentração total de Terras Raras que se destaca de todos os outros por ser mais elevada [$\Sigma ETR_{(GS-12)} = 241$] (Tabela-Anexo 1.7).

A amostra do arenito do Triásico (amostra SC-4) que assenta em discordância angular sobre os grauvaques e pelitos da Formação de Mira tem um padrão de LETR análogo ao pelito de Santiago do Cacém (amostra SC-5), com razões de LETR superiores aos grauvaques e inferiores aos pelitos (Fig.4.14B). As suas razões de HETR são mais fraccionadas que o padrão característico dos grauvaques e pelitos e termina com um empobrecimento ténue em Lu. A sua anomalia de Európio é semelhante às das litologias da Formação de Mira (Tabela-Anexo 1.7).

O padrão multi-elementar normalizado aos valores de referência do PAAS mostra um padrão globalmente semelhante entre os grauvaques e os pelitos, com empobrecimento e dispersão dos elementos LILE entre 0,1 e 1 e com razões de elementos HFSE menos dispersas, dispostas em torno de 1 (Fig.4.15B). Excepto alguns elementos em particular, os valores normalizados das concentrações dos elementos incompatíveis dos grauvaques são menores do que as razões dos pelitos. O padrão dos grauvaques caracteriza-se por um empobrecimento em elementos LILE, mais acentuado no elemento Cs e culminando num enriquecimento em U, depois com razão de Sr bastante baixa, seguida por um enriquecimento em P, assim como em Zr e Hf. O grauvaque GS-7 exibe razões mais elevadas dos elementos mais incompatíveis como o Ti, Dy, Y, Yb e Lu, do que os outros grauvaques, sobrepondo-se aos valores das razões dos pelitos desses elementos. O padrão dos pelitos também apresenta empobrecimento em elementos LILE não tão acentuado como os grauvaques, valores padronizados de U e K um pouco mais elevadas do que as dos elementos adjacentes, um ligeiro empobrecimento do Sr e razões dos elementos HFSE semelhantes e em torno de 1.

O padrão do arenito da Formação dos Arenitos de Silves (amostra SC-4) que assenta em discordância angular sobre esta formação, tem algumas semelhanças com o padrão dos grauvaques e pelitos, mas não existe coincidência, como se pode observar na figura 4.15B. Essas semelhanças consistem no empobrecimento em elementos LILE e razão superior do elemento P relativamente às razões dos outros elementos circundantes. Este arenito é marcado por uma grande diferença nas razões de Zr e Hf, que são deficitárias, comparativamente aos pelitos e grauvaques da Formação de Mira e como valor de referência do PAAS.

Referindo o padrão de elementos normalizados à Crusta Continental Superior e utilizando a simplificação de linguagem que consiste em descrever como pico positivo razões de elementos superiores ao valor unitário e como picos negativos os valores das razões inferiores a essa referência, observando a figura 4.16B, não se distingue entre as razões de elementos dos grauvaques e dos pelitos. As razões de ambos distribuem-se em torno da linha que representa a

unidade, o que significa que as concentrações desses elementos são semelhantes à concentração média dos constituintes da Crusta Superior. Sobressaem os picos positivos dos seguintes elementos: Al, Cr, Ni e Cs e os picos negativos dos elementos Na, Mn, Sr, Ba e um pico negativo muito pronunciado do elemento Ca. Estas diferenças em relação à composição da crusta continental superior, poderão estar relacionadas com a maior ou menor solubilidade dos elementos ou então serem fruto de uma fonte composicional distinta da crusta continental superior.

O padrão de elementos da Formação de Mira normalizados à mediana dos valores das concentrações dos elementos da Formação de Mértola, mostra que os padrões das rochas grosseiras (Fig.4.17C) e das rochas argilosas (Fig.4.17D) exibem pouca dispersão variando entre 0,05 e 1,5 para as primeiras e entre 0,07 e 2 para as segundas. O padrão dos grauvaques representado na figura 4.17C, expõe concentrações inferiores dos elementos Na, Ca, Sr e Cs relativamente à concentração desses elementos na Formação de Mértola. O padrão dos pelitos (Fig.4.17D) é mais monótono do que o dos grauvaques, dispondo-se em torno de 1. Tem apenas de se realçar empobrecimento um pouco mais acentuado do elemento Ca, relativamente à concentração desse elemento na Formação de Mértola em ambas as litologias. Também se distinguem razões simultaneamente superiores e inferiores dos elementos Mn e Co, mas não parece ser uma tendência geral, apenas o comportamento particular de uma amostra.

4.2.3 Formação de Brejeira - Bashkiriano - Moscoviano (Carbónico superior)

O diagrama do SiO_2 e somatório de Terras Raras (Fig. 4.9C) mostra uma tendência negativa, sendo que os pelitos contêm em geral maior concentração de ETR do que os grauvaques. Este diagrama evidencia a diminuição do conteúdo em ETR com a maturidade. O grauvaque próximo da fronteira estratigráfica com a Formação de Mira (amostra GS-13) constitui uma excepção uma vez que a sua concentração de ETR é superior à dos restantes grauvaques, aproximando-se dos valores dos pelitos. Petrograficamente, este grauvaque (amostra GS-13) tem a granularidade da areia muito fina e uma grande percentagem de micas, o que pode justificar a elevada concentração de ETR derivada à presença mais significativa de minerais de argila; por outro lado, embora seja constituído maioritariamente por quartzo⁹, a percentagem de quartzo face à composição total é inferior à dos restantes grauvaques, o que pode justificar a baixa concentração de SiO_2 e a posição que ocupa neste diagrama.

⁹ Ver capítulo da petrografia.

A tendência é positiva no que toca ao diagrama do Al_2O_3 e somatório das ETR (Fig.4.10C), com os pelitos a conterem concentrações de Al_2O_3 e de ETR superiores aos grauvaques, evidenciando a natural maior percentagem de minerais de argila nos pelitos. Mais uma vez o grauvaque GS-13 se destaca pelas mesmas razões apontadas anteriormente, pela sua elevada concentração de Al_2O_3 e de ETR, confundindo-se com os pelitos.

O CaO e o somatório de Terras Raras (Fig.4.11C) não têm relação nos grauvaques, mas apresenta uma tendência positiva nos pelitos, cujas concentrações de ETR (salvo a excepção do grauvaque GS-13) são superiores à dos grauvaques. Esta tendência positiva inesperada pode-se perceber pela Tabela-Anexo 1.7, se atendermos que o pelito com maior concentração de CaO é respectivamente o pelito com menor concentração de SiO_2 , e assim sucessivamente numa relação linear. Daqui se depreende que a concentração de SiO_2 poderá estar a competir com a concentração de CaO, levando-nos à temática da maturidade. Maior concentração de SiO_2 poderá implicar maior concentração de quartzo, que poderá significar sedimentos mais maduros; pelos subcapítulos anteriores, observou-se que sedimentos mais maduros teriam menor concentração de ETR, o que poderá indicar, por analogia, que nesta formação os sedimentos mais maduros terão menor concentração de CaO e consequentemente menor concentração de ETR. Como no diagrama (Fig.4.11C) a concentração de CaO está a aumentar no eixo do xx, então por esta analogia, a maturidade está a diminuir nessa direcção e consequentemente a somatório das ETR está a aumentar.

Entre o SiO_2 e o Cr (Fig.4.12C) a tendência é negativa semelhante ao diagrama do SiO_2 e do somatório das ETR, com os pelitos a conterem maior concentração de ETR do que os grauvaques (salvo o grauvaque GS-13, como já foi referido). À semelhança das outras formações carbónicas, também aqui se pode dizer que a concentração do elemento Cr nos pelitos poderá reflectir a composição da fonte.

Os valores da razão Zr/Hf dos grauvaques (Fig.4.13A) encontram-se dispersos e são superiores ao valor de referência da CCS (36,4) para essa razão. Os pelitos surgem com os valores concentrados e superiores ao valor da CCS, com excepção do pelito colhido na Praia do Amado (amostra AM-4) que apresenta um valor inferior aos restantes pelitos e próximo do valor da CCS (Fig.4.13B). Como o valor da razão Zr/Hf pode ser representativo de determinada fonte, esta dispersão de valores pode ser interpretada como derivada da contribuição de mais do que uma fonte para a composição destes sedimentos ou ser o contributo de zircões com história e composição diferentes.

Os grauvaques têm valores da razão Th/U em geral inferiores ao valor da CCS (3,9) (Fig.4.13C), embora o grauvaque da Praia do Telheiro (amostra TH-5) sirva de exceção por ter valor superior à CCS. Os pelitos apresentam valores da razão Th/U em torno do valor de referência da CCS e o pelito mais próximo do limite estratigráfico com a Formação de Mira (amostra GS-16), apresenta um valor inferior (Fig.4.13D). Pela observação do intervalo de variação dos grauvaques (2,5 a 4,6) e dos pelitos (3,3 a 4,1), pode-se concluir que a maioria deles tem valores típicos das rochas da crusta superior e os valores dos extremos podem dever-se sobretudo a misturas de sinais provenientes de fontes diferentes.

Quanto à razão Th/Sc, os valores dos grauvaques dispõem-se com alguma dispersão acima do valor da CCS (0,75) (Fig.4.13E) e os valores dos pelitos dispersam-se em torno da linha que representa a CCS, sendo superiores, inferiores ou da mesma ordem de grandeza (Fig.4.13F). Esta dispersão pode ser resultado de diferentes assinaturas das rochas fonte, o que aponta para mais do que uma fonte a debitar sedimentos.

Os valores da razão $(La/Yb)_N$ dos grauvaques são concentrados e abaixo do valor da CCS (10,5); os valores dos pelitos sendo também inferiores à CCS, são próximos desse valor (Fig.4.13G-H), o que pode sugerir alguma influência de rochas do manto.

Os elementos Terras Raras (Fig.4.14C) estão em geral mais concentrados nos pelitos que têm um somatório de ETR superior aos dos grauvaques [$\Sigma ETR_{(PE)} = 184 - 235$ e $\Sigma ETR_{(GV)} = 105 - 212$] (Tabela 4.3), com única exceção do grauvaque GS-13, cuja concentração total de ETR ultrapassa a dos restantes grauvaques coincidindo com a dos pelitos (Tabela-Anexo 1.7). O padrão é semelhante para ambas as litologias, com pouca dispersão embora mais acentuada nas HETR do que nas LETR, com enriquecimento em LETR [$(La/Sm)_{N(PE)} = 3,6 - 5,2$ e $(La/Sm)_{N(GV)} = 3,7 - 5,4$] (Tabela 4.3) e razões de HETR inferiores às das LETR e mais ou menos constantes. A fraccionação dada pela razão La/Yb é da mesma ordem de grandeza nas duas litologias, mas um pouco mais acentuada nos pelitos do que nos grauvaques [$(La/Yb)_{N(PE)} = 5,4 - 10,4$ e $(La/Yb)_{N(GV)} = 7,5 - 8,6$] (Tabela 4.3) e a anomalia de Európio é negativa [$(Eu/Eu^*)_{(PE)} = 0,63 - 0,77$ e $(Eu/Eu^*)_{(GV)} = 0,64 - 0,68$] (Tabela 4.3). O pelito colhido perto do limite estratigráfico com a Formação de Mira (amostra GS-16) (Fig.4.1) é o mais rico em LETR, embora a sua concentração total de ETR seja inferior à dos outros pelitos, destacando também por ter uma razão elevada de Nd.

Comparando os arenitos da Formação dos Arenitos de Silves que assentam em discordância angular sobre os grauvaques e pelitos da presente formação, verifica-se que: **1)** o arenito da Praia do Telheiro (amostra TH-4) tem o padrão geral idêntico ao dos grauvaques da Formação de Brejeira assim como razões de ETR muito semelhantes; **2)** o arenito da Praia do

Amado (amostra AM-1) apresenta-se com um padrão similar, mas relativamente empobrecido em ETR, mais acentuado nas LETR do que nas HETR.

No padrão de multi-elementos normalizados ao PAAS (Fig.4.15C) não se diferenciam os padrões dos grauvaques e os padrões dos pelitos, havendo dispersão e sobreposição das razões dos elementos incompatíveis de ambas as litologias. As razões dispõem-se sensivelmente em torno de 1, com algum empobrecimento das razões dos elementos LILE, especialmente do elemento Cs. Verifica-se também um ligeiro enriquecimento do elemento U nos grauvaques (excepto no grauvaque TH-5 da Praia do Telheiro) e do elemento K nos pelitos, seguido de um empobrecimento mais acentuado do elemento Sr em ambas as litologias e um enriquecimento também um pouco pronunciado do elemento P e dos elementos Zr e Hf. As HFSE encontram-se dispostas perto do valor 1, com razões sensivelmente constantes e apresentando alguma dispersão.

Quanto aos arenitos da Formação dos Arenitos de Silves (amostras AM-1 e TH-4) que assentam em discordância angular sobre a Formação de Brejeira, o padrão de elementos normalizados ao PAAS (Fig.4.15C) encaixa nos traços principais do padrão dos grauvaques e pelitos normalizados ao PAAS da Formação de Brejeira. Observa-se que os arenitos têm um empobrecimento em elementos LILE, seguido de razão do elemento K mais elevada do que os elementos circundantes mas ainda com concentração inferior ao PAAS. Verificando-se também o enriquecimento do elemento P e dos elementos Zr e Hf relativamente à concentração geral do padrão, mas muito próximo do valor unitário. Por fim as razões de HFSE permanecem mais ou menos constantes com valor um pouco inferior a concentração do PAAS. É de notar que o arenito da Praia do Telheiro (amostra TH-4) apresenta-se com razões de elementos incompatíveis superiores ao do arenito da Praia do Amado (amostra AM-1), aproximando-se mais das razões dos componentes litológicos da Formação de Brejeira.

Analizando o padrão de elementos normalizados à Crusta Continental Superior (Fig.4.16C), verifica-se que as razões dos grauvaques e dos pelitos são idênticas, recaindo perto do valor unitário, do que se conclui que as suas concentrações estão próximas das concentrações médias dos elementos constituintes da Crusta Superior. Recorrendo à simplificação de linguagem que remete para denominar de picos positivos as razões superiores ao valor de referência unitário e de picos negativos a razões inferiores a essa referência, pode-se descrever que os grauvaques e pelitos da Formação de Brejeira em relação à Crusta Superior têm picos negativos nos elementos Na, Ca, Mn, Sr e Ba e picos positivos nos elementos Al, Cr e Ni.

As concentrações dos elementos da Formação de Brejeira normalizados à Formação de Mértola expõem valores das razões algo dispersos, variando entre 0,03 e 2 nos grauvaques e entre 0,1 e 2,5 nos pelitos. No padrão dos grauvaques (Fig.4.17E) observam-se razões inferiores à referência, dos elementos Na, Ca, Mn, Sr, e picos negativos menos pronunciados dos elementos Nb e Ba. O padrão dos pelitos (Fig.4.17F) concentra-se perto de 1, com alguns picos pontuais que não são determinantes para alterar o padrão geral e mostrando os elementos Na, Ca e Ni com razões inferiores ao valor de referência da Formação de Mértola.

4.2.4 Formação dos Arenitos de Silves - (Triásico superior)

No padrão definido pelo SiO_2 e o somatório das Terras Raras (Fig.4.9D) pode-se adivinhar uma certa tendência negativa apenas nos arenitos, o que o diferencia do padrão das formações carbónicas. No diagrama há a destacar o arenito com grande concentração de ETR (amostra SC-4), igualando os valores dos argilitos, muito possivelmente derivada da sua grande percentagem de fragmentos líticos¹⁰. Outro arenito que se evidencia é a amostra ST-3 com muito baixa concentração de SiO_2 , idêntica aos argilitos, resultado da sua elevada concentração de CaO responsável pela diluição das percentagens dos outros elementos maiores, como já foi discutida no subcapítulo dos Elementos Maiores. Assim, existe uma sugestão de diminuição do conteúdo em ETR com o aumento da maturidade dos sedimentos areníticos, o que não se observa nos argilitos cuja concentração de SiO_2 se mantém praticamente constante, provavelmente resultado da inexistência da fase mineralógica (não identificada) que acompanha o desenvolvimento do quartzo nos arenitos.

O diagrama do Al_2O_3 e somatório da ETR (Fig.4.10D) expõe uma tendência positiva, à semelhança das formações carbónicas, onde os arenitos têm concentração de Al_2O_3 inferior aos argilitos, expressando a maior percentagem de minerais de argila destes últimos. Neste diagrama também sobressai o arenito com maior concentração de ETR (a amostra SC-4), como foi referido anteriormente.

A concentração de CaO dos arenitos não se relaciona com o somatório das Terras Raras (Fig.4.11D), mas os argilitos apresentam uma tendência negativa e concentração de ETR em geral superior. Este comportamento dos arenitos poderá estar relacionado com a grande diferença nas concentrações de CaO dos arenitos da Bacia do Alentejo (amostra ST-3 e SC-4) variando entre 11,55% e 12% (Tabela-Anexo 1.4), e os arenitos da Bacia do Algarve (amostra TH-4 e AM-1) com concentração de CaO muito inferior, variando entre 0,06% e 4,43%.

¹⁰ Vide o capítulo da petrografia.

Esta disparidade pode sugerir alguma diversidade na origem da proveniência dos sedimentos desta formação e dada esta combinação, é natural não ser possível uma relação entre os elementos seus constituintes. A tendência negativa observada nos argilitos não pode ser relacionada com a maturidade uma vez que pelo subcapítulo dos Elementos Maiores se concluiu que o SiO_2 é praticamente constante com a variação do CaO ; possivelmente o aumento da concentração do CaO que pode atingir 11,45% vai limitar as concentrações dos outros elementos, incluindo também os elementos traço, observando-se uma diminuição do somatório das ETR.

A concentração de Cr é perfeitamente independente da concentração de SiO_2 (Fig.4.12D) e o padrão que surge já é conhecido de outros diagramas desta formação apresentados no subcapítulo dos Elementos Maiores. Os arenitos têm Cr constante independente da concentração de SiO_2 que vai aumentando e os argilitos ocorrem concentrados, com o SiO_2 mais ou menos constante e o Cr a variar um pouco mais. Assim aqui há uma mudança da concepção criada para as formações carbónicas, onde o elemento Cr se poderia relacionar com a maturidade e assim ser um elemento representativo da fonte. Aqui o total da concentração de Cr poderia ser o somatório de várias contribuições de Cr de diferentes origens, se olharmos para os argilitos ou estar envolvido em processos não afectados pela maturidade dos sedimentos, isto considerando os arenitos (Fig.4.12D).

Todos arenitos apresentam valores da razão Zr/Hf superiores ao valor de referência da CCS (36,4) (Fig.4.13A), existindo contudo uma separação entre os arenitos da Bacia do Algarve com valores mais altos e os da Bacia do Alentejo com valores mais baixos. Como as quantidades de Hf incorporadas nos cristais de zircão podem ser características de determinada fonte, então as variações do valor da razão Zr/Hf nos arenitos, pode sugerir a influência de mais do que uma fonte, da qual esse valor é característico. Os valores da razão Zr/Hf dos argilitos, dividem-se em dois grupos (Fig.4.13B): os argilitos da Praia do Telheiro (amostras TH-1 e TH-2) com valores superiores ao valor da CCS e os argilitos da Bacia do Alentejo e da Praia do Amado (amostras SC-8a, SC-8b e AM-2) com valores inferiores à CCS. Esta dispersão de valores, sugere da mesma forma do que os arenitos, contribuição de fontes cujos valores da razão Zr/Hf lhes são características, do que se pode deduzir, influência de mais do que uma fonte a debitá sedimentos para estas rochas.

Em geral os arenitos têm valores da razão Th/U (Fig.4.13C) idênticos, e superiores ao valor de referência da CCS (3,9), com exceção do arenito de Santa Cruz (amostra ST-3) que apresenta um valor muito inferior. Os argilitos (Fig.4.13D) surgem ou concentrados em torno do valor da CCS (amostras SC-8a e TH-2) ou agrupados acima deste (amostras TH-1, SC-8b e AM-2).

Dado que os valores típicos da razão Th/U da crusta superior variam entre 3,5 e 4,0 (McLennan *et al.*, 1993), os arenitos ao distribuírem-se pelo intervalo 2,6 a 4,9 (Tabela 4.3), pode eventualmente significar que estiveram envolvidos em intensa meteorização ou em reciclagem crustal sob condições oxidantes, o que provoca o aumento da razão Th/U; ou então que são sedimentos de margens continentais activas que derivam da erosão da Crusta Recente Indiferenciada (YUC), o que justifica a sua razão abaixo de 3,5. O arenito em concreto com razão Th/U igual a 2,6, é a amostra ST-3 e provavelmente esta diminuição da razão deve-se a processos sedimentares, uma vez que é resultado ou do enriquecimento em U ou da natureza empobrecida em Th das rochas magmáticas provenientes do manto, como se pode verificar pela Tabela-Anexo 1.7.

Os arenitos e os argilitos têm valores concentrados e próximos do valor de referência da CCS (0,75), considerando a razão Th/Sc (Fig.4.13E-F), o que poderá reflectir uma mesma assinatura das rochas fonte, neste caso apontando para rochas de fonte crustal/félscica (Bhatia e Crook, 1986; McLennan *et al.*, 1993).

Os valores dos arenitos e argilitos da razão $(La/Yb)_N$ são dispersos, mas semelhantes entre si e em geral abaixo do valor de referência da CCS (10,5) (Fig.4.13G-H). Estas diferenças na razão $(La/Yb)_N$ são indicativas de proveniência de fontes diferentes, uma vez que a crusta é enriquecida em elementos LETR, como o La e o manto ao ser empobrecido em elementos LETR, põe em evidência os elementos HETR, como o Yb. Assim razões elevadas indicam proveniência da crusta superior, e razões mais baixas indicam contribuição do manto. O arenito que se destaca por ter o valor mais alto (Fig.4.13G) é amostra SC-4 de Santiago do Cacém (Bacia do Alentejo); o arenito com valor mais baixo é a amostra AM-1 da Praia do Amado (Bacia do Algarve), chegando a ultrapassar em muito o valor de referência da CCS. Nos argilitos (Fig.4.13H) é precisamente ao contrário, a amostra AM-2 é a que detém o valor mais alto e a amostra SC-8a (de Santiago do Cacém), o valor mais baixo. Este diagrama evidencia a possível contribuição de fontes diferentes para as rochas sedimentares da Bacia do Alentejo e da Bacia do Algarve.

O padrão de elementos das Terras Raras é semelhante para os arenitos e argilitos (Fig.4.14D), apresentando alguma dispersão [$(La/Yb)_{N(AR)} = 6,7 - 14,0$ e $(La/Yb)_{N(AG)} = 6,9 - 10,8$] (Tabela 4.3); enriquecimento em LETR quantificado pela razão $(La/Sm)_N$ [$(La/Sm)_{N(AR)} = 3,4 - 4,0$ e $(La/Sm)_{N(AG)} = 3,7 - 4,1$] (Tabela 4.3); anomalia negativa de Európio [$(Eu/Eu^*)_{(AR)} = 0,66 - 0,71$ e $(Eu/Eu^*)_{(AG)} = 0,66 - 0,73$] (Tabela 4.3) e razões de HETR mais baixas e praticamente constantes. A dispersão é mais acentuada nas LETR e METR do que nas HETR, sendo notório a sobreposição das LETR e METR de ambas as litologias e a separação entre as razões de HETR, maiores nos argilitos do que nos arenitos. Como é de esperar, o somatório das ETR é mais elevado nos argilitos do que nos

arenitos [$\Sigma ETR_{(AR)} = 73 - 141$ e $\Sigma ETR_{(AG)} = 122 - 212$] (Tabela 4.3). É de destacar o arenito da Praia do Amado (amostra AM-1), como já foi referido anteriormente, por ter um empobrecimento em ETR. Por outro lado, no argilito também da Praia do Amado (amostra AM-2), observa-se precisamente o contrário.

O padrão de multi-elementos normalizados ao PAAS mostra dispersão, principalmente dos elementos LILE, mas com razões de elementos incompatíveis mais ou menos constantes e em geral em torno de 1 (Fig.4.15D). Existe diferenciação entre as razões dos arenitos, inferiores e a dos argilitos, superiores, mais visível nos elementos LILE do que nos elementos HFSE. O padrão dos arenitos caracteriza-se por ser empobrecido em elementos LILE (principalmente o Rb), por ter enriquecimento em K, empobrecimento em Nb, em Sr e grande enriquecimento em Zr e Hf, por parte dos arenitos da Bacia do Algarve (amostras AM-1 e TH-4) e por outro lado, empobrecimento nesses elementos (Zr e Hf) considerando os arenitos da Bacia do Alentejo (amostras ST-3 e SC-4). No padrão dos argilitos verifica-se um enriquecimento em elementos LILE comparativamente aos arenitos, principalmente no elemento Cs, seguido enriquecimento pronunciado do elemento K e empobrecimento dos elementos Nb e Sr. O argilito da Praia do Amado (amostra AM-2) sobressai por ter as razões de elementos incompatíveis mais elevadas e por não apresentar qualquer alteração da razão do elemento Sr, relativamente aos elementos contíguos. Fazendo uma análise das parecenças dos padrões de multi-elementos normalizados ao PAAS dos arenitos e argilitos desta formação, com os padrões dos grauvaques e pelitos das formações carbónicas, observa-se nas figuras 4.18A-C-E que das três formações, o padrão dos arenitos afasta-se mais do padrão dos grauvaques da Formação de Mira (Fig.4.18C). Por outro lado, encaixa-se nas linhas gerais do padrão dos grauvaques da Formação de Mértola (Fig.4.18A) e também no da Formação de Brejeira (Fig.4.18E). Considerando os elementos LILE, o padrão dos arenitos talvez se adeque melhor ao padrão da Formação de Mértola, mas focando os elementos HFSE, parece ser o padrão da Formação de Brejeira. De qualquer forma há uma quantidade de ligeiras diferenças e semelhanças que podem ser dúbias e levar a pontos de vista dispares caso sejam consideradas significativas ou não. Passando para o argilitos, as figuras 4.18B-D-F mostram que os padrões dos pelitos das formações carbónicas têm uma assinatura muito semelhante, embora as razões de elementos incompatíveis dos argilitos da Formação dos Arenitos de Silves pareçam ser coincidentes com as razões dos pelitos da Formação de Mértola (Fig.4.18B). Existe contudo uma diferença fundamental que consiste no enriquecimento do elemento Cs por parte dos argilitos, o que não se verifica em nenhum do padrão dos pelitos das formações carbónicas, acontecendo exactamente o contrário, o empobrecimento desse elemento.

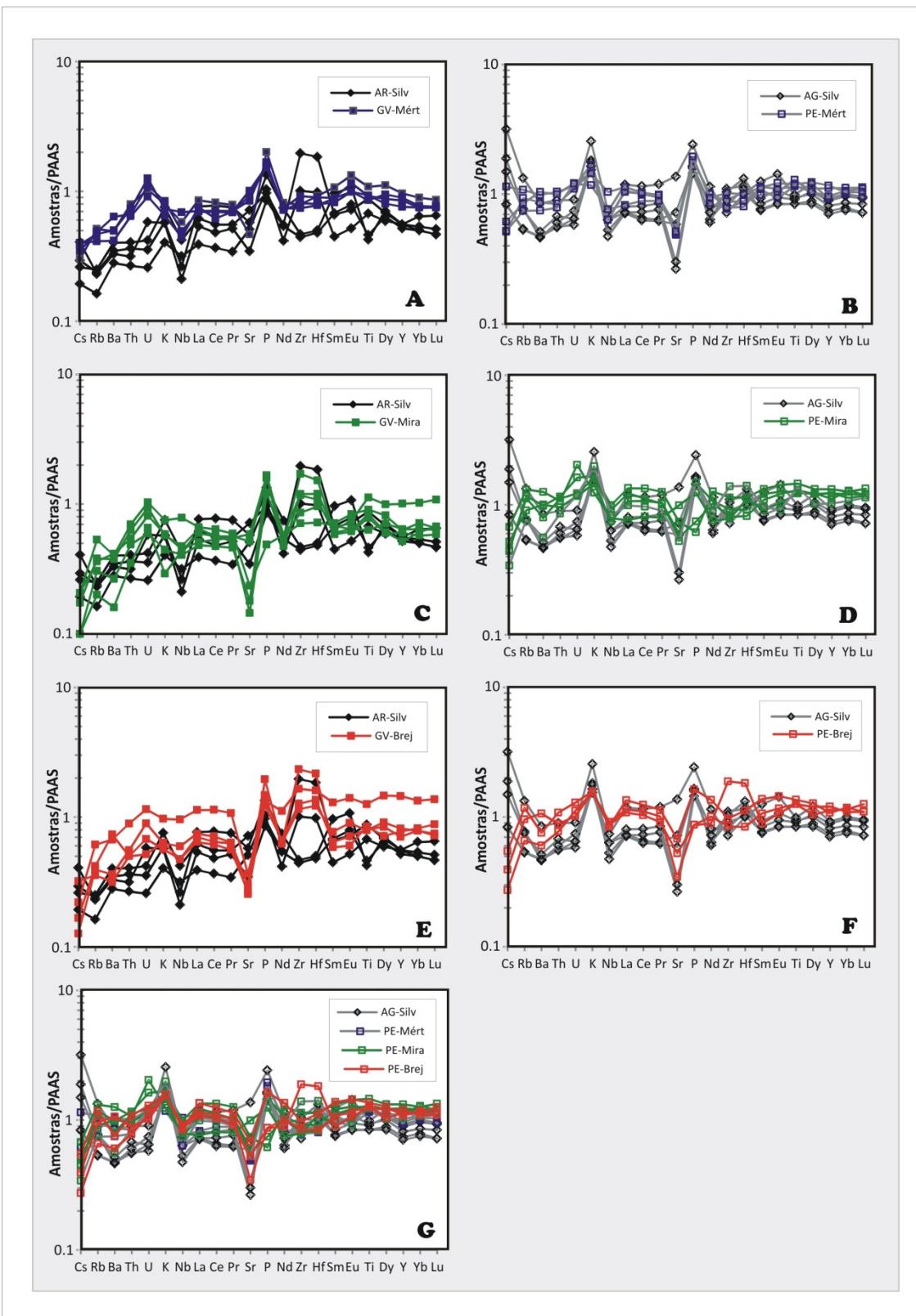


Figura 4.18- Padrão multi-elementar normalizado ao PAAS dos arenitos e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves mais os grauvaques e pelitos das diferentes formações carbónicas. A- Grauvaques da Formação de Mértola; B- Pelitos da Formação de Mértola; C- Grauvaques da Formação de Mira; D- Pelitos da Formação de Mira; E- Grauvaques da Formação de Brejeira; F- Pelitos da Formação de Brejeira; G- dos pelitos da Formação de Mértola, Mira e Brejeira e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves, representados em conjunto (valores de normalização de Boyton, 1984).

De qualquer forma, não existem muitas diferenças entre os padrões dos pelitos das Formações de Mértola, Mira e Brejeira e entre os argilitos da Formação dos Arenitos de Silves como é enfatizado pela figura 4.18G onde são representados todos os padrões em conjunto.

O padrão de elementos normalizados à Crusta Continental Superior (Fig.4.16D) revela que os arenitos e os argilitos da Formação dos Arenitos de Silves têm razões indistinguíveis, aproximando-se dos valores unitários embora com alguma dispersão, o que indica que as suas concentrações pouco diferem das concentrações médias da Crusta Superior. Usando a simplificação de linguagem já utilizada para as formações carbónicas, observam-se picos negativos (empobrecimento) nos elementos Na, Sr, Nb e Ba, picos simultaneamente positivos (enriquecimento) e negativos no que respeita aos elementos Ca, Mn e ainda um pico positivo no Cs.

O padrão de elementos constituintes da Formação dos Arenitos de Silves normalizados à Formação de Mértola traduz-se por alguma dispersão, aparentemente mais significativa nos arenitos (ver figura 4.17G), com razões que variam entre 0,2 e 7, mas na realidade mais acentuada nos argilitos (Fig.4.17H) variando entre 0,1 e 70. O padrão dos arenitos expõe razões de elementos oscilando em torno do valor unitário, com concentrações dos elementos Na, Sr, Nb e Ba inferiores ao valor das concentrações de referência da Formação de Mértola para esses elementos. E razões dos elementos Ca e Mn que oscilam entre superiores e inferiores ao valor de referência, dependendo da amostra em questão. O padrão dos argilitos é monótono em torno de 1 com exceção da grande concentração de Ca relativamente à concentração de referência da Formação de Mértola, da razão do elemento Cs também superior à referência, mas não tão acentuado e da razão inferior do elemento Na.

5. GEOCRONOLOGIA U-Pb DE ZIRCÃO

Neste capítulo são apresentados e analisados os resultados de geocronologia U-Pb em zircão detritico obtidos em sete amostras (3 amostras de grauvaques que representam o soco Carbónico na Zona Sul Portuguesa e 4 amostras de arenitos do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve). A localização das amostras está representada na figura 5.1 e os resultados listados nas Tabelas-Anexo 2.1 a 2.7.

5.1. GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO DETRÍTICO

5.1.1 *Características físicas do zircão e vantagens no estudo de proveniência sedimentar*

O zircão ($ZrSiO_4$) é um mineral acessório comum que pertence ao grupo dos nesossilicatos, presente numa grande variedade de rochas, principalmente nas rochas ígneas félscicas (Heaman *et al.*, 1990; Hoskin e Schaltegger, 2003). O seu nome deriva de duas palavras persas *zar* que significa ouro e *gun* que significa cor (Klein e Hurlbut, 1993). Apresentam normalmente a forma de cristais tetragonais e frequentemente com dimensões entre 20 e 200 μm (Silver e Deutsch, 1963), podendo contudo atingir alguns centímetros de comprimento. Os prismas que os constituem são na generalidade alongados (com razão eixo maior/eixo menor a variar entre 1 e 5), apresentando formas bi-piramidais e uma variedade de características, como serem translúcidos a transparentes, incolores, cinzentos, esverdeados, rosados (Corfu *et al.*, 2003). A estrutura interna do zircão pode ser simples e complexa, sendo esta última caracterizada por vários crescimentos concêntricos resultado de cristalizações em diferentes estádios e por vezes separados por períodos de milhões de anos (Fig.5.2). As condições ideais para o crescimento do zircão são zonas com magmatismo e metamorfismo activo associadas principalmente a processos orogénicos. Um zircão pode re(cristalizar) em diferentes condições de pressão e temperatura, durante evoluções prógradas (Fraser *et al.*, 1997; Lati e Gebauer, 1999), retrógradas (Roberts e Finger, 1997; Rubatto *et al.*, 2001) ou no pico do metamorfismo (Rubatto *et al.*, 1999; Hoskin e Black, 2000). O que dá importância a este mineral é uma combinação de factores: como a sua tendência para incorporar elementos traço; a solubilidade lenta na maioria dos fundidos (Hanchar e Miller, 1993) e na maioria das composições de fluídos; a durabilidade quer física, quer química, ou seja, a resistência ao transporte, à erosão e às altas temperaturas (Watson, 1996; Watson e Cherniak, 1997).

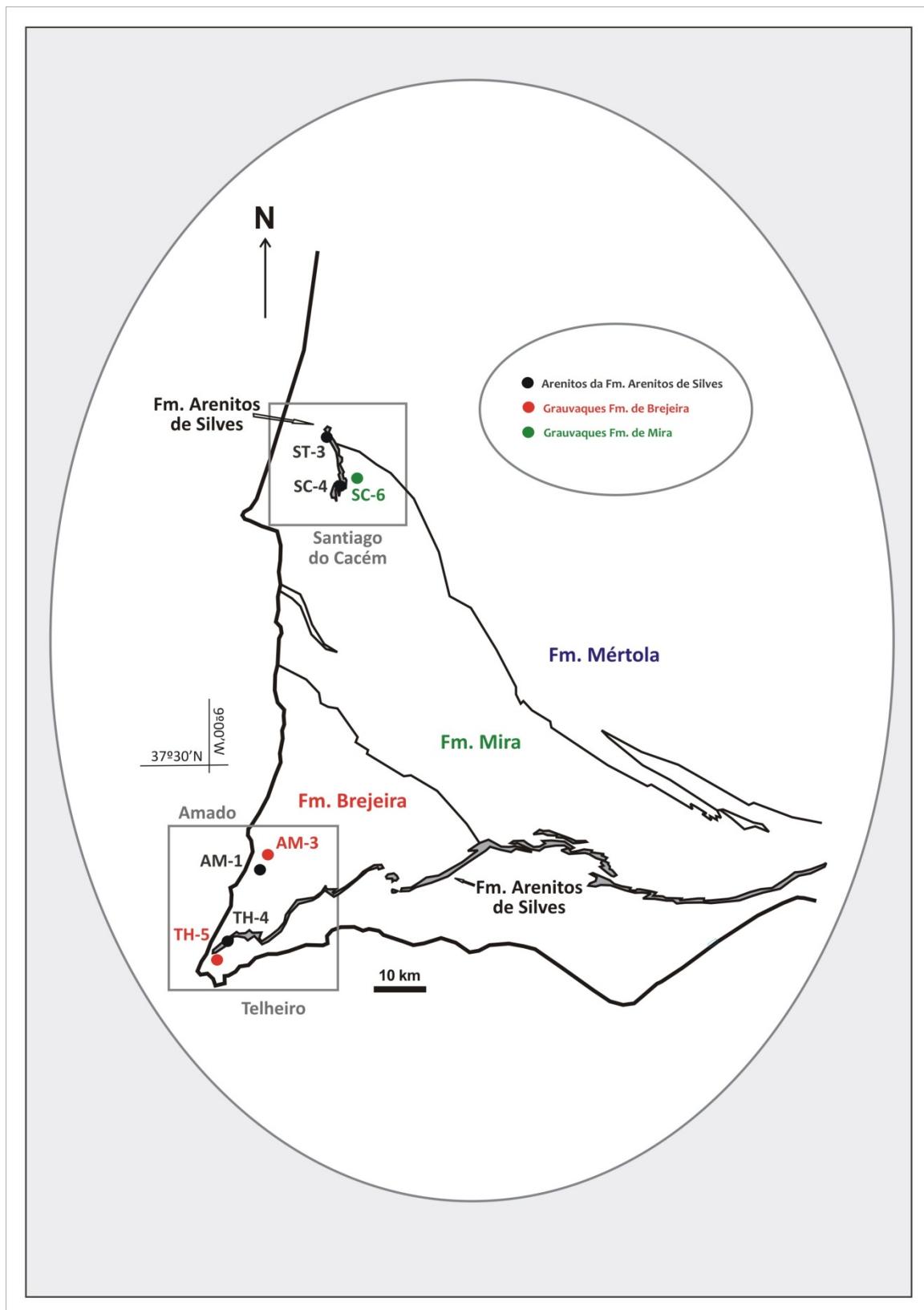


Figura 5.1- Mapa geológico esquemático do Sudoeste de Portugal com distribuição geográfica das amostras utilizadas para geocronologia U-Pb em zircão: grauvaques da Formação de Mira do Serpukhoviano (Carbónico inferior) e da Formação de Brejeira do Bashkiriano - Moscoviano (Carbónico superior), assim como arenitos da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico superior (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, folha 7, 1983).

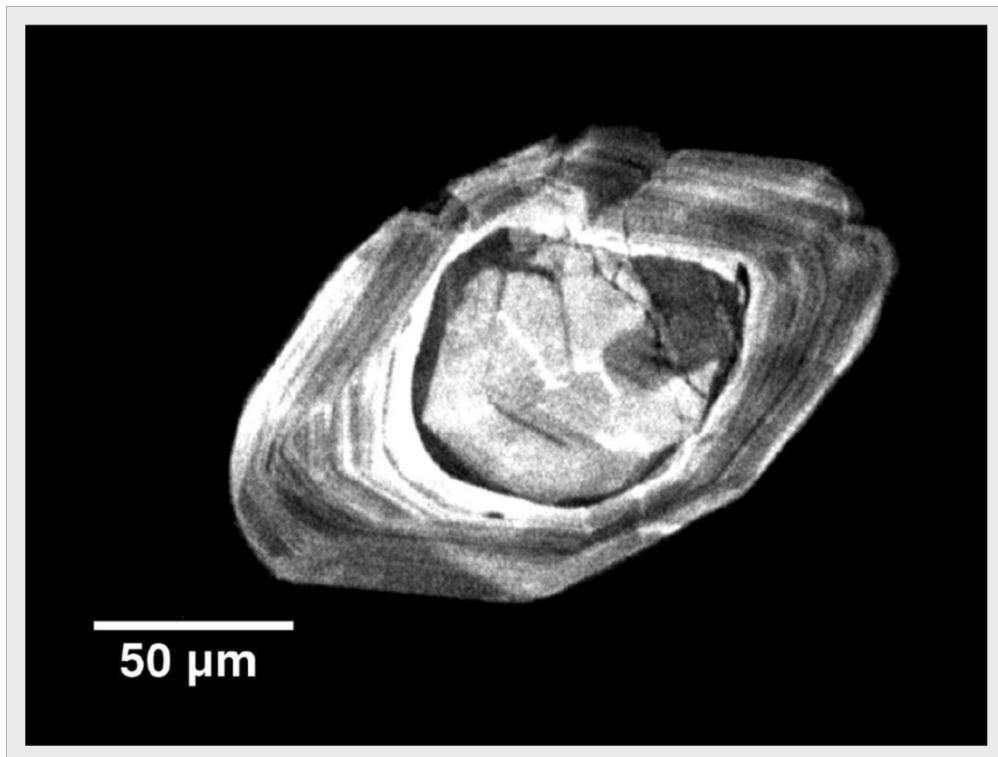


Figura 5.2- Imagem de catodoluminescência de um zircão complexo, constituído por um núcleo com zonamento débil rodeado por uma geração com zonamento oscilatório concêntrico.

Estas características permitem que o zircão resista de forma eficiente a qualquer processo crustal, não excluindo, contudo a hipótese, que estes processos lhe deixem marcas. Essas marcas repercutem-se principalmente na sua morfologia externa, que reflecte o ambiente de cristalização (incluindo a composição do magma e a temperatura de cristalização) (Vavra, 1990; Belousova *et al.*, 2006).

Todavia, a sua morfologia interna é preservada, o que inclui o zonamento químico e a assinatura isotópica de cada cristal de zircão ou das suas zonas individuais em particular (Cherniak *et al.*, 1997a, 1997b; Watson e Cherniak, 1997). Este zonamento indica pequenas variações compostionais, como por exemplo enriquecimento em U, Th, e ETR nas zonas mais brilhantes (Fowler *et al.*, 2002; Corfu *et al.*, 2003), e desta forma regista variações da morfologia externa do cristal durante o seu crescimento (Belousova *et al.*, 2006). Os crescimentos sucessivos do zircão são provocados por eventos geológicos susceptíveis de provocar temperaturas suficientemente elevadas para precipitar novos crescimentos (Williams e Claesson, 1987; Vavra *et al.*, 1996; Williams, 2001).

Estudos anteriores (Pupin, 1980; Krasnobayev, 1986; Wang, 1998; Berezhnaya, 1999; Wang e Kienast, 1999) identificaram uma ligação entre a morfologia do zircão e as características da fonte magmática, como a composição química e o ambiente tectónico onde se

insere. Mas foi *Pupin* (1980), o pioneiro, a estabelecer com base em observações empíricas, que as características químicas do meio de cristalização tinham um papel preponderante no crescimento das diferentes formas piramidais. A morfologia interna do zircão conserva assim um registo complexo da história do magma, relacionando-se com a temperatura de cristalização e com a composição do magma (*Pupin*, 1980; *Wang*, 1998; *Corfu et al.*, 2003).

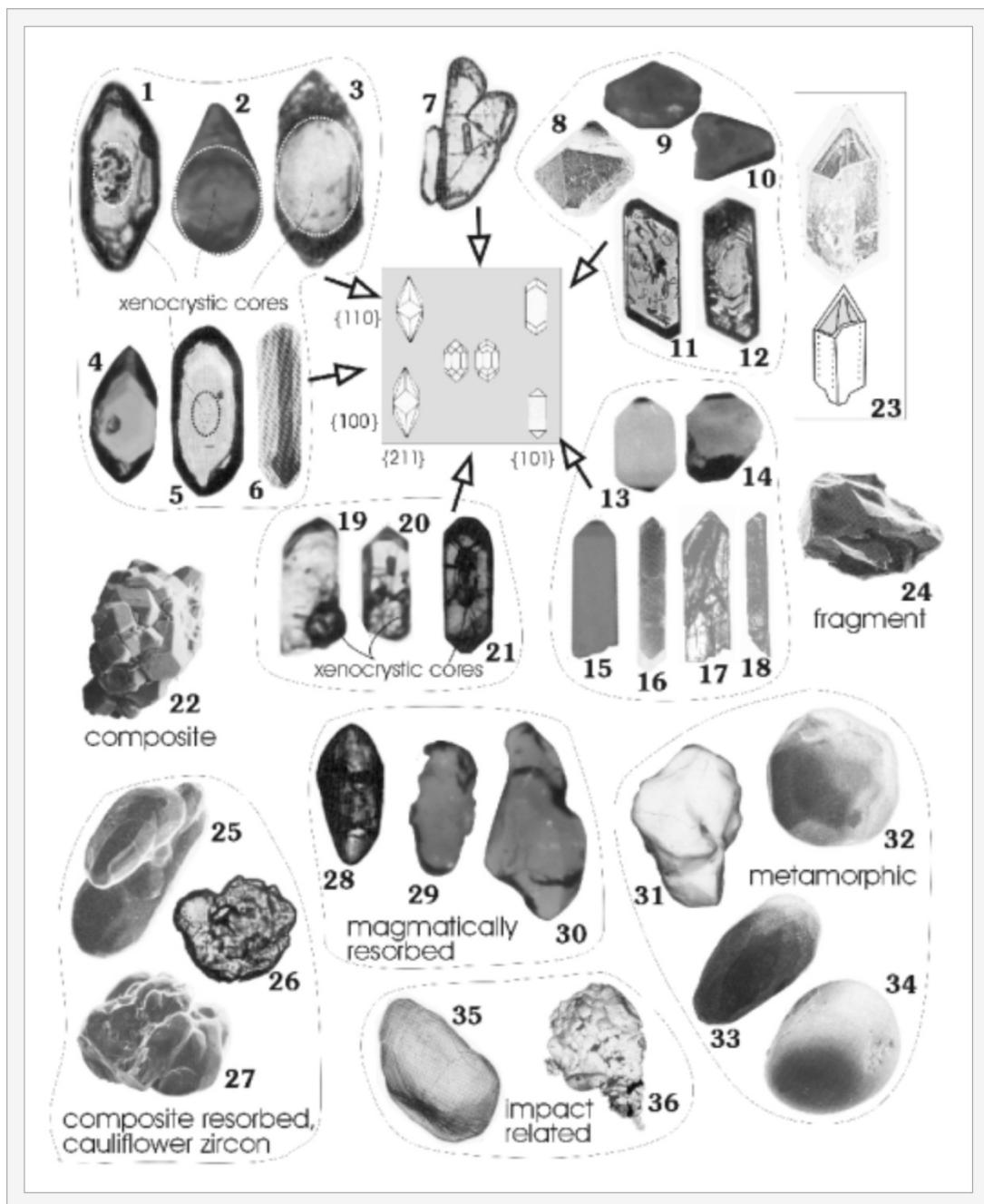


Figura 5.3- Exemplo da aplicação da tipologia de *Pupin* para as formas cristalográficas de zircões. Dimensões dos zircões entre 70 e 250 µm (adaptado de *Corfu et al.*, 2003).

Mas é a temperatura do meio de cristalização, o principal agente responsável pelo desenvolvimento das diferentes formas prismáticas no zircão (*Belousova et al.*, 2006). Também foi *Pupin* (1980), quem realizou uma tipologia de referência para estudos de zircões centrada na morfologia externa destes minerais, relacionando-a com as condições de cristalização. Este investigador estabeleceu que os zircões aciculares têm maior predominância em intrusões sub-vulcânicas, porfiríticas, em granitos supra-crustais e gabros; e que formas mais equidimensionais e pouco alongadas são comuns em intrusões de maior profundidade e de arrefecimento lento. Nessa tipologia, a classificação dos zircões é feita recorrendo à relação entre as suas formas prismáticas, através de um diagrama {100} vs {110} e {211} vs {101} como o exemplificado na (Fig.5.3). Com base nesta classificação foi estabelecido que os zircões com formas {100} vs {110} são característicos de rochas ígneas alcalinas e toleíticas; que combinações de formas com predominância de {211} aparecem em rochas de composição peraluminosa e calco-alcalina; e que formas {110} e {101} são dominantes em granitos enriquecidos em água e pegmatitos.

Embora pouco abundante na composição total das rochas, a presença de zircão é também importante porque pode surtir grandes efeitos no comportamento de inúmeros elementos traço durante a cristalização dos magmas (*Nagasawa*, 1970; *Watson*, 1979; *Murali et al.*, 1983), como interferir com a distribuição e abundância do zircónio (Zr) e do háfnio (Hf) durante a evolução do magma, e influenciar o comportamento dos elementos terras raras (ETR), Y, Th, U, Nb e Ta (*Murali et al.*, 1983; *Heaman et al.*, 1990; *Bea*, 1996; *Belousova et al.*, 2002; *Hoskin e Schaltegger*, 2003).

O zircão detritico encontrado nas rochas sedimentares é fundamental para caracterizar as suas fontes. O zircão detritico é relevante na análise de proveniência já que resiste aos à meteorização e transporte por efeito dos processos de geodinâmica externa, e por outro lado também resiste a condições extremas de temperatura associadas a metamorfismo de alto grau, à anatexia e génesis de granitos, por influência dos processos de geodinâmica interna. A análise das diferentes populações de zircão detritico de uma determinada amostra ser representativas de um ou mais ciclos de reciclagem crustal e podem caracterizar uma ou mais fontes potenciais.

5.2.2 Diferentes técnicas de observação da sua morfologia externa (microscopia óptica) e interna (microscopia electrónica-SEM e Catodolumiscência)

As observações das propriedades internas e externas do zircão podem realizar-se através de um microscópio binocular, por catodoluminescência ou por técnicas de microscopia electrónica-SEM, e possibilitam recolher informação das etapas de formação de rochas magmáticas, metamórficas e sedimentares (*Corfu et al.*, 2003). O microscópio binocular permite

observar as propriedades macroscópicas do zircão, como: a cor; o grau de transparência ou opacidade; morfologia externa e crescimentos; e presença de inclusões, fracturas e alteração. Para o estudo da textura interna do zircão pode utilizar-se o microscópio electrónico em ambas as vertentes, a de luz transmitida e a de luz reflectida. O de luz transmitida é útil para fazer observações em lâmina delgada ou em preparações de zircões em resina ("mounts") e pode revelar características como o crescimento concêntrico e as zonas mectamitizadas, onde a rede cristalina do zircão está destruída (*Chakoumakos et al., 1987, Murakami et al., 1991*). Mas a melhor resolução das texturas internas obtém-se através de aquisição de imagens de catodoluminescência (CL- emissão de luz através do bombardeamento de um feixe de electrões) ou de microscopia electrónica-SEM (*Vavra, 1990*) (Fig.5.4A-B). Estas imagens permitem detectar e identificar os crescimentos dos zircões através das variações de intensidade da luminescência, muito difíceis de observar com o microscópio petrográfico de luz polarizada.



Figura 5.4- Fotografia de zircão no interior de biotite observado ao microscópio de luz transmitida. O grau maior do zircão possui cerca de 100 µm de comprimento. A- Imagem em nicóis paralelos; B- Imagem em nicóis cruzados.

Diferenças nos padrões de catodoluminescência podem estar associadas a processos genéticos variados (*Harcher e Miller, 1993; Vavra et al., 1996*), como por exemplo:

- 1) o zonamento concêntrico em zircões com zonas euédricas finamente oscilatórias, podem sugerir crescimento ígneo num episódio único de crescimento (Fig.5.5);
- 2) vários núcleos arredondados distintos podem significar múltiplos episódios de crescimento metamórfico (granulitos) ou abrasão mecânica (Fig.5.6);

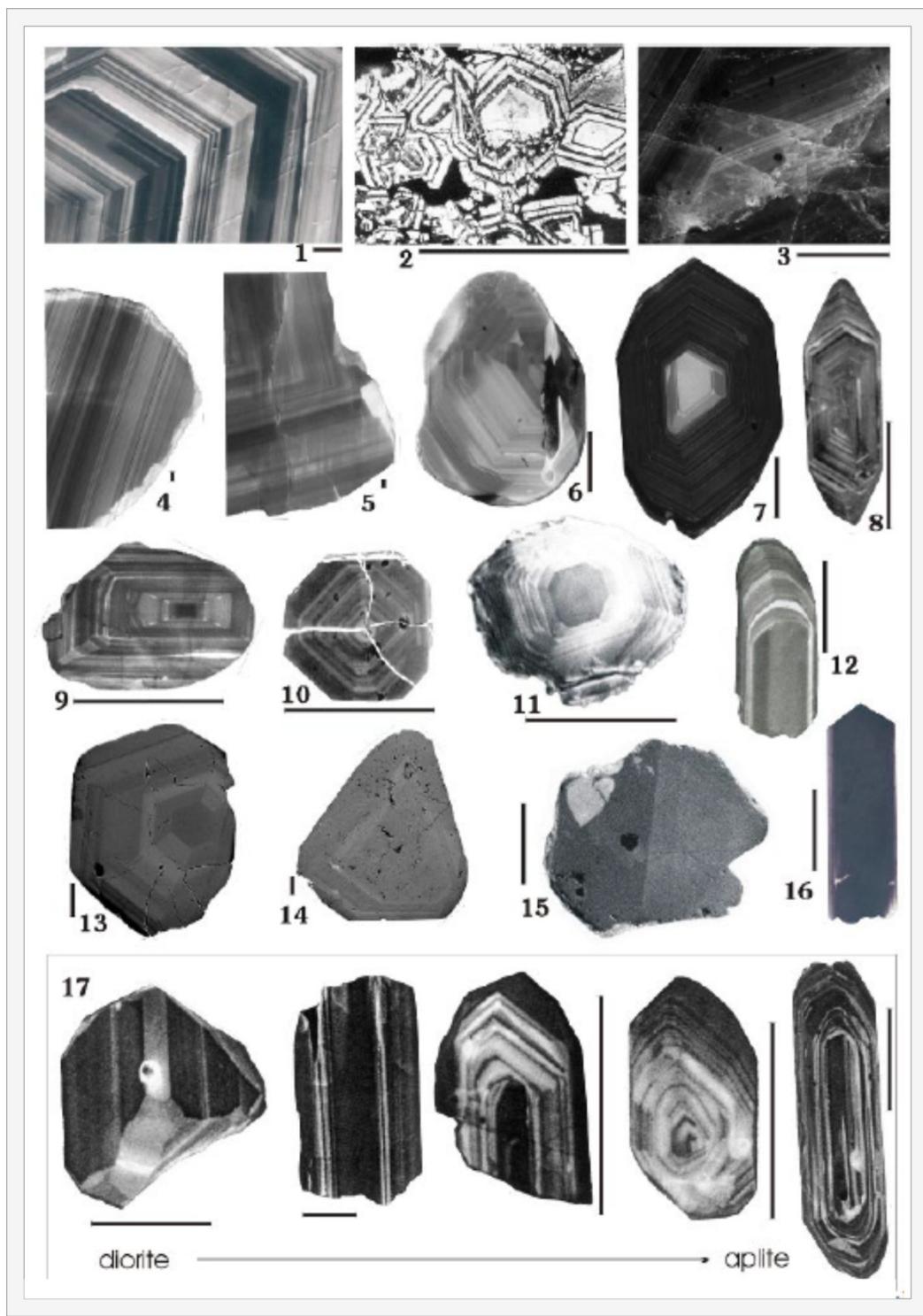


Figura 5.5- Imagens de CL de zircões magmáticos com crescimento concêntrico. As barras da escala correspondem aproximadamente a 100 µm (adaptado de Corfu *et al.*, 2003).

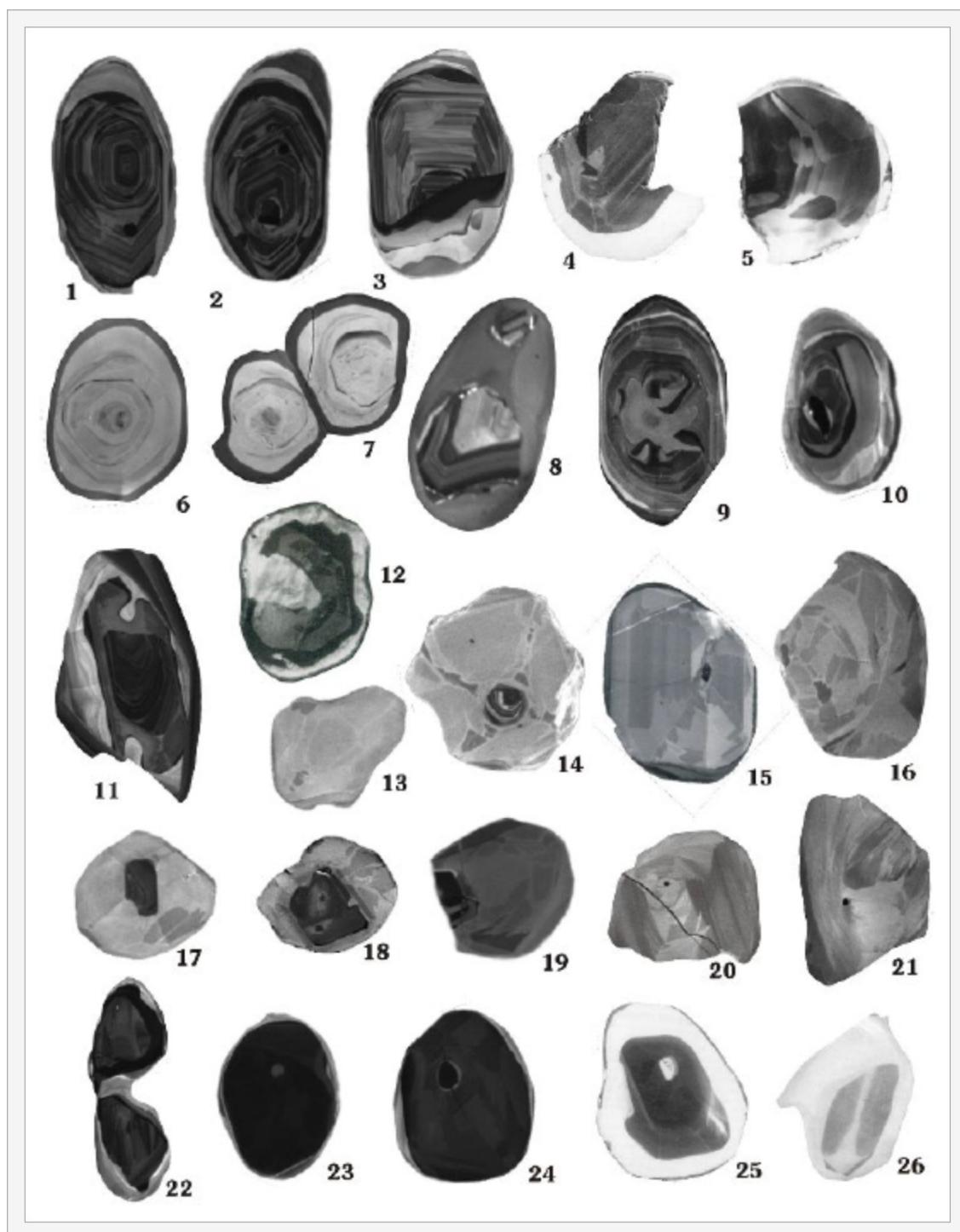


Figura 5.6- Imagens de CL de zircões que apresentam recristalizações e novos crescimentos, retirados de rochas com alto grau de metamorfismo. Todos os grãos com dimensões compreendidas entre 70 e 350 μm (adaptado de Corfu *et al.*, 2003).

- 3) núcleos anédricos distintos, se apresentam truncaturas e são rodeados por anéis de crescimento poderão ser herdados e as truncaturas significarem superfícies de reabsorção ou de abrasão;
- 4) múltiplos núcleos em geral de forma euédricas poderão indicar origem ígnea;
- 5) anéis euédricos formam-se geralmente num fundido ou num fluido;
- 6) zonas de anéis arredondadas formam-se durante metamorfismo e reabsorção;
- 7) zonas interiores com truncaturas abruptas estão relacionadas com zonas de fractura, catáclase ou transporte sedimentar;
- 8) se as truncaturas são suaves, poderão resultar de abrasão sedimentar, reabsorção de origem ígnea ou metamórfica, ou serem originadas pela presença de um fluido;
- 9) se as truncaturas apresentam golfos, aí podem ser originadas por reabsorção ou dissolução;
- 10) zonas com muitas irregularidades e com fronteiras complexas e igualmente irregulares, poderão ser zonas com a estrutura destruída por efeito da radioactividade, denominadas zonas metamicticas.

O elemento principal responsável pelas variações da intensidade da luminescência na microscopia electrónica-SEM, nos zircões crustais, é o háfnio (Hf), com o urânio (U) a ter um efeito secundário (*Hanchar e Miller 1993*).

5.3.3 Diferentes técnicas de medição da composição isotópica do zircão (TIMS, SHRIMP, LA-ICPMS)

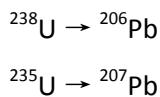
O zircão inclui elementos radioactivos na sua estrutura cristalina que se instalaram devido a substituição de catiões. Entre esses elementos encontram-se o urânio (U) e o tório (Th), que são incorporados durante a cristalização, assim como o háfnio (Hf) e os elementos Terras Raras (ETR), embora o chumbo (Pb) seja excluído nesse processo (*Hanchar e Miller, 1993; McLaren et al., 1994*). A geocronologia baseada em isótopos radioactivos utiliza o decaimento desses elementos para determinar o tempo geológico. Isso é possível porque o sistema de decaimento U-Th-Pb é um sistema isotópico fechado com tempo de semi-vida da ordem das centenas a milhares de milhões de anos (Giga anos). Num sistema dessa natureza, a razão entre a quantidade de isótopos-pai (P) e a quantidade de isótopos-filho (F) é dada pela função:

$$F/P = e^{\lambda t} - 1$$

onde λ é a constante de decaimento, e t o tempo geológico definido por:

$$t = \ln(F/P + 1) / \lambda$$

Uma vez que o elemento urânio apresenta dois isótopos naturais com número de massa 238 e 235 (^{238}U e ^{235}U), são definidas duas séries de decaimento expressas por:



Onde o ^{206}Pb e o ^{207}Pb são respectivamente os produtos finais de decaimento, os elementos estáveis, e 4,5 Ga e 0,7 Ga, as respectivas constantes de decaimento (Williams, 1998).

A terceira série de decaimento, tem constante de decaimento de 13.9 Ga e define-se por:



Os métodos convencionais de datação de zircão, como o método multi-grãos, utiliza a dissolução química do cristal, o que impõe várias limitações às características da população de zircões escolhida para o estudo: 1) tem de ter uma história geológica simples; 2) um sistema que não exceda as duas componentes do tipo origem magmática; 3) possuir um único estádio de perda de chumbo. Ficam excluídas assim as populações com: 1) zircões complexos (multi-estádios de perda de chumbo); 2) populações que envolvam associações de efeitos como crescimento de zircão com distúrbios na composição U-Pb por efeito de metamorfismos e fluídos hidrotermais, com perda de chumbo.

Outras técnicas de medição da composição isotópica do zircão, como a dissolução isotópica do tipo TIMS (*Thermo-Ionization Mass Spectrometry*), as microssondas iónicas do tipo SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*) ou ablação laser com ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*), têm então de ser utilizadas. Estas técnicas permitem determinar a composição isotópica a partir de material retirado directamente do mineral (o alvo), sem que seja necessário aplicar restrições à escolha da população de zircões.

O método de análise com SHRIMP foi inicialmente desenvolvido para datar e sondar crescimentos individuais de zircões (Compston *et al.*, 1982, 1984, 1992; Froude *et al.*, 1983; Williams, 1998; Compston, 1999; Davis *et al.*, 2003; Ireland e Williams, 2003), o que revolucionou a química mineral por possibilitar estudos à escala do mícron. Esta técnica permite efectuar análises da composição química e da composição isotópica da amostra em estudo. A composição química da amostra é adquirida a partir da emissão de raios X, obtida pela incidência de um feixe de electrões de alta energia. Para determinar a química isotópica é utilizado um feixe de iões primários, que incidindo na amostra induzem a libertação de iões secundários (Williams, 1998).

Esses iões primários poderão consistir em iões de oxigénio, para o caso de metais, que emitem iões secundários positivos; ou serem constituídos por iões de céssio, quando os elementos em estudo emitem iões secundários negativos, como o carbono, o oxigénio e o enxofre. Através de um espectrómetro de massa com focalização dupla e de elevada resolução, os iões secundários podem por fim ser analisados. Em resultado, é obtido um espectro de idades, comportando informação sobre os eventos que assistiram à formação do zircão na área fonte (Zeh *et al.*, 2001; Zeck e Williams, 2002; Linnemann *et al.*, 2004; Pereira *et al.*, 2008; Solá *et al.*, 2008).

Uma amostra de zircões a analisar pelo SHRIMP, deve incorporar uma *mount* polida, com cerca de 25 mm de diâmetro e com cobertura de um material condutor, por exemplo ouro ou carbono. Uma análise pelo SHRIMP é muito precisa, focalizada em diâmetros de 10 a 20 μm e em cerca de 2 μm de profundidade, provocando uma extração de 2 ng de amostra (Williams, 1998) (Fig.5.7).

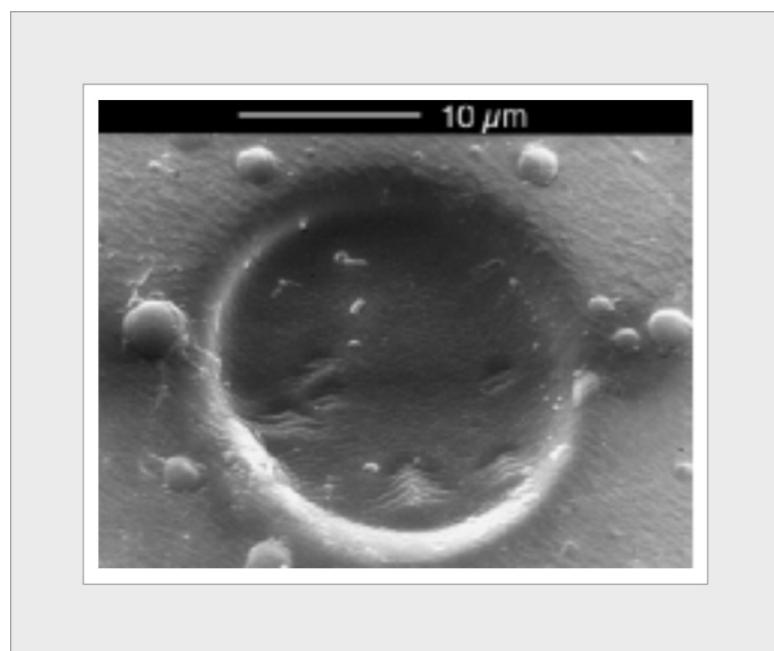


Figura 5.7- Cratera provocada pelo feixe de laser na superfície de um zircão para que o material removido seja analisado no SHRIMP (adaptado de Williams, 1998).

Comparando o método de ID-TIMS com o método de SHRIMP, o primeiro é mais preciso, mas o de SHRIMP mostra bastante eficácia, quer a nível de rendimento, quer a nível de possuir uma resolução espacial capaz de analisar zircões zonados por efeitos de sucessivos crescimentos magmáticos e/ou metamórficos. Essa datação dos crescimentos metamórficos patentes na estrutura do zircão, é relevante, na medida em que permite precisar a idade das diferentes etapas da evolução metamórfica, assim como, as taxas de desenvolvimento dos processos metamórficos (Rubatto, 2002). Se forem comparados os resultados de análises de zircões

simples, obtidos por dissolução isotópica (ID-TIMS) e por SHRIMP, constata-se que em pontos isolados os que provêm do SHRIMP são menos precisos, mas que nas composições médias os graus de incerteza são bastante similares.

O método de análise de ablação laser com ICP-MS (LA-ICPMS) foi, por sua vez, desenvolvido com vista ao estudo de elementos traço em amostras de rocha (*Jackson et al., 1992*). Este método, embora menos preciso do que TIMS ou o SHRIMP, é menos dispendioso, mais rápido e de mais fácil acesso do que esses dois (*Kosler e Sylvester, 2003*), e desta forma, amplamente utilizado em estudos de proveniência sedimentar. Dado que a análise pelo LA-ICPMS produz uma cratera com cerca de 30 a 60 μm de diâmetro (em contraste com a cratera de 10 a 20 μm produzida pelo SHRIMP, três vezes menor), uma boa opção é utilizar este método para determinar diferentes populações de idades, e datá-las posteriormente com o SHRIMP, adquirindo idades com maior precisão.

A instrumentação utilizada pelo LA-ICPMS consiste numa microssonda com ablação laser, fornecida por um sistema de laser Nd:YAG, de comprimento de onda variando entre $\lambda=213$ - 266 nm e operando em frequência quíntupla ou quádrupla (*Jackson et al., 1992; Jeffries et al., 1998; Jackson, 2001*). O material extraído da amostra, que sofre ablação, é transportado por um gás (neste caso hélio), para uma célula cilíndrica com cerca de 10 cm^3 para ser analisado.

Em estudos de proveniência sedimentar são utilizados em média cerca de 80 a 100 grãos de zircão por amostra (*Morton et al., 1996; Whitehouse et al., 1997; Fernández-Suárez et al., 2000*), para validar o tratamento estatístico, número difícil de alcançar com qualquer um dos métodos de ID-TIMS ou de SHRIMP, por serem mais dispendiosos, quer em termos da verba requerida, quer a nível do tempo utilizado a manobrar a análise de cada amostra (*Kosler e Sylvester, 2003*).

Mas se forem comparados os resultados das datações de zircões detriticos obtidos pelas duas técnicas (SHRIMP e LA-ICPMS), constata-se que ambas são precisas e adequadas a estudos de proveniência (*Gerdes e Zeh, 2006; Linnemann et al., 2007, 2008*). Por sua vez o método de SHRIMP tem sido utilizado com maior frequência do que o método de LA-ICPMS, na datação de zircões magmáticos e/ou zircões complexos (*Williams, 1998; Ireland e Williams, 2003*). De qualquer forma, a técnica de LA-ICPMS aplicada em simultâneo com estudos de catodoluminescência da estrutura interna dos zircões, permite datar núcleos herdados e crescimentos tardios em zircões magmáticos (*Rawlings-Hinchey et al., 2003; Linnemann et al., 2008*).

5.4.4 Geocronologia U-Pb em zircão detritico aplicado a sequências estratigráficas e em particular a rochas sedimentares detriticas

O sistema isotópico U-Pb no zircão, ao ter uma elevada temperatura de fecho (*Lee et al., 1997*), sobrevive a processos anatécticos, permitindo que o espectro de idades dos zircões herdadas forneça informação sobre fontes sujeitas a condições de extremas temperaturas.

A geocronologia U-Pb em zircão, a partir da análise dos isótopos radioactivos U-Th-Pb, permite determinar a idade em que ocorreu a cristalização de uma dada rocha ígnea, a altura da deposição de dada rocha sedimentar, a idade em que se formou uma determinada rocha sedimentar, possibilitando também fazer restrições paleogeográficas, reconstruções tectónicas e facultando informação acerca da evolução crustal (*Ross e Bowring, 1990; Ireland, 1992; Gehrels e Dickinson, 1995; Gehrels et al., 1995; Knudsen et al., 1997; Gehrels e Ross, 1998; Holm et al., 1998; Mahoney et al., 1999; Wallin et al., 2000; Cawood e Nemchin, 2001; Gehrels et al., 2002*).

A utilização da datação U-Pb em fracções de minerais pesados de rochas sedimentares silicicísticas para estudos de proveniência sedimentar, é de grande utilidade para estabelecer correlações estratigráficas, identificar fontes sedimentares, transporte e para decifrar a história da deposição (*Fernández-Suarez et al., 2000, 2002; Gerdes e Zeh, 2006; Linnemann et al., 2007, 2008*).

Uma forma de apresentar os resultados obtidos pela U-Pb em zircão detritico, é através de diagramas de concórdia que exibem as razões isótopo-filho/isótopo-pai do decaimento radioactivo de ^{235}U , nas abcissas e do decaimento de ^{238}U , nas ordenadas. O resultado é uma curva, denominada curva de concórdia, que expressa os valores dessas razões para sistemas isotópicos de diferentes idades. Assim, composições de sistemas isotópicos fechados, são concordantes e coincidem com a curva; sistemas isotópicos abertos são projectados fora da curva e denominam-se discordantes. Exemplificando, se forem projectadas as composições de vários grãos da mesma idade, afectados de maneira distinta pelo mesmo evento térmico, as intersecções da linha de discordância com a curva de concórdia irão fornecer tanto a idade original como a do evento térmico. Se os grãos analisados tiverem idades misturadas, isso pode originar discordância. Contudo, no caso de existirem apenas dois componentes nessa mistura, a sua idade será fornecida pelas intersecções da linha de mistura com a curva de concórdia.

Outra forma de apresentar os resultados, é através de um diagrama de concórdia menos difundido para resultados obtidos por LA-ICPMS, denominado diagrama de *Tera-Wasserburg*. Este diagrama apresenta a razão de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ no eixo das abcissas e a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ no eixo das ordenadas e possui a vantagem matemática, dos erros em ambos os eixos estarem menos correlacionados (*Tera e Wasserburg, 1972*). Este tipo de diagramas são mais utilizados para resultados provenientes do SHRIMP.

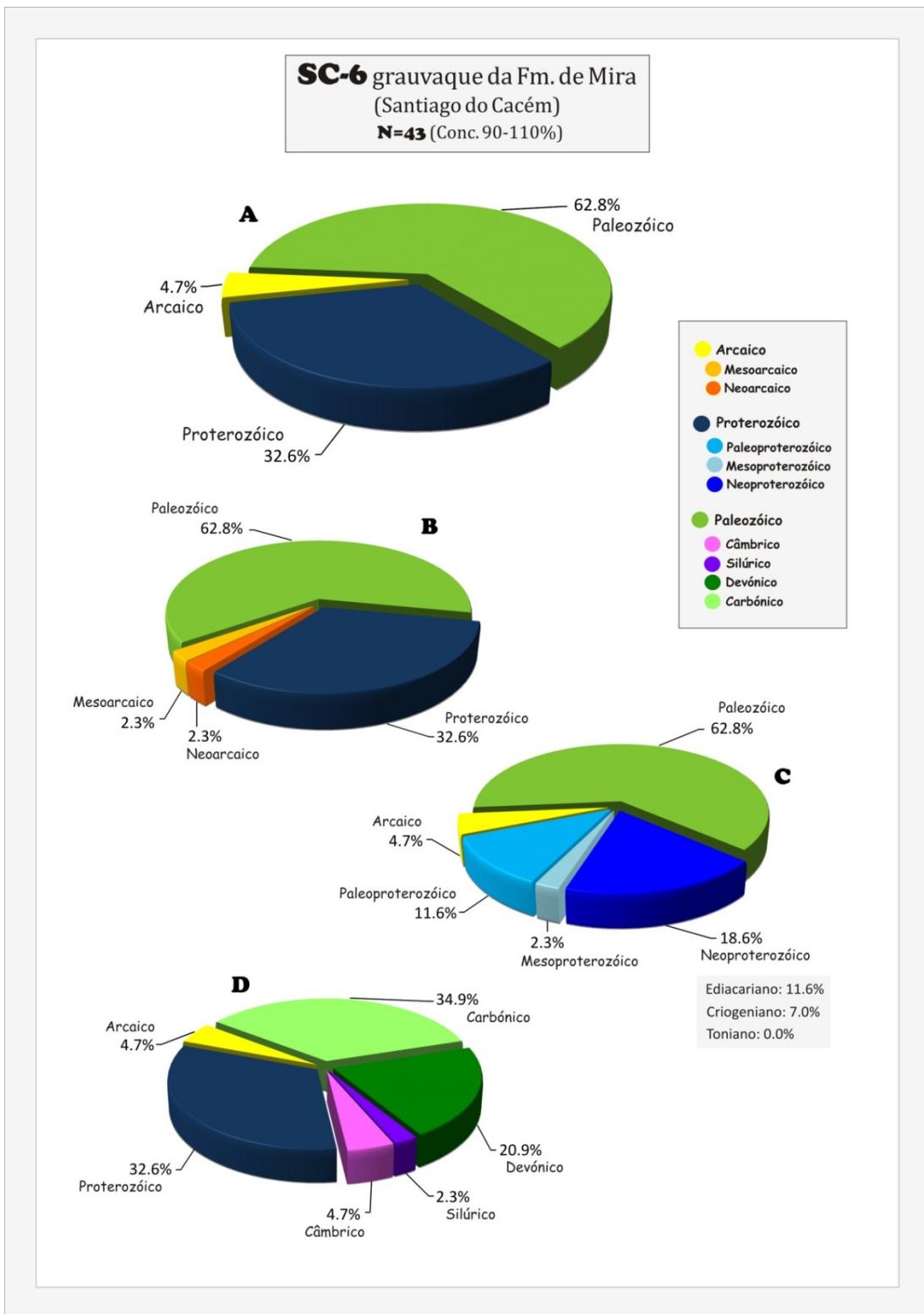


Figura 5.8- Idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircões detriticos, presentes na amostra SC-6 (grauvaque) da Formação de Mira (Santiago do Cacém). A- Percentagens totais das idades arcaicas, proterozóicas e paleozóicas; B- Percentagens parciais do Arcaico (Mesoarcaico e Neoarcaico); C- Percentagens parciais do Proterozóico (Paleoproterozoico, Mesoproterozoico e Neoproterozoico); D- Percentagens parciais do Paleozóico (Câmbriico, Silúrico, Devónico e Carbônico).

A projecção dos dados obtidos pela geocronologia U-Pb em zircão detritico é facilitada por uma ferramenta quase indispensável, o *software ISOPLOT*, que permite elaborar diagramas como os de concórdia e os de densidade de probabilidade (probabilidade relativa e abundância).

As interpretações dos resultados obtidos quer a partir de técnicas analíticas, quer a partir das datações dos zircões, devem considerar as observações directas às zonas de amostragem e ser testadas *in-situ*. O trabalho de campo é fundamental como suporte da aplicação das técnicas laboratoriais complementares. Os detalhes da caracterização mesoscópica, à escala do afloramento, conjuntamente com a informação de observações microscópicas são essenciais para enquadrar com sucesso as etapas da história do zircão nos processos geológicos que pretendemos datar e estudar.

5.2. GRAUVAQUES DO SOCO CARBÓNICO DAS BACIAS DO TRIÁSICO

5.2.1 Grauvaques da Formação de Mira (SC-6) - Carbónico inferior (Serpukhoviano)

Na amostra SC-6 (Santiago do Cacém) estudaram-se 43 zircões que em geral são de grandes dimensões, euédricos e amarelos. Os zircões analisados apresentam idades compreendidas no intervalo de concórdia 90-110% (Tabela-Anexo 2.1). Esta amostra contém 24 zircões do Paleozóico (62,8%), 14 zircões do Proterozóico (32,6%) e 2 zircões do Arcaico (4,7%) (Fig.5.8A). O Arcaico inclui um grão do Mesoarcaico (c. 2,86Ga) e outro do Neoarcaico (c. 2,71Ga) (Fig.5.8B). No Proterozóico (Fig.5.8C) estão representados 5 zircões do Paleoproterozóico [11,6%; Sideriano (c. 2,45Ga), Rhiaciano (c. 2,16 - 2,07Ga) e Orosiriano (c. 1,95 - 1,8Ga)]; 1 zircão do Mesoproterozóico [2,3%; Steniano (c. 1,09Ga)]; e 8 zircões do Neoproterozóico [18,6%; Criogeniano (c. 680 - 633Ma) e Ediacariano (c. 625 - 555Ma)]. O Paleozóico é a população de zircões mais representada (Fig.5.8D), contendo 2 zircões do Câmbrico [4,7%; c. (517Ma e 503Ma)]; 1 grão do Silúrico [2,3%; (c. 426Ma)]; 9 zircões do Devónico [20,9%; com 4,7% do Ensiano (c. 402 - 400Ma); 14,0% do Frasniano (c. 380 - 377Ma) e 2,3% do Fameniano (c. 366Ma)]; e 15 zircões do Carbónico (34,9%), o período dominante, com a maioria dos zircões do Carbónico inferior [14,0% do Tournaisiano (c. 353 - 346Ma); 18,6% do Viseano (c. 344 - 326Ma) e 2,3% do Bashkiriano (c. 312Ma)].

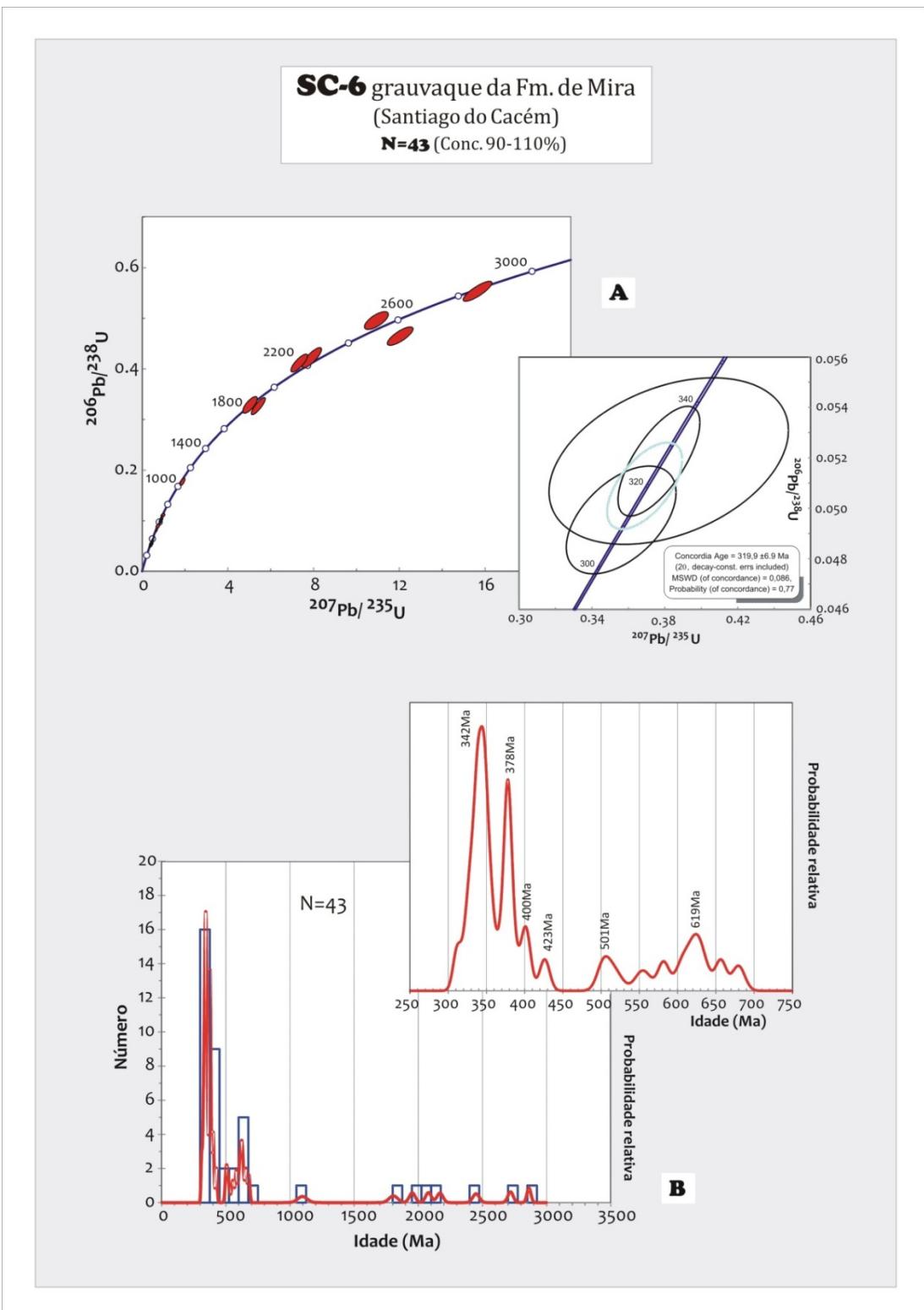


Figura 5.9- Idades da amostra SC-6 (grauvaque), da Formação de Mira (Santiago do Cacém), com intervalo de concórdia 90 - 110%, obtidas por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircão detritico.

A- Representação em diagramas de concórdia convencionais, com destaque para a idade de deposição máxima; B- Representação em diagramas de densidade de probabilidade, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 750Ma.

No diagrama de probabilidades (Fig.5.9B) destacam-se dois picos, o mais elevado aos c. 342Ma (Viseano) e o outro aos c. 378Ma (Frasniano). O intervalo c. 675 - 312Ma, do Neoproterozóico ao Paleozóico concentra a maioria dos dados, destacando-se outros picos menos acentuados no Criogeniano (entre c. 675Ma e c. 653Ma), no Ediacariano (entre c. 619Ma e c. 549Ma), no Câmbico superior (c. 501Ma), no Silúrico superior (c. 423Ma), no Devónico inferior (c. 400Ma) e Bashkiriano (c. 312Ma). Existem ainda idades distribuídas pelo Mesoarcaico (c. 2,85Ga), Neoarcaico (c. 2,69Ga), pelo Paleoproterozóico (c. 2,42Ga e intervalo c. 2,14Ga a c. 1,77Ga) e ainda no Mesoproterozóico (c. 1,05Ga).

Nesta amostra não se observam idades mais recentes do que o Bashkiriano, com o grão mais recente datado de 312 ± 11 Ma. Dado que os zircões com idades mais próximas deste último pertencem ao Viseano, a idade máxima de deposição foi calculada a partir dos 3 zircões mais recentes (Fig.5.9A), obtendo-se a idade $319,9 \pm 6,9$ Ma (Serpukhoviano) compatível com a sua idade bioestratigráfica.

O diagrama de razão Th/U vs. idades dos grãos de zircões detriticos (Fig.5.10A) mostra que praticamente todos os zircões apresentam valores projectados no intervalo $0,1 < \text{Th/U} < 1$ que sugere uma fonte metaluminosa intermédia a félscica, para o magma a partir do qual cristalizaram. Apenas 1 zircão do Mesoproterozóico (Steniano) apresenta uma razão $\text{Th/U} > 1$ que pode representar uma fonte máfica. Um zircão do Criogeniano e alguns zircões do Devónico, exibem razões $\text{Th/U} < 0,1$, o que corresponde a uma fonte peraluminosa félscica.

5.2.2 Grauvaques da Formação de Brejeira (AM-3 e TH-5) - Carbónico superior (Bashkiriano - Moscoviano)

Na amostra AM-3 (Praia do Amado) foram considerados 62 zircões no intervalo de concordância 90-110% (Tabela-Anexo 2.2). Os zircões são na sua maioria arredondados e com grande heterogeneidade dimensional. Destaca-se também um outro tipo de população de zircões menos frequentes, de menores dimensões e euédricos. Considerando as imagens de catodoluminescência (CL) (Anexo 8.3.1), a maioria dos zircões são arredondados e têm dimensões entre 125 e 150 μm , podendo, mas mais raramente, atingir dimensões de 220 μm . Existe uma outra população de zircões mais pequenos, não tão abundantes, com dimensões entre 75 e 100 μm . Ocasionalmente observa-se pequenos zircões de 50 μm . A grande maioria dos zircões desta amostra são simples, arredondados, alongados, euédricos a subeuédricos, e alguns equidimensionais. Em geral apresentam zonamento concêntrico, bem definido ou esbatido, ou então sem zonamento. Alguns têm zonamento bandado.

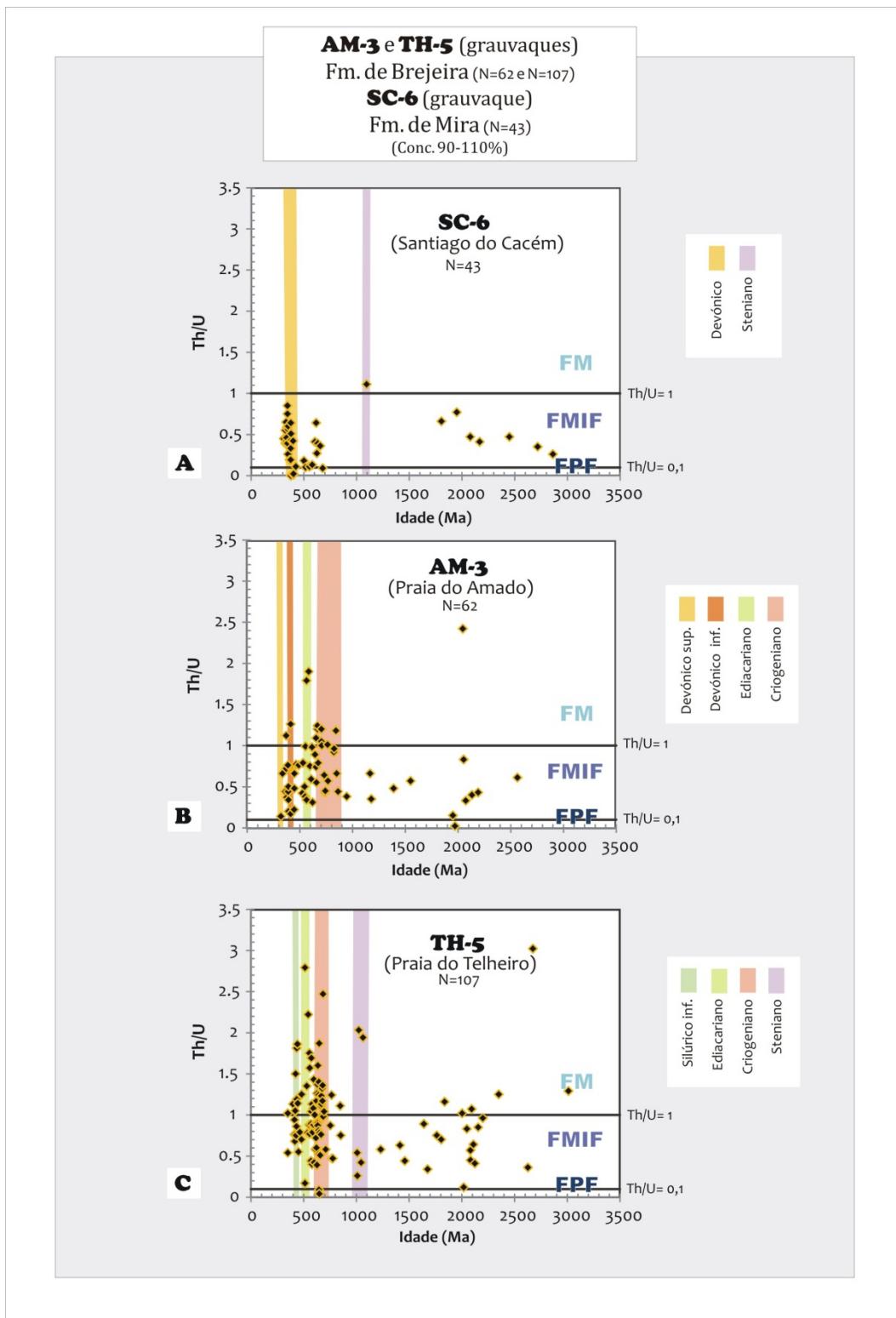


Figura 5.10- Razões Th/U correspondentes a cada idade determinada pelas análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS, dos zircões detriticos encontrados nas amostras analisadas. As linhas horizontais $Th/U = 1$ e $Th/U = 0,1$, separam os campos relacionados com uma fonte máfica (FM), com uma fonte metaluminosa intermédia a felsica (FMIF) e com uma fonte peraluminosa felsica (FPF). A- Da amostra SC-6 (grauvaques) da Formação de Mira (Santiago do Cacém); B- Da amostra AM-3 (grauvaque) da Formação de Brejeira (Praia do Amado); C- Da amostra TH-5 (grauvaque) da Formação de Brejeira (Praia do Telheiro).

É frequente a existência de grãos com luminescência muito reduzida (abundância do elemento U), e outros possuindo frentes de crescimento/recristalizações externas e luminescentes. Também se observam alguns grãos com elevada luminescência. Os poucos zircões complexos que se encontram são euédricos, com um núcleo de zonamento concêntrico ou sem zonamento e frentes de crescimento/recristalização também de zonamento concêntrico mais grosso ou então zonamento concêntrico esbatido. Mais raramente, ocorrem zircões complexos arredondados, com núcleos sem zonamento e elevada luminescência, frentes de crescimento concêntricas finas ou esbatidas e recristalizações de elevada luminescência.

Esta amostra apresenta 66,1% de zircões do Proterozóico (41 grãos), 32,3% do Paleozóico (20 grãos) e 1 zircão do Arcaico [1,6%; Neoarcaico (c. 2,56Ga) (Fig.5.11A-B). O Proterozóico é a população de zircões dominante e inclui idades: do Paleoproterozóico (11,3%), do Mesoproterozóico (6,5%) e do Neoproterozóico (48,4%) (Fig.5.11C). O Paleoproterozóico é representado por 7 zircões com idades variando entre o Rhiaciano (c. 2,19 - 2,05Ga) e o Orosiriano (c. 2,04 - 1,95Ga). O Mesoproterozóico apresenta 4 zircões no intervalo c. 1,56 - 1,16Ga. O Neoproterozóico é a população de zircões mais representada incluindo 30 zircões distribuídos pelo Toniano (4,8%; c. 945 - 850Ma), pelo Criogeniano (27,4%; c. 843 - 646Ma) e Ediacariano (16,1%; c. 622 - 546Ma). O Paleozóico sendo a segunda população de zircões mais representada tem 20 zircões, incluindo idades (Fig.5.11D): do Câmbico [4,8%; 3 grãos; Câmbico inferior (c. 531 - 525Ma) e Câmbico superior (c. 491Ma)]; do Ordovícico [8,1%; 5 grãos; Ordovícico médio (c. 466Ma) e Ordovícico superior (c. 449 - 445Ma)]; do Devónico [17,7%; 11 grãos; Devónico inferior (c. 414Ma); Devónico médio (c. 394 - 389Ma) e Devónico superior (c. 377 - 363Ma)]; e também do Carbónico [1,6%; 1 grão; Viseano (c. 337Ma)].

O diagrama de probabilidades (Fig.5.12B) mostra que as idades mais recentes estão maioritariamente concentradas no intervalo c. 846 - 337Ma entre Criogeniano e o Viseano. O pico mais relevante situa-se no Eifeliano [Devónico médio (c. 392Ma)]. Outros picos observados representam: o Criogeniano (c. 846Ma, c. 822Ma, c. 764Ma, c. 734Ma, c. 705Ma e c. 656Ma); o Ediacariano (c. 616Ma, 657Ma e 550Ma); o Câmbico inferior (c. 525Ma); o Ordovícico médio (c. 464Ma); Ordovícico superior (c. 446Ma); o Fameniano (c. 371Ma) e o Viseano (c. 337Ma). Nas idades mais antigas observa-se uma concentração no intervalo c. 2,18 - 1,95Ga que corresponde ao Paleoproterozóico (Orosiriano), e outros picos menores no Mesoproterozóico e Toniano (entre c. 1,54 - 0,94Ga), assim como no Neoarcaico (c. 2,55Ga). Neste grau que regista-se a inexistência de idades mais recentes do que o Viseano (Carbónico inferior).

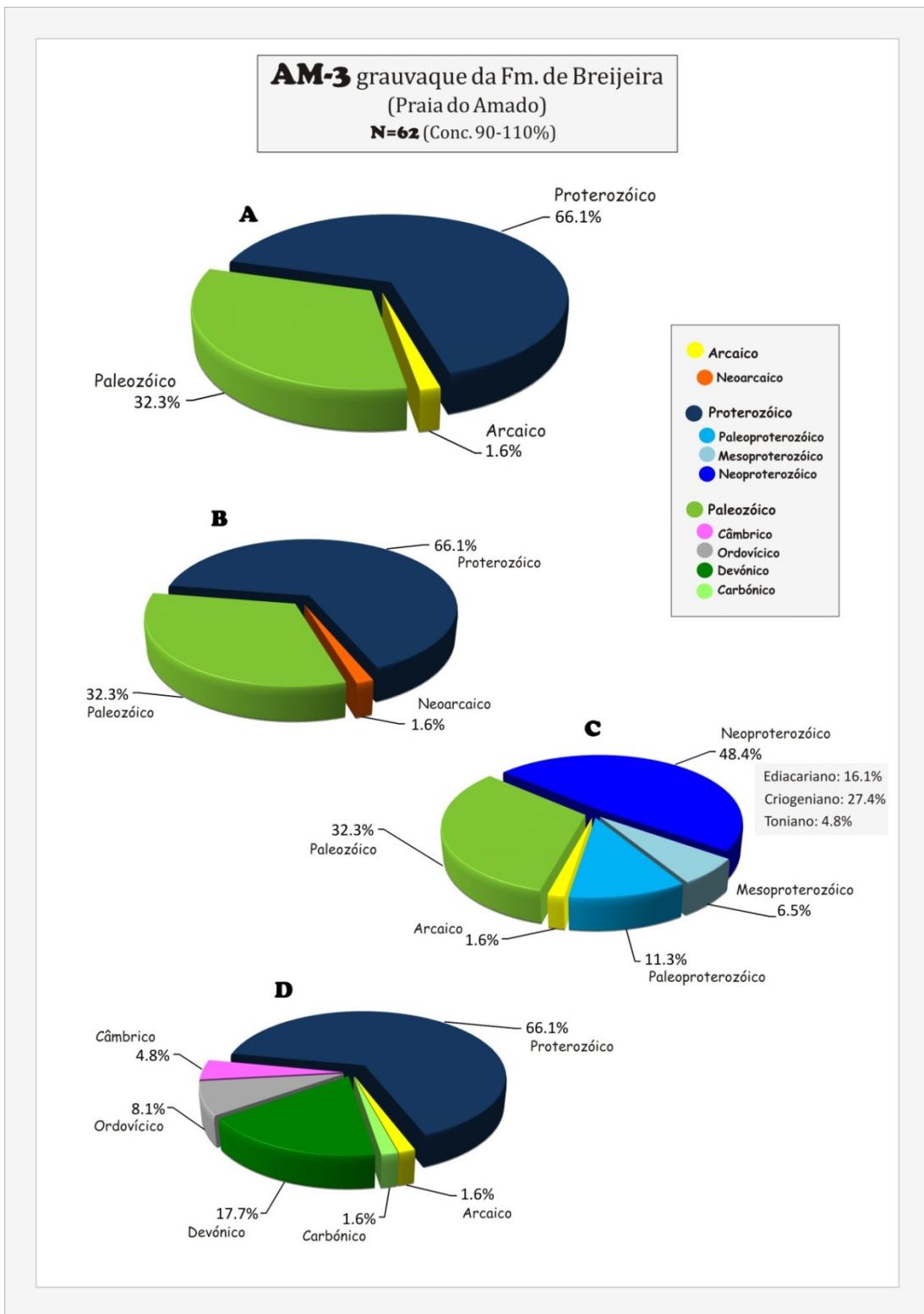


Figura 5.11- Idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircões detriticos, presentes na amostra AM-3 (grauvaque) da Formação de Brejeira (Praia do Amado). A- Percentagens totais das idades arcaicas, proterozóicas e paleozóicas; B- Percentagens parciais do Arcaico (Neoarcaico); C- Percentagens parciais do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico); D- Percentagens parciais do Paleozóico (Câmbrico, Ordovícico, Devónico e Carbónico).

O zircão mais recente desta amostra foi datado aos 337 ± 6 Ma (100% de concordância). Sendo o único zircão do Viseano, não é possível calcular a idade máxima de deposição uma vez que as idades dos outros zircões mais próximos são do Fameniano (Devónico superior). Ainda assim não se pode desprezar este único zircão do Carbónico atendendo aos seus 100% de concordância.

No diagrama da razão Th/U vs. idade dos grãos de zircões detriticos (Fig.5.10B), observa-se que a maioria dos zircões se projecta no intervalo $0,1 < \text{Th}/\text{U} < 1$, correspondendo a uma fonte metaluminosa intermédia a félscica, zircões esses essencialmente de idades neoproterozóicas (Criogeniano e Ediacariano) e devónicas (Devónico superior e inferior). Zircões com razão $\text{Th}/\text{U} > 1$, associados a uma fonte máfica, encontram-se no Neoproterozóico (Criogeniano e Ediacariano), no Devónico superior e inferior e no Paleoproterozóico (Orosiriano). Também no Paleoproterozóico (Orosiriano), se encontra o único zircão com $\text{Th}/\text{U} < 0,1$ consistente com uma fonte peraluminosa félscica.

Na amostra TH-5 (Praia do Telheiro) foram analisados 107 zircões com idades distribuídas pelo intervalo de concordância 90-110% (Tabela-Anexo 2.3). Pela observação à lupa binocular, os zircões desta amostra são ligeiramente avermelhados a rosas, prismáticos de granularidade fina a grosseira mas geralmente arredondados. Observam-se também zircões anédricos. As imagens de catodoluminescência (CL) (Anexo 8.3.2) revelam que existem zircões com uma grande heterogeneidade de dimensões, mas que as dimensões de 100 a 125 μm , juntamente com as de 75 a 100 μm são as mais comuns. Também se observam zircões entre 125 e 150 μm de comprimento e outros muito grandes e mais raros que podem atingir os 200 μm . A maioria dos zircões são simples e alongados, existindo também zircões curtos, equidimensionais e arredondados. Dividem-se em zonamento concêntrico, sem zonamento e menos frequentemente com zonamento bandado. Em muito ocorrem inclusões e são visíveis sinais de mictamitização e recristalização no bordo. Os zircões mais pequenos são em geral arredondados, sem zonamento e alguns com zonamento concêntrico esbatido, embora também existam do tipo prismático com zonamento concêntrico bem vincado. Os zircões maiores têm zonamento concêntrico fino, são bandados ou possuem extremos graus de luminescência (muito reduzida ou elevada) sem zonamento.

Esta amostra é constituída por 82 grãos do Proterozóico (76,6%), 22 grãos do Paleozóico (20,6%) e 3 grãos do Arcaico (2,8%) (Fig.5.13A). O Arcaico inclui 1 grão do Mesoarcaico (0,9%; c. 3,01 Ma) e 2 grãos do Neoarcaico (1,9%; c. 2,67 - 2,62 Ga) (Fig.5.13B).

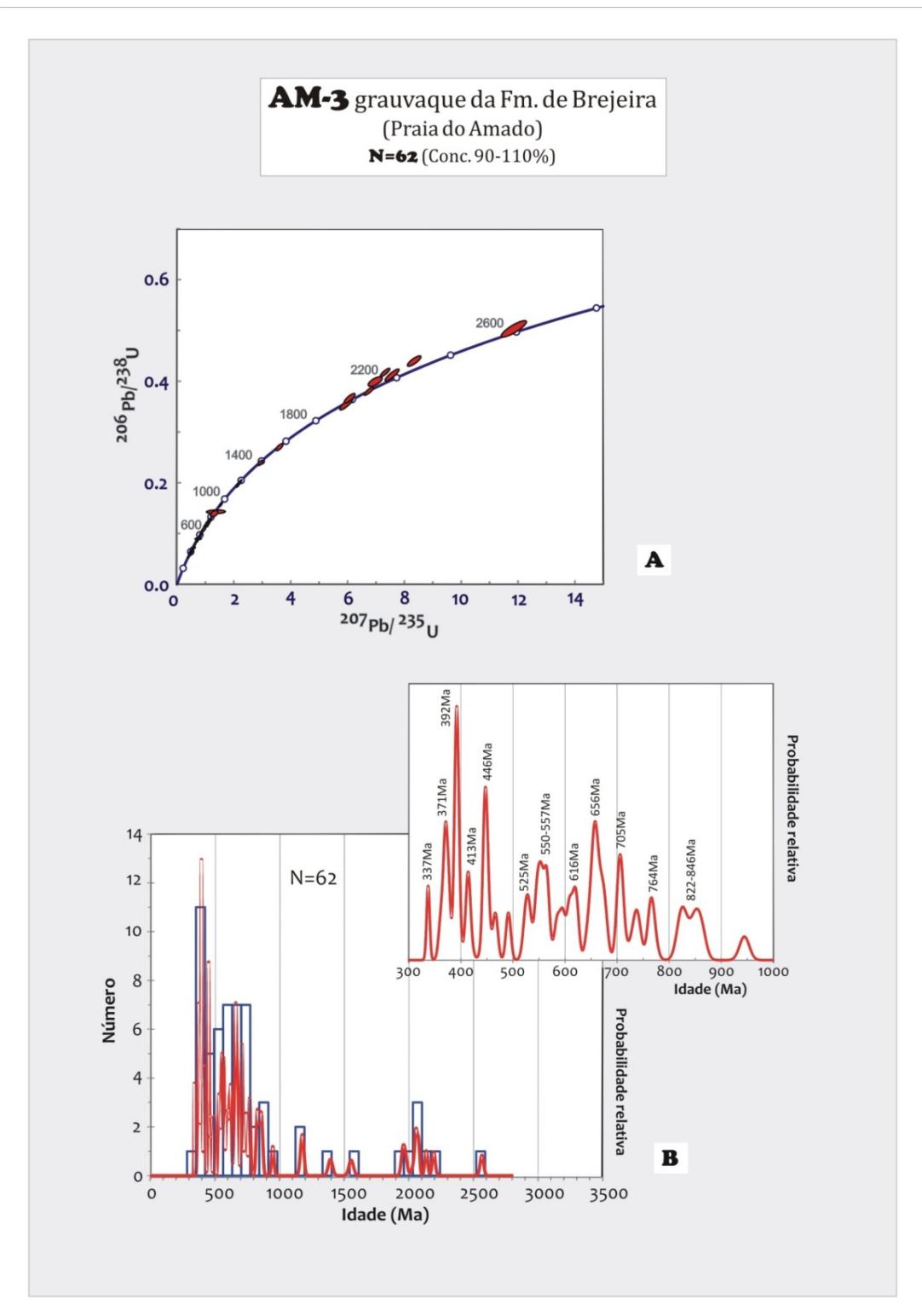


Figura 5.12- Idades da amostra AM-3 (grauvaque), da Formação de Brejeira (Praia do Amado), com intervalo de concórdia 90 - 110%, obtidas por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircão detritico. A- Representação em diagramas de concórdia convencionais; B- Representação em diagramas de densidade de probabilidade, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 1 Ga.

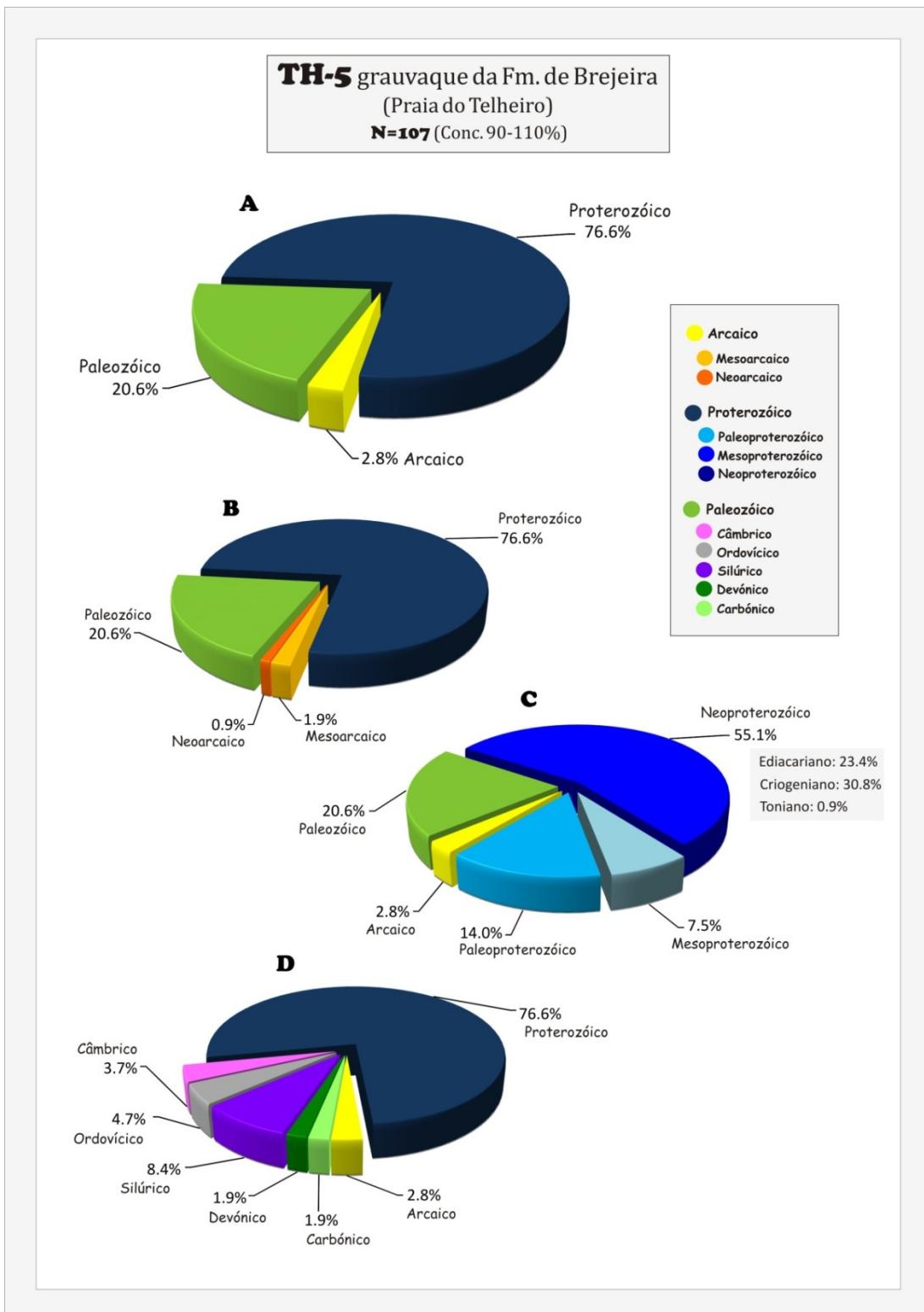


Figura 5.13- Idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircões detriticos, presentes na amostra TH-5 (grauvaque) da Formação de Brejeira (Praia do Telheiro). A- Percentagens totais das idades arcaicas, proterozóicas e paleozóicas; B- Percentagens parciais do Arcaico (Mesoarcaico e Neoarcaico); C- Percentagens parciais do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico); D- Percentagens parciais do Paleozóico (Câmbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico e Carbónico).

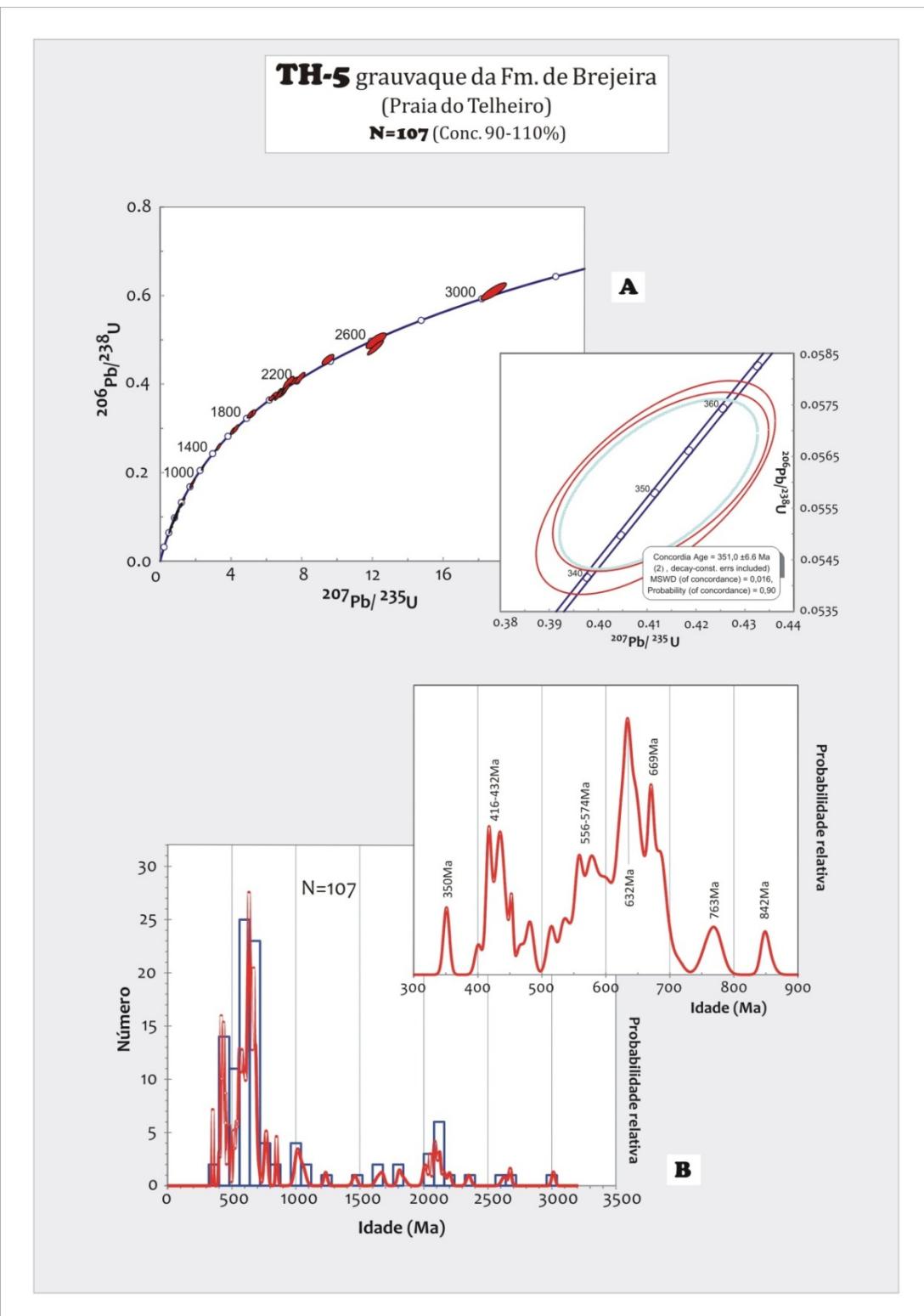


Figura 5.14- Idades da amostra TH-5 (grauvaque), da Formação de Brejeira (Praia do Telheiro), com intervalo de concórdia 90 - 110%, obtidas por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircão detritico. A- Representação em diagramas de concórdia convencionais, com destaque para a idade de deposição máxima; B- Representação em diagramas de densidade de probabilidade, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 900Ma.

O Proterozóico é a população de zircões mais representada nesta amostra (Fig.5.13C), contendo 15 zircões do Paleoproterozóico [14,0%; do Sideriano (c. 2,35Ga); do Rhiaciano (c. 2,2 - 2,08Ga); Orosiriano (c. 2,04 - 1,8Ga); e do Stateriano (c. 1,67 - 1,64Ga)]; 8 zircões do Mesoproterozóico [7,5%; Calimiano (c. 1,46Ga); Ectasiano (c. 1,23Ga) e Steniano (c. 1,06 - 1Ga)]; e 82 zircões do Neoproterozóico (55,1%) repartidos pelo Toniano (1 grão; 0,9%; c. 853Ma), Criogeniano (30,8%; c. 848 - 631Ma) e Ediacariano (23,4%; c. 629 - 544Ma). O Paleozóico é o segundo grupo mais representado (Fig.5.13D) surgindo com 22 zircões: 4 zircões do Câmbrico [3,7%; do Câmbrico inferior (c. 538 - 514Ma)]; 5 zircões do Ordovícico [4,7%; do Ordovícico inferior (c. 482 - 481Ma); Ordovícico médio (c. 466 Ma) e Ordovícico superior (c. 453 - 446Ma)]; 9 zircões do Silúrico [8,4%; do Silúrico inferior (c. 442 - 431Ma); Silúrico médio (c. 426Ma); e Silúrico superior (c. 422 - 416Ma)]; 2 zircões do Devónico [1,9%; Devónico inferior (c. 415 - 401Ma)]; e 2 zircões do Carbónico [1,9%; Tournaisiano (c. 351Ma)].

No diagrama de probabilidades (Fig.5.14B), a maioria dos dados concentra-se entre o Criogeniano (c. 679Ma) e o Tournaisiano (c. 350Ma). Nesse intervalo os picos com maior relevância pertencem ao Criogeniano (c. 679Ma, 669Ma e 632Ma), ao Ediacariano (c. 574Ma e 556Ma), ao Silúrico (c. 443Ma, 432Ma e 416Ma) e por fim ao Tournaisiano (c. 350Ma). Outros picos com menor expressão assinalam-se nas idades mais antigas: no Mesoarcaico (c. 3,0 Ga); Neoarcaico (c. 2,66Ga); no Paleoproterozóico [Sideriano (c. 2,33Ga); Orosiriano (c. 2,15Ga, 2,09 - 2,04Ga e 2,0Ga); Stateriano (c. 1,79Ga e 1,64Ga)]; no Mesoproterozóico (c. 1,44Ga, 1,22Ga e 1Ga); e no Criogeniano (c. 846Ma e 763Ma).

Nesta amostra o zircão mais recente tem idade $351 \pm 10\text{Ma}$ (concordância de 101%), correspondendo ao Tournaisiano (Carbónico inferior). Utilizando as duas idades mais recentes para calcular a idade máxima de deposição obtém-se $351,0 \pm 6,6\text{Ma}$ (Tournaisiano) (Fig.5.14A), que é mais antiga que a idade bioestratigráfica atribuída a esta formação (Serpukhoviano - Moscoviano).

No diagrama de razão Th/U versus idade dos grãos de zircão detritíco (Fig.5.10C), grande parte dos zircões dispõem-se no intervalo $0,1 < \text{Th}/\text{U} < 1$, o que significa que deverão estar relacionados com uma fonte metaluminosa intermédia a félscica. Apenas alguns zircões do Criogeniano têm $\text{Th}/\text{U} < 0,1$ o que representa uma fonte peraluminosa félscica. De acordo com a figura 5.10C, existe uma população significativa de zircões que se distribuem desde o Mesoproterozóico (Steniano) ao Paleozóico (Silúrico inferior), passando pelo Criogeniano e Ediacariano (Neoproterozóico), que apresentam razão $\text{Th}/\text{U} > 1$, provavelmente associada a uma fonte mafica. Ainda se observam alguns grãos do Mesoarcaico, Neoarcaico e Paleoproterozóico com razão $\text{Th}/\text{U} > 1$.

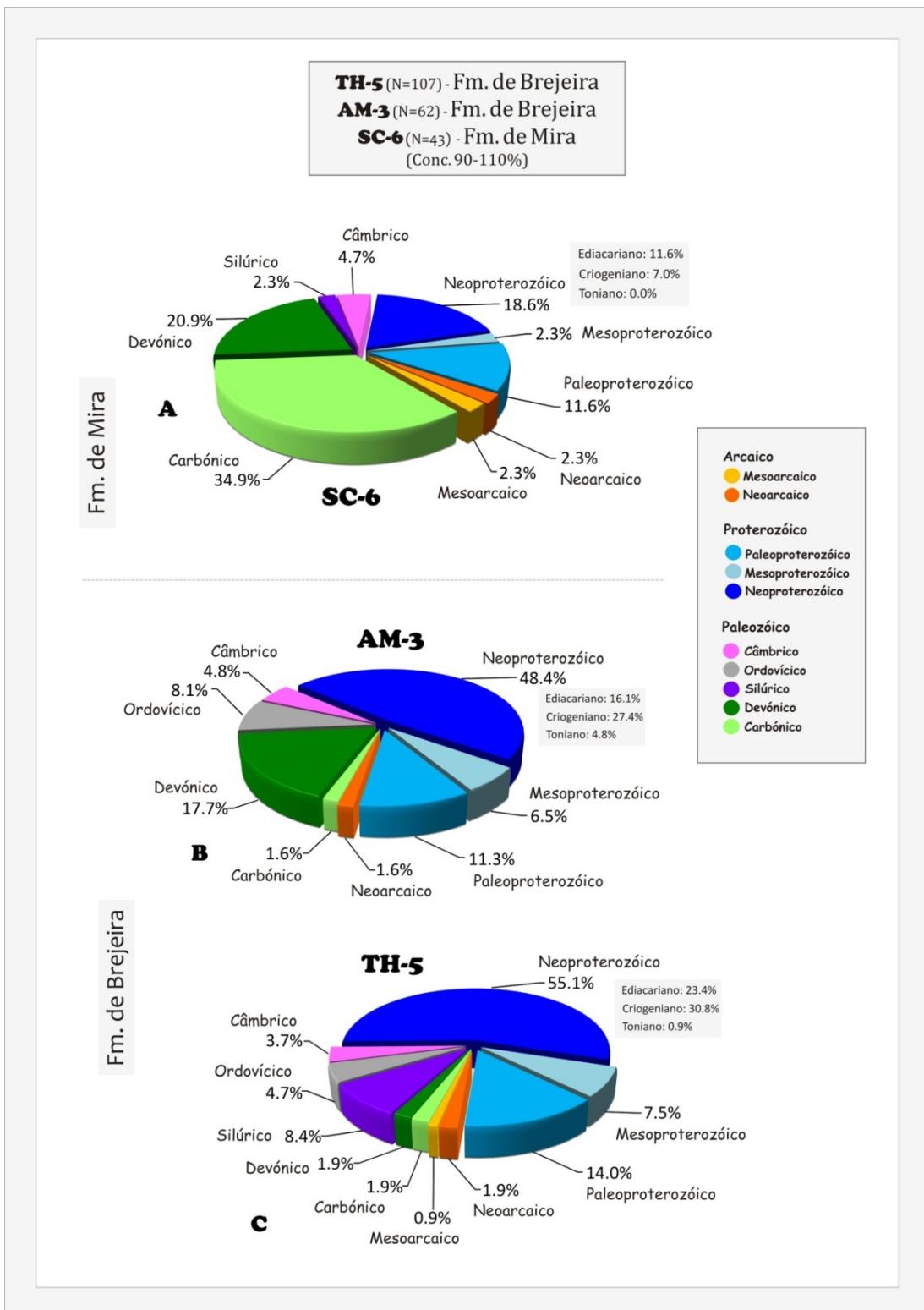


Figura 5.15- Síntese das idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircões detriticos nas amostras carbónicas (graauvaques), com as percentagens parciais do Arcaico (Mesoarcaico e Neoarcaico), do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico) e do Paleozóico (Câmbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico e Carbónico). A- Amostra SC-6 (Santiago do Cacém) da Formação de Mira; B- Amostra AM-3 (Praia do Amado) da Formação de Brejeira; C- Amostra TH-5 (Praia do Telheiro) da Formação de Brejeira.

5.2.3 Síntese dos resultados dos grauvaques do Carbónico

A maioria dos zircões detriticos da amostra SC-6 (da Formação de Mira) é do Paleozóico (62,8%), com maior incidência no período Carbónico (34,9%), particularmente no Viseano (Fig.5.15A). O Neoproterozóico é a segunda população de zircões mais representada com 18,6%. A idade do zircão mais recente é 312 ± 11 Ma (107% de concordância; Bashkiriano). A idade máxima de deposição considerando os 3 zircões mais recentes é de $319,9 \pm 6,9$ Ma (Serpukhoviano) que coincide com a idade bioestratigráfica atribuída a esta formação. O diagrama de probabilidades (Fig.5.16A) indica que os picos principais ocorrem no Viseano (c. 342 Ma) e no Frasniano (c. 378 Ma).

Na amostra AM-3, a maioria dos zircões são do Proterozóico (66,1%), com destaque para o Neoproterozóico (48,4%), onde 27,4% dos zircões pertencem ao Criogeniano e 16,1% ao Ediacariano (Fig.5.15B). A idade do zircão mais recente é 337 ± 6 Ma (Viseano). O diagrama de probabilidades (Fig.5.16B) indica que os picos principais ocorrem no Eifeliano (c. 392 Ma), seguido pelo Ordovícico superior (c. 446 Ma), Fameniano (c. 371 Ma) e Criogeniano (c. 656 Ma).

A amostra TH-5 surge com 76,6% dos zircões do Proterozóico, onde mais de metade (55,1%) corresponde ao Neoproterozóico (Fig.5.15C). No Neoproterozóico, o Criogeniano detém 30,8% dos zircões, seguido do Ediacariano com 23,4%. A idade do zircão mais recente é 351 ± 10 Ma (Tournaisiano), idade idêntica à idade máxima de deposição ($351,0 \pm 6,6$ Ma), mas mais antiga que a idade bioestratigráfica que lhe foi atribuída (Bashkiriano - Moscoviano). No diagrama de probabilidades (Fig.5.16C), os picos principais ocorrem no Criogeniano (c. 669 Ma e c. 632 Ma), seguidos do Silúrico (c. 432 e c. 416 Ma) e Ediacariano (c. 574 e c. 556 Ma).

Nas três amostras carbónicas a maioria dos zircões apresentam valores da razão Th/U projectadas no campo da fonte metaluminosa a félscica (FMF) ($0,1 < \text{Th/U} < 1$) (Fig.5.10). A amostra SC-6 tem apenas um zircão do Mesoproterozóico (Steniano) posicionado no campo $\text{Th/U} > 1$, relacionando-se com uma fonte máfica (FM); a amostra AM-3 tem mais zircões projectados nesse campo, incidindo no Paleoproterozóico (Orosiriano), Neoproterozóico (Criogeniano e Ediacariano) e no Devónico (superior e inferior); a amostra TH-5 tem muito mais zircões situados no campo FM, principalmente do Mesoproterozóico (Steniano), do Neoproterozóico (Criogeniano e Ediacariano), mas também do Mesoarcaico, Neoarcaico e Paleoproterozóico. Quanto ao campo que corresponde a uma fonte peraluminosa félscica (FPF) ($\text{Th/U} < 0,1$), a amostra SC-6 apresenta alguns zircões do Criogeniano (Neoproterozóico) aí situados, mas principalmente do Devónico; a amostra AM-3 tem apenas um zircão do Paleoproterozóico (Orosiriano), o que acontece também com a amostra TH-5, mas com um zircão do Neoproterozóico (Criogeniano).

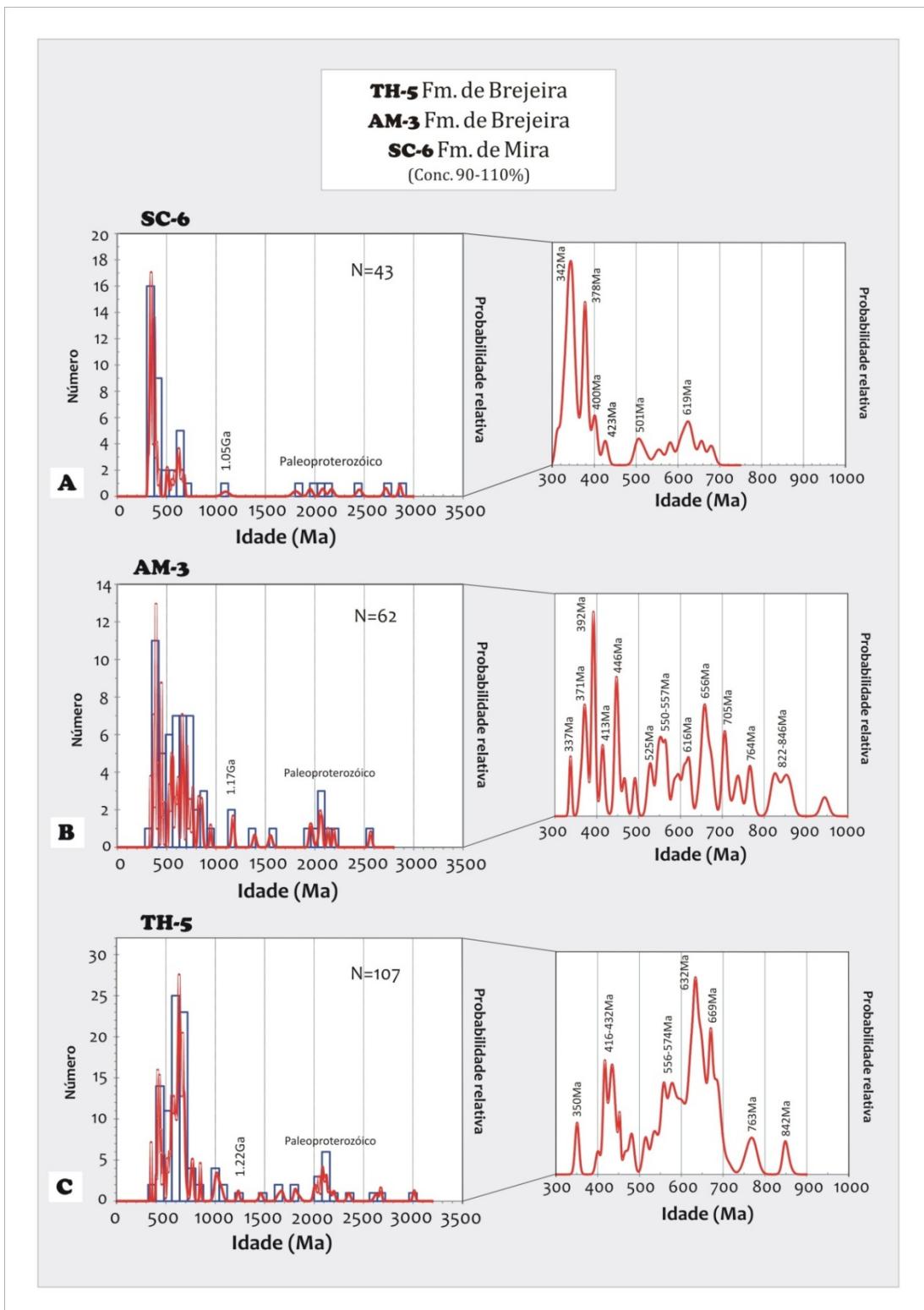


Figura 5.16- Representação de diagramas de densidade de probabilidade das amostras carbónicas, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 1Ga, para as idades com intervalo de concórdia 90 - 110% obtidas por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircão detritico. A- Amostra SC-6 (Santiago do Cacém) da Formação de Mira; B- Amostra AM-3 (Praia do Amado) da Formação de Brejeira; C- Amostra TH-5 (Praia do Telheiro) da Formação de Brejeira.

5.3. ARENITOS DO TRIÁSICO DAS BACIAS DO ALENTEJO E DO ALGARVE

5.3.1 Arenitos da Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Alentejo (ST-3, SC-4 - Triásico superior)

Na amostra ST-3 (Santa Cruz) foram analisados 72 zircões com idades no intervalo de concordância 90-110% (Tabela-Anexo 2.4). Esta amostra apresenta grãos de zircão e grande dimensão, caracterizando-se os de maiores dimensões por serem euédricos e restantes por serem anédricos. 42 dos zircões são do Paleozóico (58,3%), 29 zircões do Proterozóico (40,3%) e 1 zircão do Arcaico [1,4%; Neoarcaico (c. 2,5Ga)] (Fig.5.17A-B). A população do Proterozóico inclui (Fig.5.17C): o Paleoproterozóico (12,5%), com 2 grãos do Rhiaciano (c. 2,06 - 2,05Ga), 6 grãos do Orosiriano (c. 2,04 - 1,84Ga) e 1 grão do Stateriano (c. 1,61Ga); o Mesoproterozóico (4,2%), com 1 grão do Ectasiano (c. 1,24Ga) e 2 grãos do Steniano (c. 1,14Ga e 1,11Ga); e o Neoproterozóico (23,6%) com 1 grão do Toniano (c. 857Ma), 9 grãos do Criogeniano (c. 821-630Ma) e 7 grãos do Ediacariano (c. 626 - 560Ma). O Paleozóico é a população de zircões dominante e inclui idades (Fig.5.17D): do Câmbrico [8,3%; com 6 grãos de idades variando entre o Câmbrico inferior (c. 539 - 522Ma) e o Câmbrico médio (c. 508Ma)]; do Ordovícico [4,2%; com 3 grãos do Ordovícico inferior (c. 485 - 484Ma) e do Ordovícico médio (c. 468Ma)]; do Devónico [22,2%; com 1 grão do Devónico inferior (c. 405Ma), 3 grãos do Eifeliano (c. 394 - 392Ma), 4 grãos do Givetiano (c. 391- 386Ma), 1 grão do Frasniano (c. 379Ma) e 7 grãos do Fameniano (c. 373 - 363Ma)]; e por fim do Carbónico que representa a maior população de zircões [23,6%; com 11 grãos do Tournaisiano (c. 355 - 345Ma) e 6 grãos do Viseano (c. 344 - 327Ma)].

No diagrama de probabilidades (Fig.5.18B) os dados das idades concentram-se maioritariamente no intervalo entre c. 670 e c. 348Ma, desde o Criogeniano ao Tournaisiano. Os picos de maior relevância nesse intervalo pertencem ao Tournaisiano (c. 348Ma) e ao Devónico superior, quer ao Givetiano (c. 388Ma), quer ao Fameniano (c. 359Ma). Observam-se ainda picos aos c. 622Ma (Ediacariano), c. 523Ma (Câmbrico inferior) e c. 478Ma (Ordovícico inferior). No que respeita às idades mais antigas o diagrama mostra picos no Paleoproterozóico [Sideriano (c. 2,48Ga) e Orosiriano (c. 2,02Ga, 1,95Ga e 1,82Ga)]; no Mesoproterozóico [Calimiano (c. 1,59Ga) e Ectasiano (c. 1,22Ga)]; e por fim Neoproterozóico [Criogeniano (c. 852Ma e c. 815Ma)] (Fig.5.18B). Nesta amostra não existem idades mais recentes que o Tournaisiano (c. 348Ma). Para o zircão mais recente, obteve-se a idade de 327 ± 10 Ma (concordância de 102%) que indica Viseano. A idade máxima de deposição calculada a partir dos 5 zircões mais recentes, dá o valor de $337,1 \pm 4,7$ Ma (Fig.5.18A), que também é do período Viseano e que não coincide com a idade bioestratigráfica mais recente atribuída aos arenitos (Triásico).

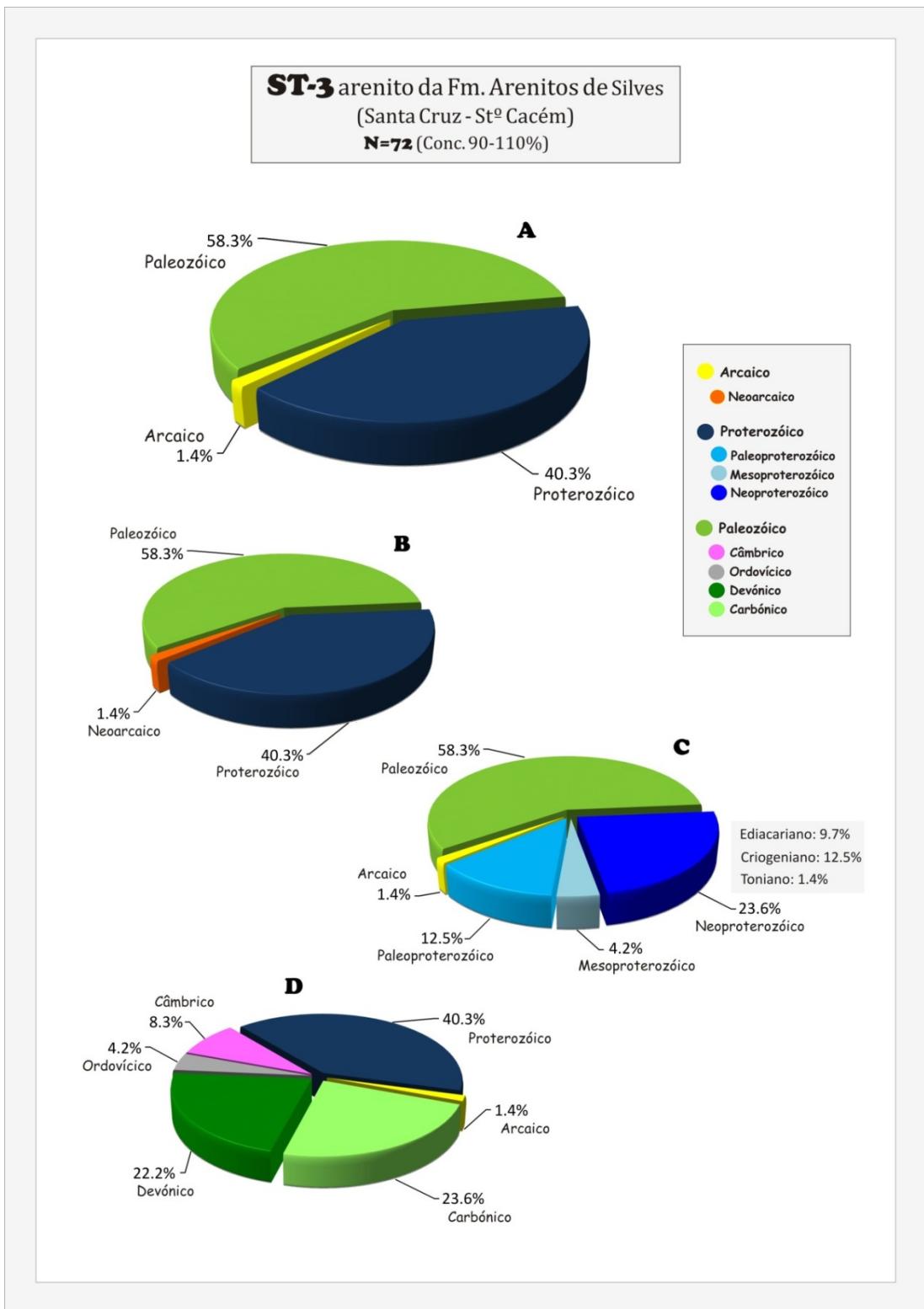


Figura 5.17- Idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircões detriticos, presentes na amostra ST-3 (arenito) da Formação dos Arenitos de Silves (Santa Cruz). A- Percentagens totais das idades arcaicas, proterozóicas e paleozóicas; B- Percentagens parciais do Arcaico (Neoarcaico); C- Percentagens parciais do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico); D- Percentagens parciais do Paleozóico (Câmbrico, Ordovícico, Devónico e Carbónico).

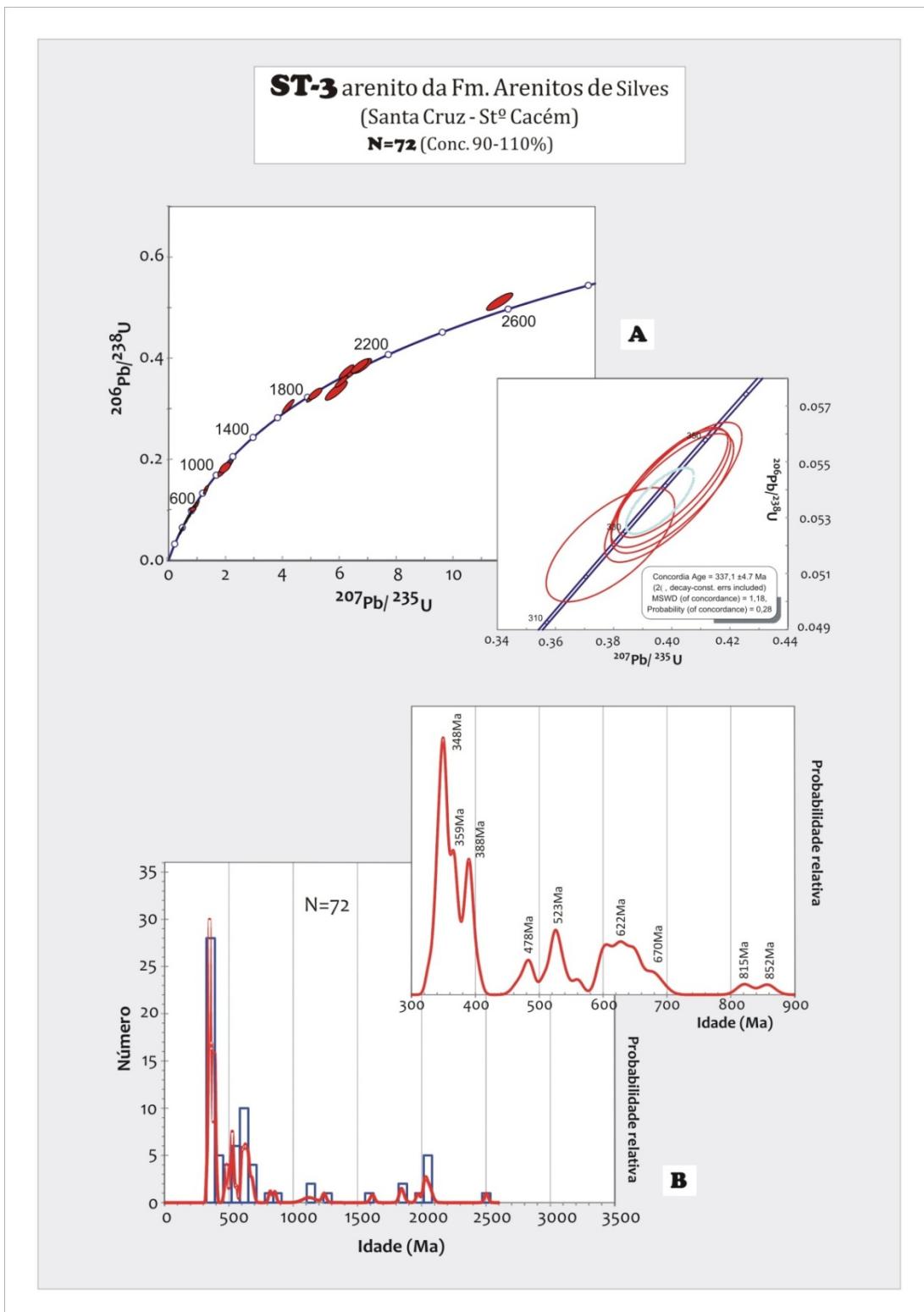


Figura 5.18- Idades da amostra ST-3 (arenito) da Formação dos Arenitos de Silves (Santa Cruz), com intervalo de concórdia 90 - 110%, obtidas por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircão detritico. A- Representação em diagramas de concórdia convencionais, com destaque para a idade de deposição máxima; B- Representação em diagramas de densidade de probabilidade, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 900Ma.

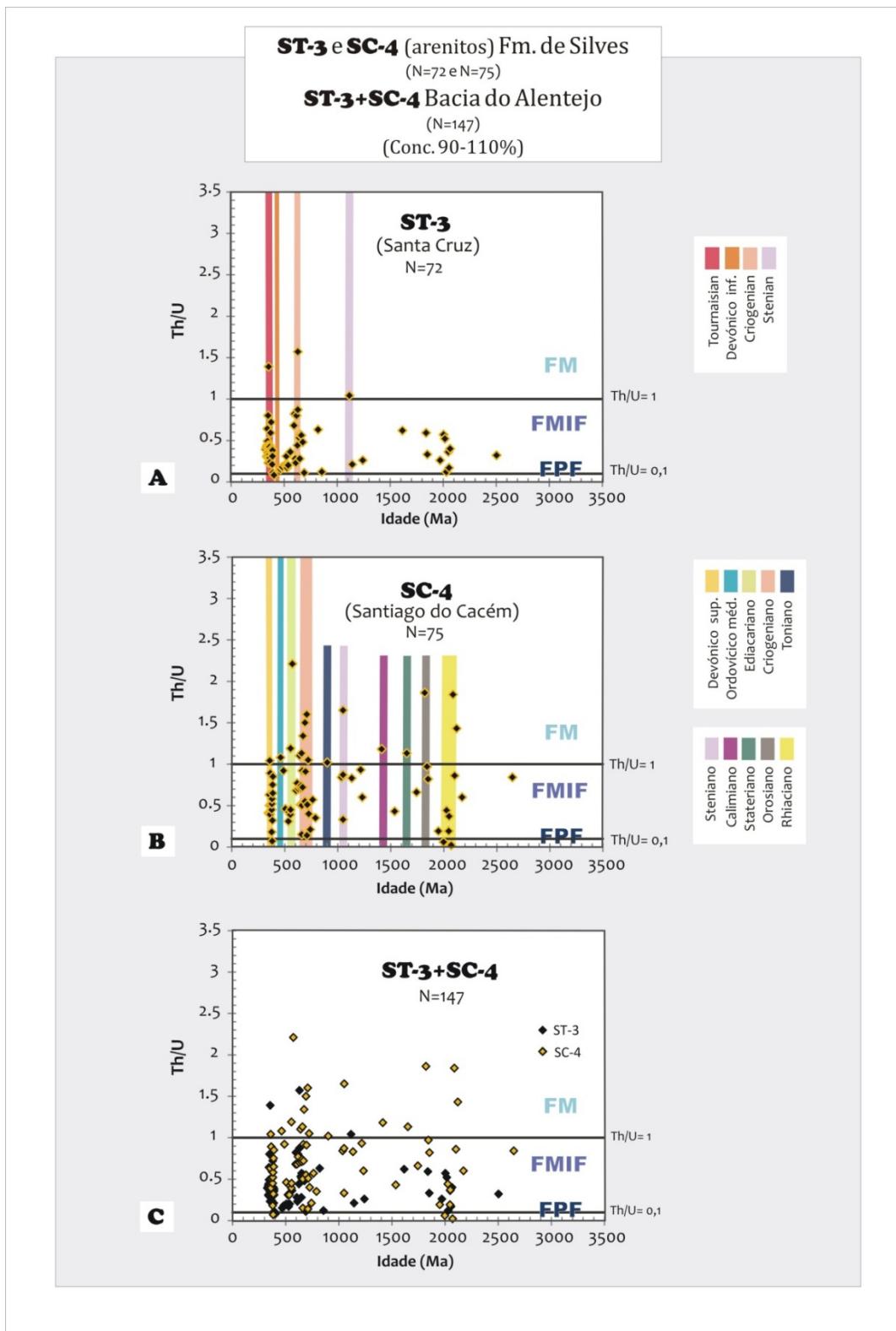


Figura 5.19- Razões Th/U correspondentes a cada idade determinada pelas análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS, dos zircões detriticos encontrados nas amostras analisadas. As linhas horizontais $TH/U= 1$ e $TH/U= 0,1$, separam os campos relacionados com uma fonte máfica (FM), com uma fonte metaluminosa intermédia a félscica (FMIF) e com uma fonte peraluminosa félscica (FPF). A- Da amostra ST-3 (arenito) da Formação dos Arenitos de Silves (Santa Cruz); B- Da amostra SC-4 (arenitos) da Formação dos Arenitos de Silves (Santiago do Cacém); C- Da Bacia do Alentejo: amostras ST-3 e SC-4 (arenitos) da Formação dos Arenitos de Silves.

No diagrama da razão Th/U versus idade dos grãos de zircão detritico (Fig.5.19A), praticamente todos os zircões têm razão Th/U compreendida entre 0,1 e 1, significando que provavelmente cristalizaram a partir de uma fonte metaluminosa intermédia a félscica. Um zircão do Devónico inferior apresenta razão $Th/U < 0,1$, podendo sugerir cristalização a partir de uma fonte peraluminosa félscica. Com razão $Th/U > 1$, existem 3 zircões, um do Mesoproterozóico (Steniano), outro do Neoproterozóico (Criogeniano) e outro do Carbónico inferior (Tournaisiano), indicando uma possível contribuição de uma fonte máfica.

A amostra SC-4 (Santiago do Cacém) permitiu obter 75 zircões com idades no intervalo de concordância 90-110% (Tabela-Anexo 2.5). Pela observação à lupa binocular, os zircões desta amostra são muito pequenos e caracterizam-se por serem prismáticos, anédricos ou subeuédricos e por apresentarem polidos. Observa-se ainda uns zircões menos translúcidos e acastanhados. Dos zircões analisados, 69,3% são do Proterozóico, 29,3% do Paleozóico e 1,3% do Arcaico [1 zircão do Neoarcaico (c. 2,64Ga)] (Fig.5.20A-B). O Proterozóico é a população de zircões dominante, é constituída por (Fig.5.20C): 15 grãos do Paleoproterozóico [20%; 6 grãos do Rhiaciano (c. 2,17 - 2,05Ga); 7 grãos do Orosiriano (c. 2,04 - 1,82Ga) e 2 grãos do Stateriano (c. 1,74 - 1,65Ga)]; 8 grãos do Mesoproterozóico [10,7%; 2 grãos do Calimiano (c. 1,53 - 1,41Ga); 2 grãos do Ectasiano (c. 1,23 - 1,21Ga) e 4 grãos do Steniano (c. 1,13 - 1,03Ga)]; e por 29 grãos do Neoproterozóico [38,7%; 1 grão do Toniano (c. 902Ma); 22 grãos do Criogeniano (c. 791 - 631Ma); e 6 grãos do Ediacariano (c. 618 - 555Ma)]. O Paleozóico inclui (Fig.5.20D): 4 grãos do Câmbrico inferior [5,3%; 2 grão do Câmbrico inferior (c. 541 - 536Ma); 1 grão do Câmbrico médio (c. 507Ma); e 1 do Câmbrico superior (c. 490Ma)]; 1 grão do Ordovícico médio [1,3%; (c. 463Ma)]; 13 grãos do Devónico superior [17,3%; 4 grãos do Givetiano (c. 390 - 386Ma); 4 grãos do Frasniano (c. 384 - 379Ma); e 5 grãos do Fameniano (c. 375 - 360Ma)]; e por fim 4 grãos do Carbónico inferior [5,3%; Tournaisiano (c. 358 - 349Ma)].

Observando o diagrama de probabilidades (Fig.5.21B), os resultados das idades concentram-se maioritariamente no intervalo de c. 783Ma a c. 358Ma, ou seja, entre o Criogeniano e o Tournaisiano, sendo que os picos mais relevantes ocorrem no Devónico superior [Frasniano (c. 381Ma)]; no Carbónico inferior [Tournaisiano (c. 358Ma)] e no Criogeniano (c. 658Ma)]. Ainda nesse intervalo são registados outros picos menos relevantes no Criogeniano (c. 711Ma), Ediacariano (c. 553Ma), Câmbrico inferior (c. 536Ma), Câmbrico superior (c. 489Ma) e Ordovícico superior (c. 460Ma).

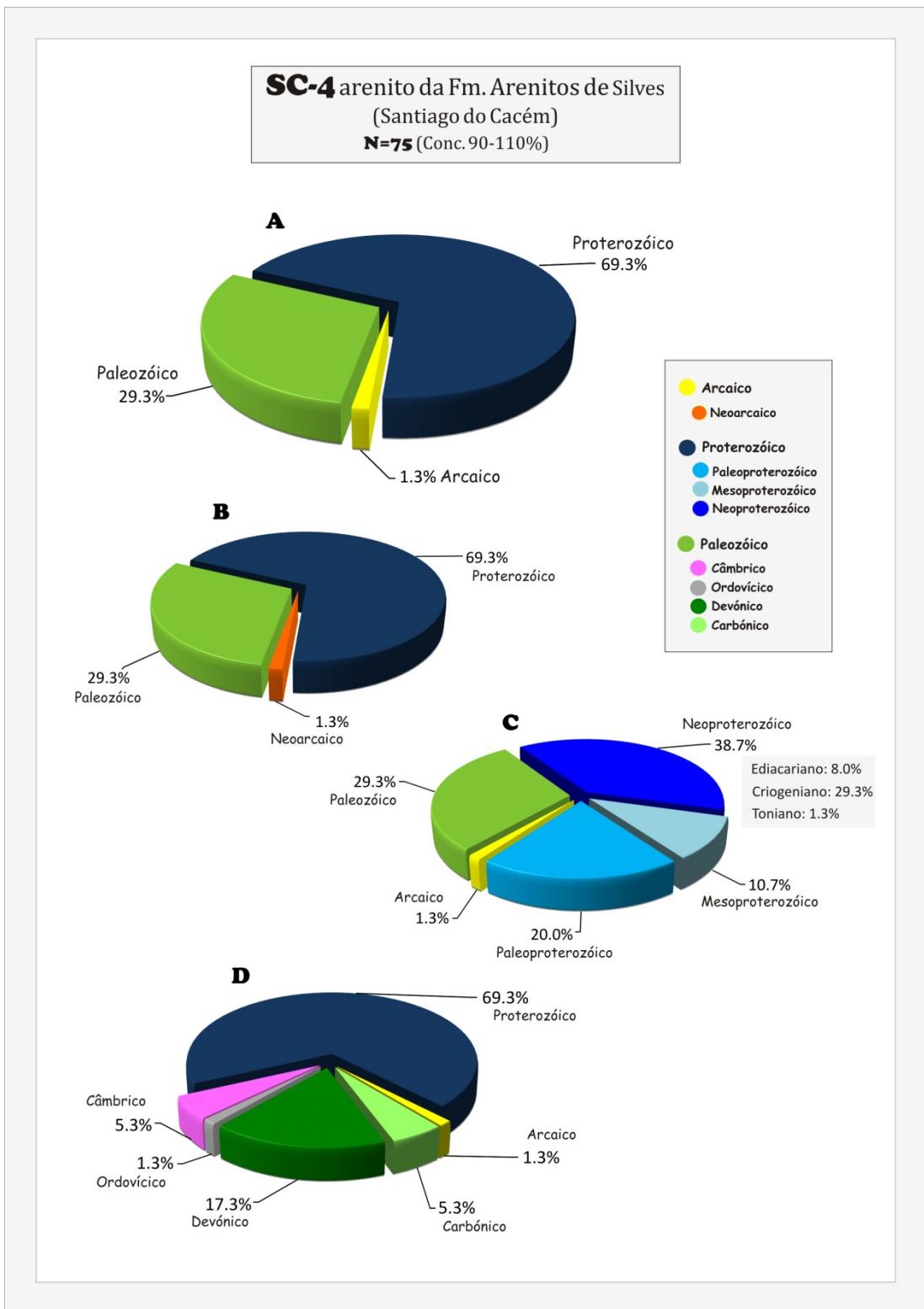


Figura 5.20- Idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircões detriticos, presentes na amostra SC-4 (arenito) da Formação dos Arenitos de Silves (Santiago do Cacém). A- Percentagens totais das idades arcaicas, proterozóicas e paleozóicas; B- Percentagens parciais do Arcaico (Neoarcaico); C- Percentagens parciais do Proterozoico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico); D- Percentagens parciais do Paleozóico (Câmbrico, Ordovícico, Devónico e Carbónico).

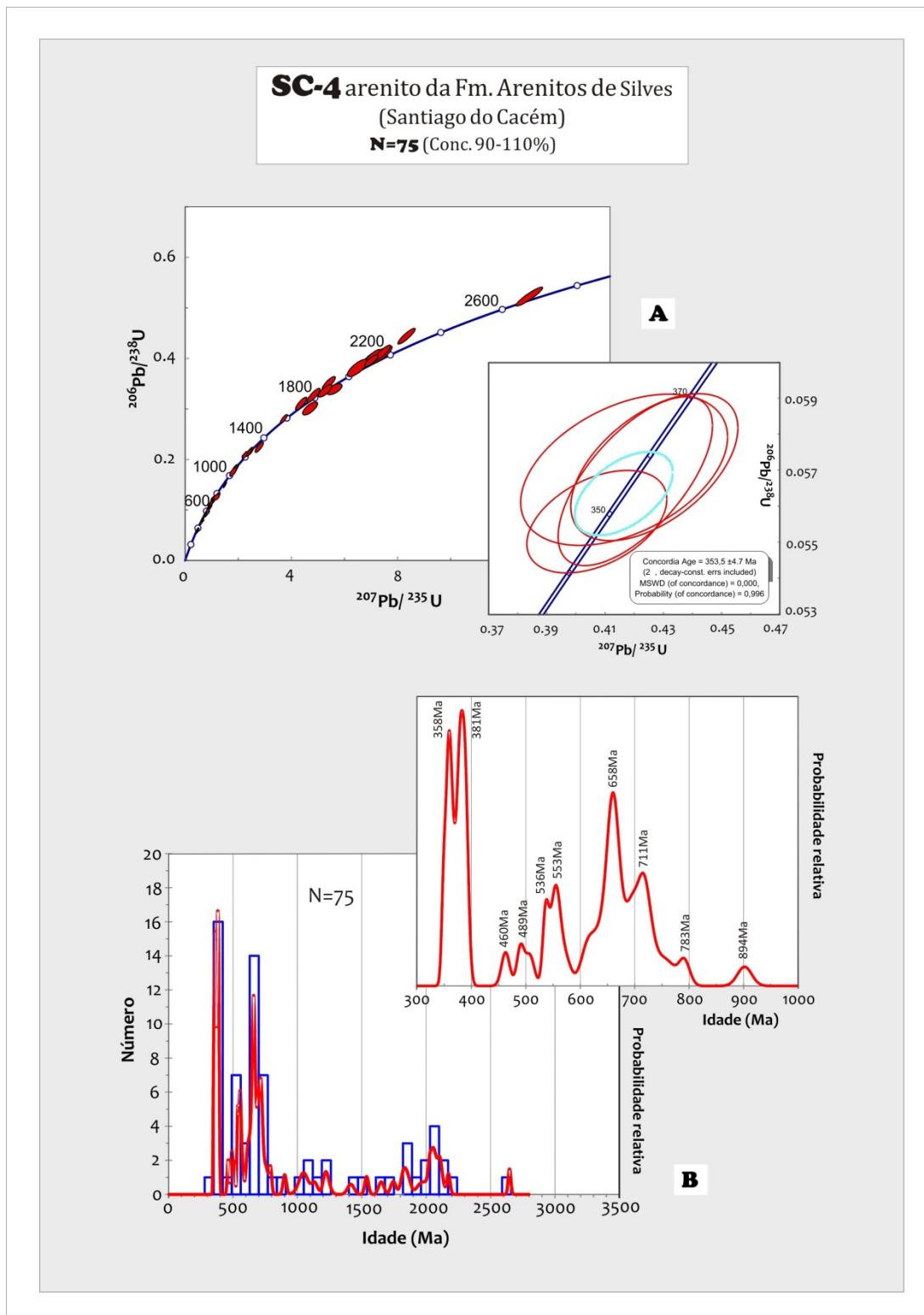


Figura 5.21- Idades da amostra SC-4 (arenito), da Formação dos Arenitos de Silves (Santiago do Cacém), com intervalo de concórdia 90 - 110%, obtidas por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircão detritico. A- Representação em diagramas de concórdia convencionais, com destaque para a idade de deposição máxima; B- Representação em diagramas de densidade de probabilidade, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 1Ga.

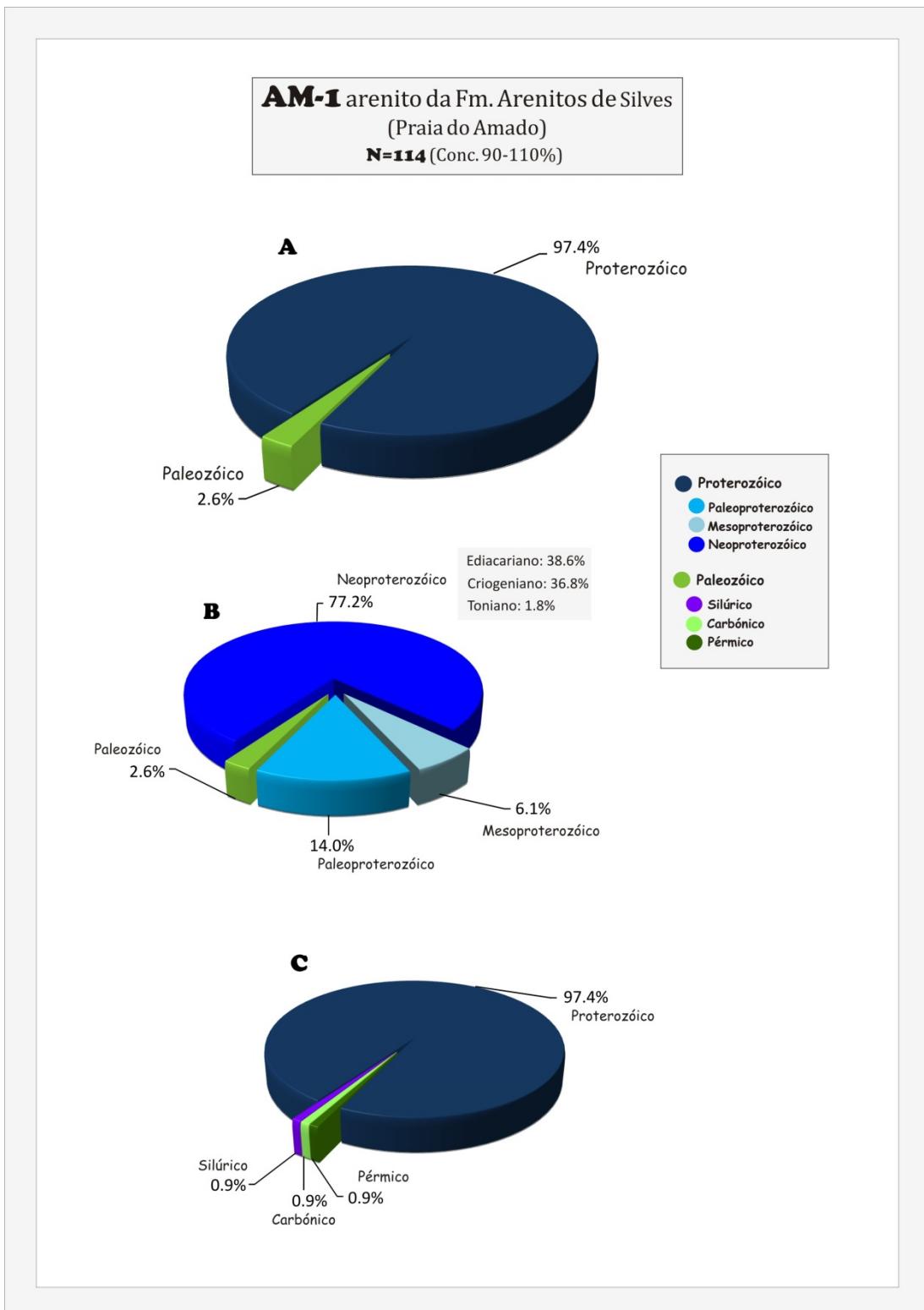


Figura 5.22- Idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircões detriticos, presentes na amostra AM-1 (arenito) da Formação dos Arenitos de Silves (Praia do Amado). A- Percentagens totais das idades arcaicas, proterozóicas e paleozóicas; B- Percentagens parciais do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico); C- Percentagens parciais do Paleozóico (Silúrico, Carbónico e Pérmico).

As idades mais antigas têm menos relevância e distribuem-se pelo intervalo que se estende desde o Paleoproterozóico [Rhiaciano (c. 2,16Ga e c. 2,07Ga); Orosiriano (c. 2,03Ga e c. 1,82Ga); e Stateriano (c. 1,73Ga e c. 1,63Ga)], passando pelo Mesoproterozóico [Calimiano (c. 1,52Ga e c.1,40Ga); Ectasiano (c. 1,2Ga); e Steniano (c. 1,09Ga e c. 1,02Ga); até ao Neoproterozóico [Toniano (c. 894Ma)]. Existe ainda um pico isolado e pouco pronunciado no Neoarcaico (c. 2,64Ga). Neste arenito não se observam zircões mais recentes do que o Tournaisiano (c. 358Ma) (Fig.5.21B) O zircão mais recente tem a idade de $349 \pm 7\text{Ma}$ (104% de concordância; Tournaisiano). A idade máxima de deposição, utilizando para o cálculo os 4 zircões mais recentes, dá $353,5 \pm 4,7\text{Ma}$ (Tournaisiano) (Fig.5.21A) que é mais antiga que a idade bioestratigráfica atribuída aos arenitos (Triásico).

O diagrama da razão Th/U vs. idades dos grãos de zircão detritico (Fig.5.19B), mostra que os zircões desta amostra apresentam maioritariamente razão Th/U entre 0,1 e 1, relacionando-os com cristalização a partir de uma fonte metaluminosa intermédia a félscica. No Paleoproterozóico, dois zircões do Rhiaciano, um do Orosiriano e outro do Stateriano projectam-se no campo para valores da razão Th/U > 1, o que sugere influência de uma fonte máfica. O mesmo se passa no Mesoproterozóico, nos períodos Calimiano e Steniano e mais pronunciadamente no Neoproterozóico, alguns grãos no Toniano e no Ediacariano e principalmente no Criogeniano. Ainda existem indícios da influência de uma fonte máfica no Ordovícico médio e Devónico superior (Fameniano). Zircões com razão Th/U < 0,1 e que sugerem a contribuição de uma fonte peraluminosa félscica ocorrem no Paleoproterozóico, nos períodos Rhiaciano e Orosiriano e também no Devónico superior (Frasniano).

5.3.2 Arenitos da Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Algarve (AM-1 e TH-4) - Triásico superior (Noriano - Rhaetiano)

A amostra AM-1 (Praia do Amado) é representada por um total de 114 zircões com idades obtidas no intervalo de concordância 90-110% (Tabela-Anexo 2.6). Pela observação à lupa binocular, predominam zircões translúcidos, existindo também zircões castanhos e rosa, que se caracterizam por serem de granularidade fina e euédricos a subeuédricos, ou por serem arredondados a muito arredondados. Através das imagens de catodoluminescência (Anexo 8.3.3), observa-se que predominam os zircões com dimensões de 125 a 150 μm , existindo também com bastante frequência uns zircões mais pequenos com dimensões entre 75 e 100 μm , destacando-se pelo seu tamanho, mas com menos abundância, zircões com dimensões de 175 a 250 μm .

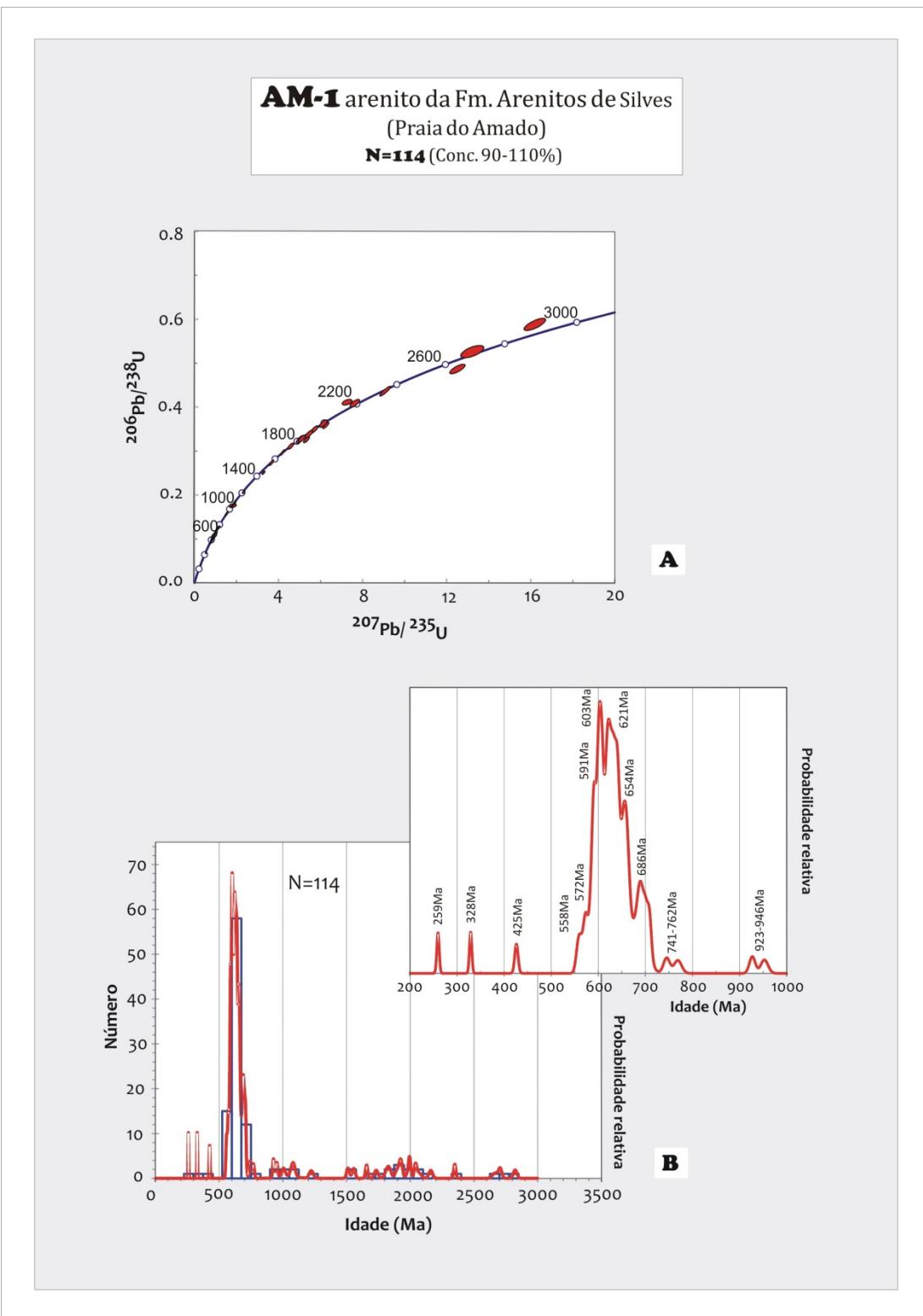


Figura 5.23- Idades da amostra AM-1 (arenito), da Formação dos Arenitos de Silves (Praia do Amado), com intervalo de concórdia 90 - 110%, obtidas por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircão detritico.
A- Representação em diagramas de concórdia convencionais; B- Representação em diagramas de densidade de probabilidade, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 1Ga.

Uma grande maioria dos zircões são simples, estreitos e compridos, euédricos a subeuédricos e com zonamento concêntrico esbatido, sem zonamento, ou mais raramente zonamento bandado. Os zircões anédricos em geral têm zonamento concêntrico, mas também podem ter zonamento bandado ou não ter zonamento. Os zircões rolados e equidimensionais, na maioria não têm zonamento e por vezes têm zonamento concêntrico difuso. Muitos dos zircões mais pequenos têm reduzida luminescência e apresentam forma sub-euédrica e zonamento concêntrico difuso ou forma anédrica sem zonamento. Observa-se ocasionalmente zircões equidimensionais e arredondados ou subeuédricos a anédricos com extrema baixa luminescência.

A esmagadora maioria dos zircões a pertence ao Proterozóico (97,4%) e os restantes ao Paleozóico (2,6%) (Fig.5.22A). O Proterozóico inclui, como população de zircões dominante o Neoproterozóico (Fig.5.22B), contendo 88 grãos [77,2%; 2 grãos no Toniano (c. 953Ma - 927Ma); 42 grãos no Criogeniano (c. 769 - 630Ma); e 44 grãos no Ediacariano (c. 627 - 558Ma); também inclui 16 grãos do Paleoproterozóico [14,0%; 6 grãos no Rhiaciano (c. 2,82 - 2,06Ga); 8 grãos no Orosiriano (c. 2,04 - 1,81Ga) e 2 grãos no Stateriano (c. 1,73 - 1,65Ga)]; e 7 grãos do Mesoproterozóico [6,1%; 2 grãos no Calimiano (c. 1,5Ga); 1 grão no Ectasiano (c. 1,22Ga); e 4 grãos no Steniano (c. 1Ga)]. No Paleozóico (Fig.5.22D) surgem apenas 3 zircões, um do Silúrico médio (c. 426Ma), outro do Viseano (c. 329Ma) e um mais recente, do Pérmico superior (c. 260Ma).

No diagrama de probabilidades (Fig.5.23B), os dados das idades dos zircões concentram-se maioritariamente no Neoproterozóico, entre o Criogeniano (c. 686Ma) e o Ediacariano (c. 558Ma). Neste intervalo registam-se picos muito pronunciados, no Criogeniano (aos c. 624Ma) e principalmente no Ediacariano (aos c. 654Ma, c. 621Ma, c. 603Ma, c. 591Ma e c. 572Ma).

As idades mais antigas distribuem-se por picos com menos representatividade no Neoarcaico (c. 2,80Ga e c. 2,68Ga); no Paleoproterozóico [Sideriano (c. 2,34Ga); Rhiaciano (c. 2,14Ga); Orosiriano (c. 2,03Ga, c. 1,98Ga, c. 1,91Ga e c. 1,81Ga); Stateriano (c. 1,71Ga e c. 1,65Ga)]; no Mesoproterozóico [Calimiano (c. 1,51Ga e c. 1,5Ga); Ectasiano (c. 1,2Ga) e Steniano (c. 1,06Ga)]; e também ainda no Neoproterozóico [Toniano (c. 988Ma, c. 928Ma e c. 922Ma); e Criogeniano (c. 741Ma e c. 715Ma)]. Os picos com as idades mais recentes são do Paleozóico [Silúrico médio (c. 424Ma); Viseano (c. 328Ma) e Pérmico superior (c. 259Ma)].

Nesta amostra não se registam idades mais recentes do que $260 \pm 5\text{Ma}$ (101% de concordância) que representa a idade do grão mais recente.

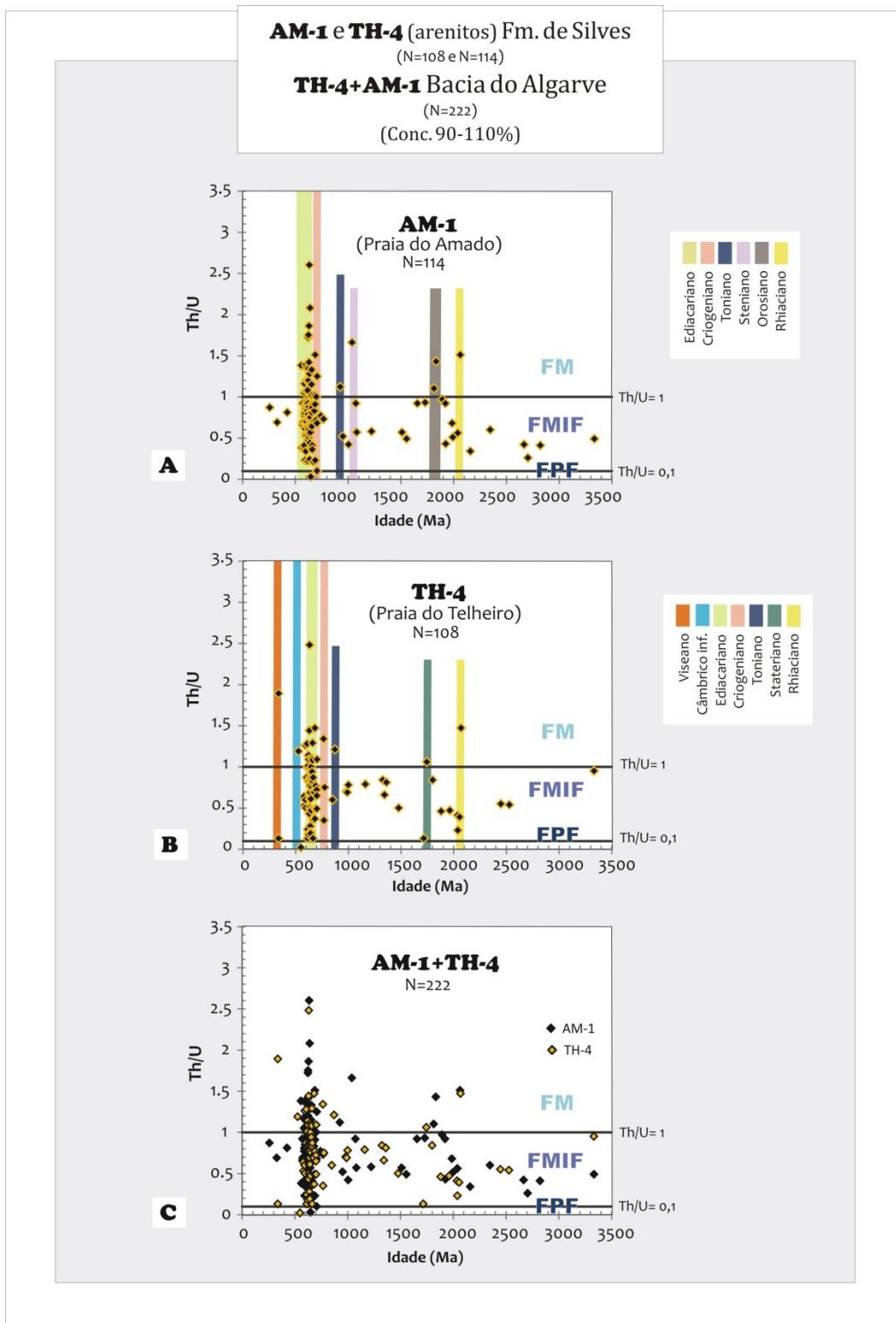


Figura 5.24- Razões Th/U correspondentes a cada idade determinada pelas análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS, dos zircões detriticos encontrados nas amostras analisadas. As linhas horizontais $Th/U = 1$ e $Th/U = 0,1$, separam os campos relacionados com uma fonte máfica (FM), com uma fonte metaluminosa intermédia a felsica (FMIF) e com uma fonte peraluminosa felsica (FPF). A- Da amostra AM-1 (arenito) da Formação dos Arenitos de Silves (Praia do Amado); B- Da amostra TH-4 (arenitos) da Formação dos Arenitos de Silves (Praia do Telheiro); C- Da Bacia do Algarve: amostras AM-1 e TH-4 (arenitos) da Formação dos Arenitos de Silves.

O diagrama de razão Th/U vs. idades dos grãos de zircão detritico (Fig.18A) mostra a existência de uma grande concentração de dados no Neoproterozóico (principalmente no Criogeniano e Ediacariano, mas também no Toniano) no campo do intervalo de valores $0,1 < \text{Th/U} < 1$, o que indica influência de uma fonte metaluminosa intermédia a félscica, e que coincide com uma concentração no campo dos valores com razão $\text{Th/U} > 1$, coadunando-se com a existência de uma fonte máfica. Nota-se ainda a presença de um zircão no Criogeniano com razão $\text{Th/U} < 0,1$ sugerindo uma fonte peraluminosa félscica. Nos restantes zircões analisados, à exceção de alguns grãos do Paleoproterozóico (Rhiaciano e Orosiriano) e do Mesoproterozóico (Steniano) com $\text{Th/U} > 1$, todos os outros grãos detriticos são projectados no campo com valores no intervalo $0,1 < \text{Th/U} < 1$, sugerindo uma fonte metaluminosa intermédia a félscica.

Na amostra TH-4 (Praia do Telheiro) obtiveram-se idades em 108 zircões incluídas no intervalo de concordância 90-110% (Tabela-Anexo 2.7). Pela observação à lupa binocular, os zircões desta amostra são de granularidade grosseira e a maioria euédricos e prismáticos. Ainda se observam zircões anédricos e outros arredondados com a superfície baça. As imagens de catodoluminescência (Anexo 8.3.4) revelam que os zircões desta amostra são de grandes dimensões entre 125 e 160 μm . Existem outros maiores, menos frequentes, com dimensão próxima de 200 μm ou chegando atingir 225 μm . Os mais pequenos, mais raros, rondam a dimensão dos 100 μm . A maioria dos zircões é simples, mas existem alguns bastantes complexos. Os núcleos dos zircões complexos podem ter zonamento concêntrico ou sem zonamento; as frentes de crescimento/recristalização caracterizam-se por terem zonamento concêntrico difuso, ou menos frequentemente não terem zonamento. Os zircões simples são bastante heterogéneos, podendo ser prismáticos, euédricos, anédricos, rolados ou equidimensionais. Os maiores, mais finos e alongados, ou têm zonamento bandado, ou difuso ou não têm zonamento. Muito frequentemente têm zonamento concêntrico e são anédricos. Os zircões rolados e equidimensionais, têm em geral elevada ou reduzida luminescência, tendo zonamento difuso ou não tendo zonamento. Os zircões mais pequenos são euédricos, com zonamento concêntrico e reduzida luminescência. Alguns dos zircões apresentam inclusões.

A população de zircões deste arenito é constituída na sua grande maioria por grãos do Proterozóico (93,5%) e subordinadamente por grãos do Paleozóico (3,7%) e do Arcaico (2,8%) (Fig.5.25A). O Arcaico inclui 1 grão do Paleoarcaico (c. 3,33Ga), um do Mesoarcaico (c. 3,19Ga) e outro do Neoarcaico (c. 2,53Ga) (Fig.5.25B).

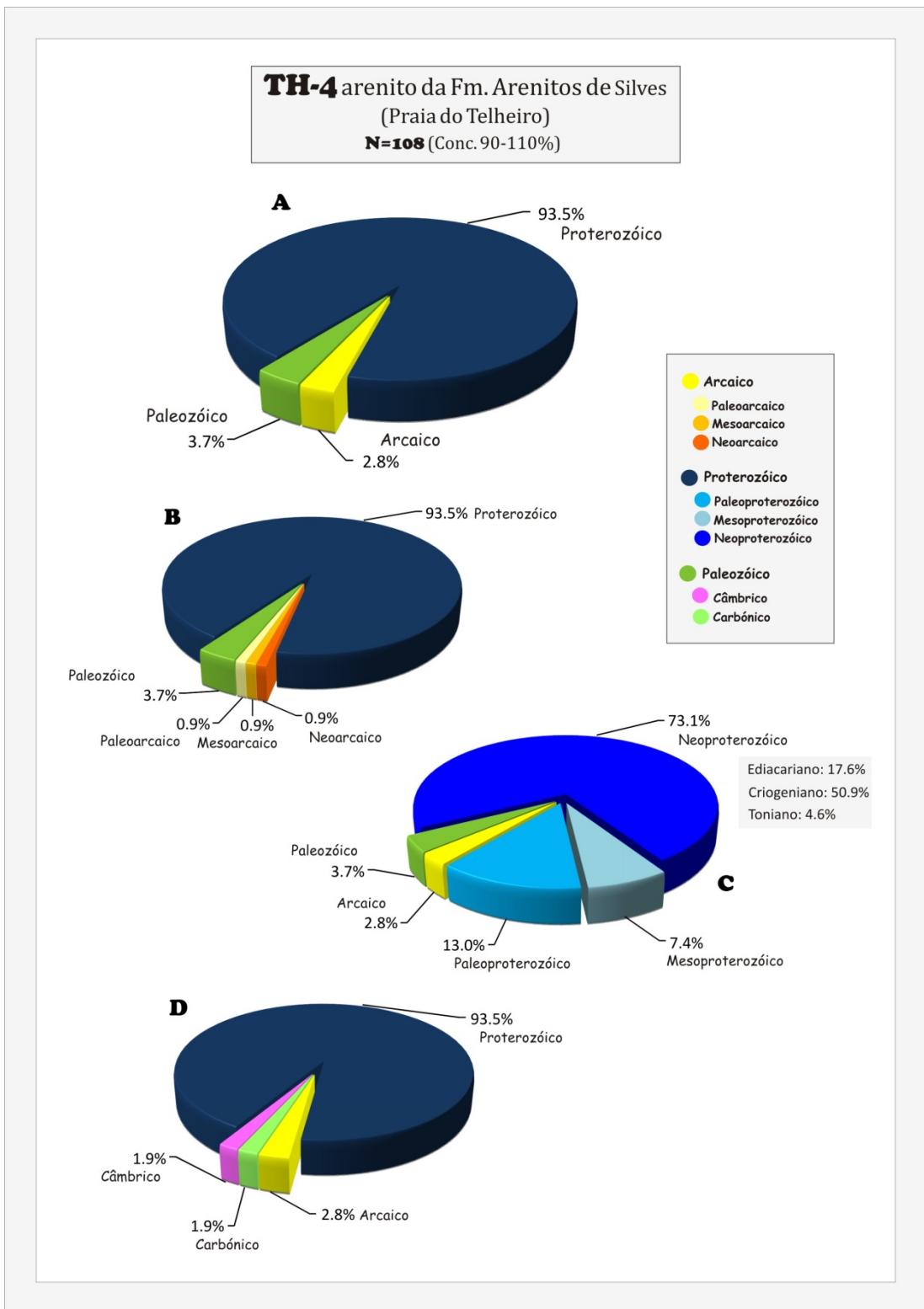


Figura 5.25- Idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircões detriticos, presentes na amostra TH-4 (arenito) da Formação dos Arenitos de Silves (Praia do Telheiro). A- Percentagens totais das idades arcaicas, proterozóicas e paleozóicas; B- Percentagens parciais do Arcaico (Paleoarcaico, Mesoarcaico e Neoarcaico); C- Percentagens parciais do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico); D- Percentagens parciais do Paleozóico (Câmbrico e Carbónico).

A população de zircões do Proterozóico distribui-se por (Fig.5.25C): 14 grãos do Paleoproterozóico [13,0%; 3 grãos no Sideriano (c. 2,44 - 2,36Ga); 2 grãos no Rhiaciano (c. 2,07Ga - 2,05Ga); 6 grãos no Orosiriano (c. 2,04 - 1,80Ga); e 3 grãos no Stateriano (c. 1,74 - 1,62Ga)]; por 8 zircões do Mesoproterozóico [7,4%; 1 grão do Calimiano (c. 1,47Ga); 4 grãos do Ectasiano (c. 1,36 - 1,24Ga) e 3 grãos do Steniano (c. 1,16-1Ga)]; e por 79 zircões do Neoproterozóico, a Era dominante [73,1%; 5 grãos do Toniano (c. 991 - 851Ma); 55 grãos do Criogeniano (c. 776 - 631Ma); e 19 grãos do Ediacariano (c. 624 - 551Ma)]. O Paleozóico (Fig.5.25D) tem 4 zircões, dois do Câmbrico [1,9%; 1 grão do Câmbrico inferior (c. 528Ma) e 1 grão no Câmbrico superior (c. 490Ma)]; e 2 grãos do Carbónico [1,9%; ambos do Viseano (c. 343 - 339Ma)].

No diagrama de probabilidades (Fig.5.26B) os dados concentram-se no Neoproterozóico, entre o Criogeniano e o Ediacariano, no intervalo c. 752Ma a c. 588Ma. Os picos mais acentuados ocorrem no Criogeniano (c. 697Ma, c. 668Ma e c. 637Ma). Outro pico que se destaca no diagrama, embora sendo menos pronunciado, é o do Viseano (c. 342Ma). As idades mais antigas distribuem-se por picos muito menos representativos: no Arcaico [Paleoarcaico (c. 3,3Ga); Mesoarcaico (c. 3,16Ga) e Neoarcaico (c. 2,52Ga)]; no Paleoproterozóico [Sideriano (c. 2,42Ga e c. 2,35Ga); Orosiriano (c. 2,03Ga, c. 1,93Ga, c. 1,89Ga e c. 1,86Ga)], no Mesoproterozóico [Calimiano (c. 1,59Ga); Ectasiano (c. 1,33Ga, c. 1,32Ga e c. 1,21Ga); e Steniano (c. 1,14Ga)]; no Neoproterozóico [Toniano (c. 980Ma, c. 922Ma e c. 841Ma); e por fim no Câmbrico [Câmbrico inferior (c. 525Ma) e Câmbrico superior (c. 488Ma)].

Os dois zircões mais recentes desta amostra datam do Viseano (339 ± 11 Ma e 343 ± 5 Ma, ambos com 100% de concórdia). A idade máxima de deposição calculada com apenas estes dois zircões mais recentes, dá $342,3 \pm 4,3$ Ma (Viseano) (Fig.5.26A) que é mais antiga que a idade bioestratigráfica atribuída a estes arenitos (Triásico).

No diagrama de razão Th/U vs. idades dos grãos de zircão detritico (Fig.5.24B), a maioria dos zircões têm valores da razão Th/U no intervalo entre 0,1 e 1, relacionando-os com uma provável fonte metaluminosa intermédia a félscica. Dois zircões do Paleoproterozóico (dos períodos Rhiaciano e Stateriano), um zircão do Câmbrico inferior e um zircão do Viseano, assim como uma quantidade considerável de zircões do Neoproterozóico (Toniano, Criogeniano e Ediacariano), apresentam razão Th/U > 1 consistente com uma fonte máfica. Apenas 1 zircão do Ediacariano aparece com razão Th/U < 0,1, o que poderá significar influência de uma fonte peraluminosa félscica.

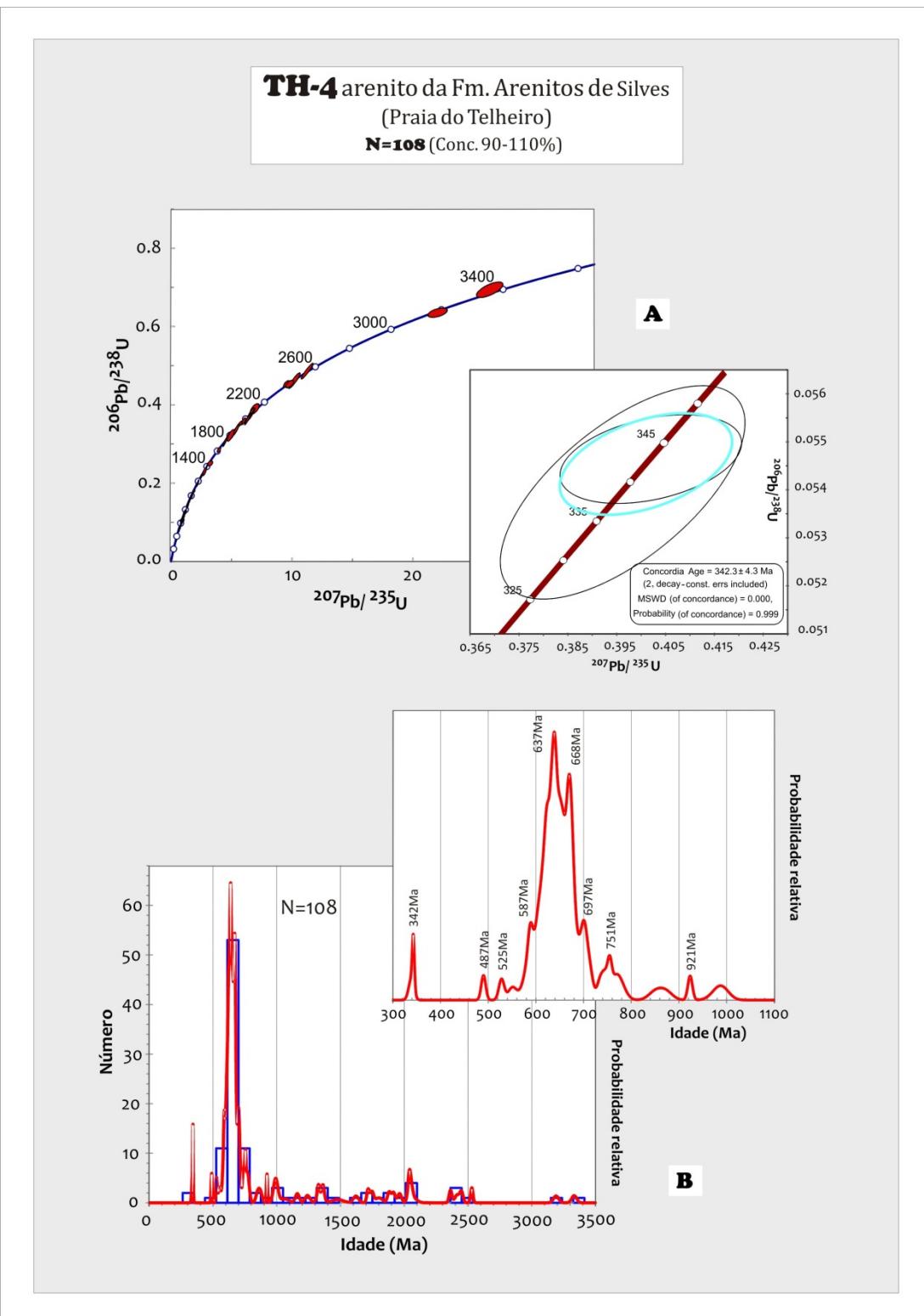


Figura 5.26- Idades da amostra TH-4 (arenito), da Formação dos Arenitos de Silves (Praia do Telheiro), com intervalo de concórdia 90 - 110%, obtidas por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircão detritico. A- Representação em diagramas de concórdia convencionais, com destaque para a idade de deposição máxima; B- Representação em diagramas de densidade de probabilidade, com um pormenor das idades mais recentes do que c. 1.1Ga.

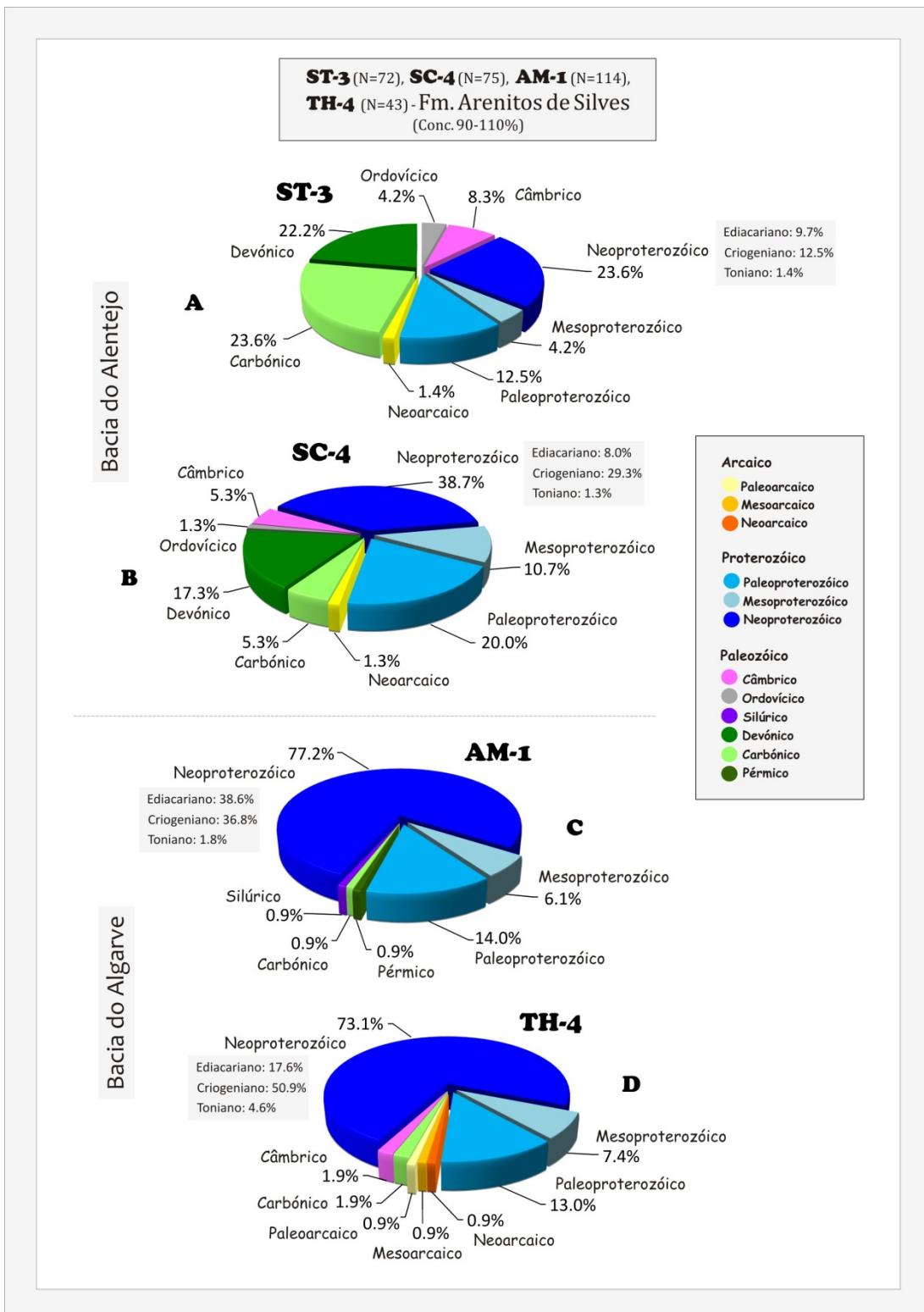


Figura 5.27- Síntese das idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircões detriticos nas amostras triásicas (arenitos), com as percentagens parciais do Arcaico (Paleoarcaico, Mesoarcaico e Neoarcaico), do Proterozóico (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico) e do Paleozóico (Câmbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbónico e Pérmico). A- Amostra ST-3 (Santa Cruz) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Alentejo); B- Amostra SC-4 (Santiago do Cacém) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Alentejo); C- Amostra AM-1 (Praia do Amado) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Algarve); D- Amostra TH-4 (Praia do Telheiro) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Algarve).

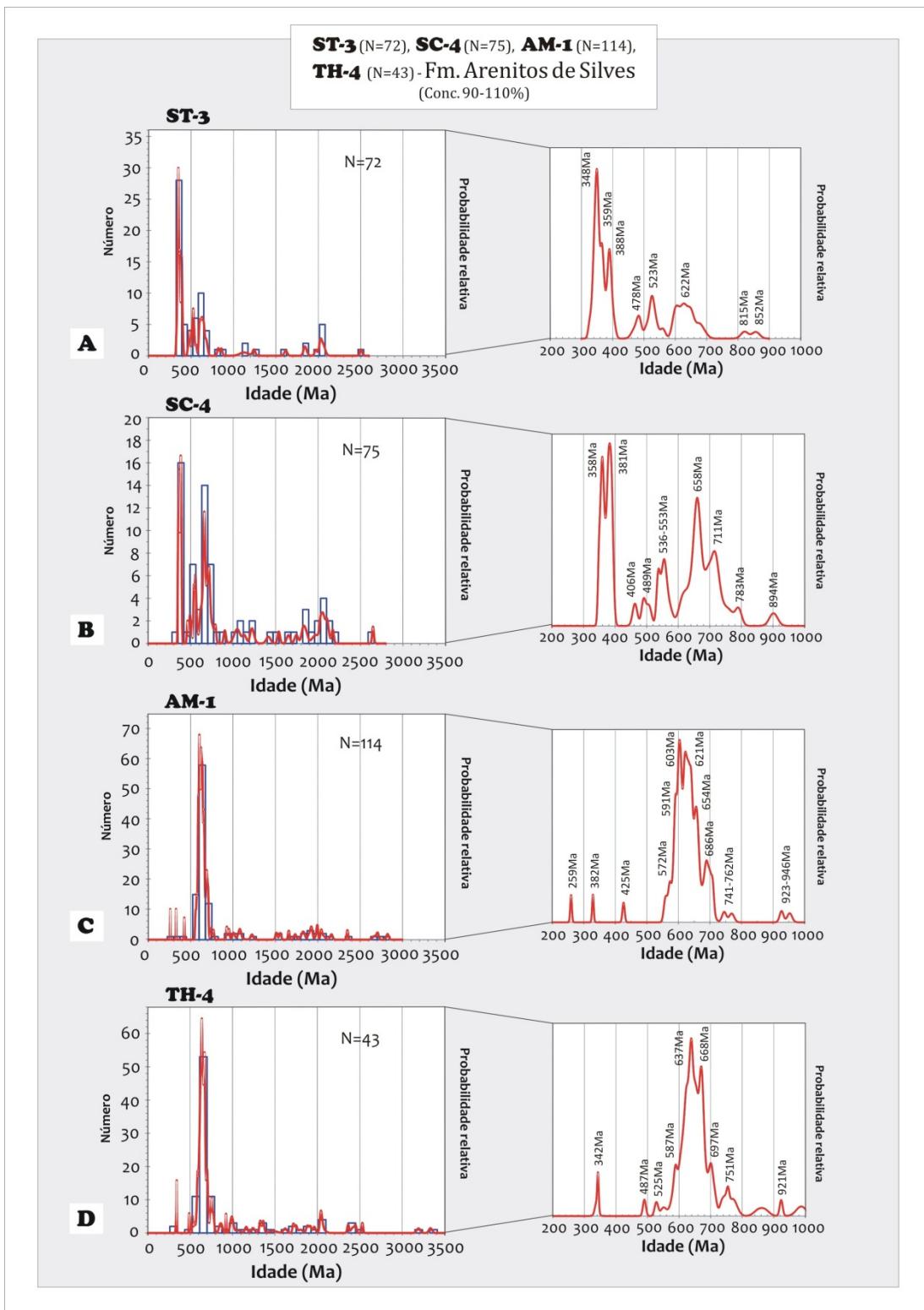


Figura 5.28- Representação de diagramas de densidade de probabilidade das amostras triásicas, com um pormenor das idades mais recentes do que 1Ga, para as idades com intervalo de concórdia 90 - 110% obtidas por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircão detritico. A- Amostra ST-3 (Santa Cruz) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Alentejo); B- Amostra SC-4 (Santiago do Cacém) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Alentejo); C- Amostra AM-1 (Praia do Amado) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Algarve); D- Amostra TH-4 (Praia do Telheiro) da Formação dos Arenitos de Silves (Bacia do Algarve).

5.3.3 Síntese dos resultados dos arenitos do Triásico

As idades dos zircões detriticos da amostra ST-3 distribuem-se pelo Paleozóico (58,3%) e pelo Proterozóico (40,3%), e também 1,4% dos zircões do Arcaico. No Paleozóico dividem-se principalmente pelo Carbónico (23,6%) e pelo Devónico (22,2%), igualando a percentagem de zircões do Neoproterozóico (23,6%) (Fig.5.27A). O zircão mais recente é do Viseano (327 ± 10 Ma; com 102% de concordância). A idade máxima de deposição calculada a partir dos 5 zircões mais recentes dá o valor de $337,1 \pm 4,7$ Ma, correspondendo também ao Viseano e sendo mais antiga que a idade bioestratigráfica atribuída a esta formação (Triásico). No diagrama de probabilidades (Fig.5.28A) o pico mais pronunciado corresponde ao pico mais recente observado, e é do Tournaisiano (c. 348Ma), seguindo-se outro pico no Tournaisiano (c. 359 Ma) e um pico no Givetiano (c. 388Ma).

A maioria dos zircões da amostra SC-4 é do Proterozóico (69,3%), principalmente do Neoproterozóico (38,7%) e do Paleoproterozóico (20,0%). O Paleozóico é a segunda população de zircões mais representada (29,3%) com maior incidência no período Devónico (17,3%) (Fig.5.27B). O zircão mais recente pertence ao Tournaisiano (349 ± 7 Ma) e a idade máxima de deposição calculada a partir das idades dos 4 zircões mais recentes é de $353,5 \pm 4,7$ Ma (Tournaisiano), mais antiga que a idade bioestratigráfica atribuída a esta formação (Triásico). No diagrama de probabilidades, não se observam zircões mais recentes do que o Tournaisiano (c. 358Ma) (Fig.5.28B), sendo que os picos mais representativos se situam no Criogeniano (c. 658Ma) e no Frasniano (c. 381Ma).

A amostra AM-1 tem zircões de idades quase exclusivamente do Proterozóico (97,4%) e apenas 2,6% de idades do Paleozóico. No Proterozóico, o Neoproterozóico representa a população de zircões mais numerosa com 77,2% (Fig.5.27C), distribuídos pelo Criogeniano e pelo Ediacariano. O zircão mais recente tem 260 ± 5 Ma com 101% de concordância (Pérmico). No diagrama de probabilidades os picos principais ocorrem no Ediacariano (c. 603Ma, c. 621Ma e c. 591Ma) e Criogeniano (c. 654Ma) (Fig.5.28C).

Na amostra TH-4 o Proterozóico é dominante com 93,5% dos zircões, distribuídos principalmente pelo Neoproterozóico (73,1%) (Fig.5.27D). O zircão mais recente pertence ao Viseano (339 ± 11 Ma com 100% de concordância). O cálculo da idade máxima de deposição foi baseado nos dois zircões mais recentes (ambos com 100% de concordância), correspondendo a $342,3 \pm 4,3$ Ma (Viseano), uma idade mais antiga do que a idade bioestratigráfica que foi atribuída a esta formação (Triásico). No diagrama de probabilidades os picos que se destacam ocorrem no Criogeniano (c. 667Ma e c. 668Ma) (Fig.5.28D).

Nas quatro amostras triásicas a maioria dos zircões apresentam valores da razão Th/U projectadas no campo da fonte metaluminosa a félscica (FMF) ($0,1 < \text{Th/U} < 1$ (Fig.5.19 e 5.24)).

A amostra ST-3 da Bacia do Alentejo é a amostra que apresenta menos zircões posicionados no campo da fonte máfica (FM), ($\text{Th/U} > 1$), possuindo apenas um zircão do Steniano (Mesoproterozóico), outro no Criogeniano (Neoproterozóico) e outro no Tournaisiano (Carbónico inferior). Essa componente máfica é mais forte nas outras amostras triásicas, incidindo principalmente no Criogeniano e Ediacariano (Neoproterozóico). Na amostra SC-4 (Bacia do Alentejo), para além dessas idades, zircões do Paleoproterozóico, do Mesoproterozóico e ainda do Paleozóico (Ordovícico médio e Devónico superior), têm razão $\text{Th/U} > 1$, compatível com a razão Th/U de uma fonte máfica (FM). Na amostra AM-1 e TH-4 (Bacia do Algarve), observa-se uma grande quantidade de zircões do Criogeniano e Ediacariano com razão $\text{Th/U} > 1$, e ainda alguns do Paleoproterozóico e Mesoproterozóico na amostra AM-1 e do Paleoproterozóico e Viseano (Carbónico) na amostra TH-4.

Razões de Th/U compatíveis com uma fonte peraluminosa félscica (FPF) ($\text{Th/U} < 0,1$) são mais raras e as amostras de ambas as bacias têm alguma afinidade. As da Bacia do Alentejo (amostras ST-3 e SC-4) apresentam nesse campo idades do Devónico, adicionando também zircões do Neoproterozóico da amostra SC-4. As da Bacia do Algarve (amostras AM-1 e TH-4) possuem alguns zircões do Neoproterozóico posicionadas nesse campo (FPF).

6. DISCUSSÃO: A ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS SEDIMENTARES DO CARBÓNICO DA ZONA SUL PORTUGUESA E DO TRIÁSICO DAS BACIAS DO ALENTEJO E DO ALGARVE

6.1. PETROGRAFIA SEDIMENTAR, GEOQUÍMICA E PROVENIÊNCIA

Do estudo petrográfico realizado sobressaem alguns aspectos relevantes para a discussão da temática da análise de proveniência das rochas sedimentares do Carbónico e do Triásico superior do SW da Ibéria.

No que respeita às formações carbónicas, verifica-se que os grauvaques da Formação de Mértola parecem estar associados a uma fonte heterogénea com uma componente proximal de onde se originaram os grãos de feldspato, os litoclastos pelíticos e filossilicatos de maior dimensão cuja presença indicam um menor grau de meteorização mecânica, comparativamente com outros grãos e litoclastos quartzíticos sub-rolados mais abundantes e de menores dimensões provavelmente originários de outra fonte mais distal ou com uma história de transporte mais complexa. Nos grauvaques da Formação de Mira também é sugerida a proveniência a partir de uma fonte heterogénea já que se observam grãos sub-rolados e sub-angulosos de natureza quartzítica com granularidade mais grosseira e mais abundantes relativamente a uma população dominada por grãos de quartzo e incluindo ainda litoclastos de rochas vulcânicas félsicas. Os grauvaques da Formação de Brejeira apresentam grãos sub-angulosos de natureza quárzica que predominam relativamente aos fragmentos líticos. No entanto, o grauvaque colhido na Praia do Amado (amostra AM-3) poderá ter uma proveniência similar à dos grauvaques da Formação de Mértola, uma vez que é caracterizado por maior abundância de fragmentos líticos com predominância dos litoclastos de natureza pelítica.

Nos arenitos colhidos da Formação dos Arenitos de Silves os dados petrográficos indicam que o quartzo é o componente mineralógico principal, com mais relevância nas amostras da Bacia do Algarve do que nas amostras da Bacia do Alentejo. Nestas últimas há uma forte representação de fragmentos líticos, quase totalmente inexistentes nos arenitos da Bacia do Algarve o que pode sugerir diferenças na área de proveniência, a contribuição de mais do que uma fonte nesta formação triásica, ou diferentes termos de transporte. As diferenças nas características texturais e composicionais nos arenitos desta formação, apoiam a ideia, que estes poderão resultar da contribuição de várias fontes, inclusivamente das formações carbónicas em estudo.

No entanto, é de notar que os dados petrográficos das amostras correspondentes aos pares *grauvaque do Carbónico - arenito do Triásico* que representam a discordância da base do Triásico superior, não permitem estabelecer relações conclusivas sobre a hipótese da Formação dos Arenitos de Silves ter sido alimentada por fontes pertencentes ao Grupo do Flysch do Baixo Alentejo.

A geoquímica das rochas sedimentares reflecte as composições das áreas fonte admitindo que os elementos não sejam redistribuídos durante a meteorização, transporte ou diagénese (McLennan *et al.*, 2003). Contudo, a presença de mais do que uma variável desconhecida na equação que relaciona a composição dos sedimentos com os factores que a controlam, torna impossível encontrar uma solução linear do problema de determinar a composição da área fonte a partir da composição dos sedimentos (Fralick, 2003).

As composições geoquímicas das rochas sedimentares descrevem a proveniência do elemento ou mineral que está a ser analisado, e num sedimento com proveniências complexas, as ilações retiradas podem não ser representativas da proveniência como um todo. Nas técnicas analíticas de rocha total (ex.: composição em elementos maiores e traço), como é o caso deste trabalho, uma fonte que tenha grandes concentrações de um determinado elemento, poderá mascarar o sinal de uma outra fonte com concentrações baixas desse elemento (McLennan *et al.*, 2003), ou simplesmente, elevadas concentrações de um determinado elemento podem competir com as concentrações dos outros elementos, provocando uma dificuldade acrescida na análise dos dados, susceptível de adulterar as interpretações do sinal da própria fonte.

No que diz respeito à geoquímica dos elementos maiores das amostras analisadas neste trabalho, os diagramas de Harker das formações carbónicas permitem relacionar a concentração de SiO_2 com a maturidade dos sedimentos que as constituem, pela tendência de covariação negativa, mais ou menos acentuada entre o SiO_2 e o Al_2O_3 , principalmente, mas também entre os outros elementos maiores incluídos nos diagramas de Harker. Esta tendência negativa expressa o aumento da concentração de quartzo (um componente detritíco estável e resistente aos processos sedimentares), que é um indicador do aumento da maturidade e simultaneamente a diminuição dos outros elementos maiores, como é o caso do Al_2O_3 , reflectindo a diminuição dos outros componentes detritícos menos estáveis do que o quartzo, como é o caso por exemplo dos feldspatos e das micas. Na Formação dos Arenitos de Silves estes diagramas não apresentam as relações bem definidas exibidas pelas formações carbónicas, o que sugere que as rochas grosseiras desta formação (os arenitos), não estiveram sujeitas aos mesmos processos sedimentares que afectaram as rochas argilosas (argilitos), não produzindo um resultado comum; ou por outro lado, poderá apenas reflectir diferenças de maturidade.

Como já foi referido, a maior concentração de Al_2O_3 das rochas argilosas, por sua vez, poderá associar-se a material da dimensão das argilas, principalmente minerais de argila resultantes da meteorização química das rochas da fonte, algumas micas herdadas e clorite. As figuras 6.1A-B são ilustrativas desta situação, com os valores da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ mais baixos nas rochas grosseiras e mais elevadas nas rochas argilosas, correspondentes a cada formação em particular. Estas figuras (Fig.6.1A) também evidenciam que existe uma tendência para as rochas grosseiras se tornarem mais maduras nas formações mais recentes, o que quer dizer que a Formação de Mértola poderá ser a formação carbónica mais imatura, seguida da Formação de Mira, Brejeira e por fim, a formação triásica, a mais madura. Com as rochas argilosas, principalmente nas da Formação dos Arenitos de Silves, a relação do conteúdo em SiO_2 com a maturidade tem de ser encarada com bastantes reservas, não devendo ir muito para além da conclusão de que estas são mais imaturas que as rochas grosseiras, derivada da sua menor concentração de SiO_2 associada a menor percentagem de quartzo. Agora entre elas atribui-lhes menor ou maior maturidade, torna-se forçado, na medida a que têm baixa concentração de SiO_2 e pequenas amplitudes de variação desse elemento.

Conforme foi debatido no capítulo 4 da Geoquímica, os valores da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ apontam para uma maior meteorização das rochas argilosas comparativamente às rochas mais grosseiras, pois no geral são superiores. Isto porque durante a meteorização e transporte, as plagioclases são menos estáveis do que os feldspatos potássicos e são meteorizadas mais rapidamente para minerais de argila, o que produz um aumento na quantidade de feldspato potássico presente nas rochas e consequentemente um maior valor da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ¹. Na figura 6.1C-D observa-se que os valores desta razão aumentam com a subida na coluna estratigráfica, o que poderá querer dizer que as rochas Formação de Mértola terão sofrido meteorização menos intensa do que as da Formação de Mira, seguidas pelas da Formação de Brejeira e por fim as rochas da Formação dos Arenitos de Silves que serão as que mais meteorização registam.

A partir dos valores do índice CIA as conclusões que se podem retirar são mais ambíguas, não esclarecendo nem confirmando a informação retiradas dos diagramas anteriores quanto à meteorização. Na Formação de Mértola os pelitos surgem com valores de índice CIA um pouco superiores aos dos grauvaques, o que poderá indicar que sofreram meteorização mais intensa.

¹ A fórmula geral do feldspato potássico (Ortóclase) é $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$; a fórmula geral da plagioclase, se for albite é $(\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8])$ e se for anortite é $(\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8])$.

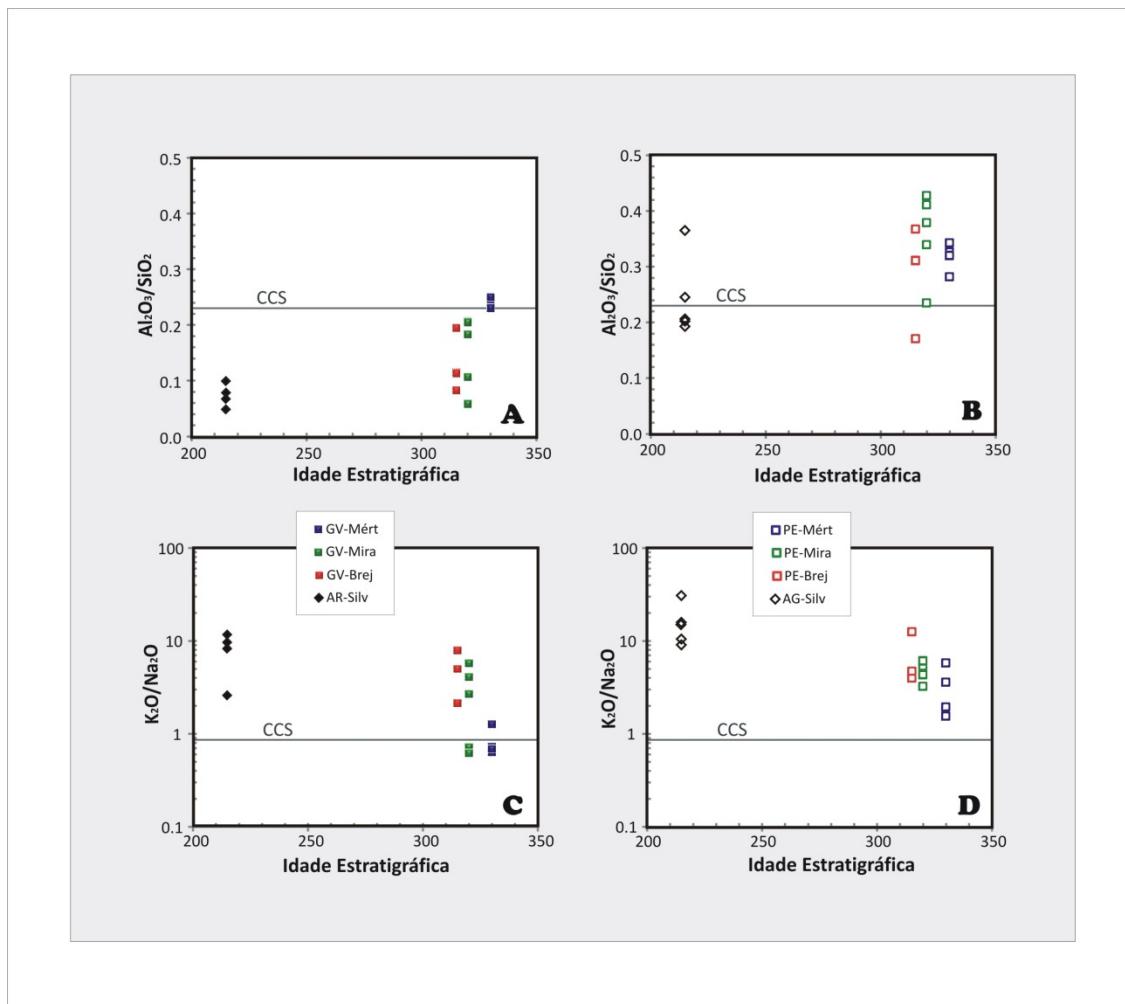


Figura 6.1- Diagramas de razões de elementos maiores vs. Idade Estratigráfica. A- Razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ das rochas detriticas grosseiras (grauvaques-GV e arenitos-AR) do Carbónico e do Triásico; B- Razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ das rochas detriticas argilosas (pelitos-PE e argilitos-AG) do Carbónico e Triásico; C- Razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ das rochas detriticas grosseiras do Carbónico e do Triásico; D- Razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ das rochas detriticas argilosas do Carbónico e Triásico.

Na Formação de Mira sugeriu-se que poderiam ser os grauvaques mais meteorizados, mas para isso, excluindo dois deles. Mas dado o número não muito extenso de amostras, torna-se inconclusivo. Na Formação de Brejeira também não existe distinção entre o valor do índice CIA dos grauvaques e dos pelitos, apenas dando a ideia de que foram ambos muito meteorizados. Por fim, o cálculo simples do índice CIA dos arenitos e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves fornece um padrão atípico, com os valores das duas litologias sobrepostos e dispersos, sendo simultaneamente muito baixos e muito altos.

Após realizada a *aproximação da fracção de CaO^{*} dos silicatos*, descrita no capítulo dedicado à geoquímica de rocha-total, obtém-se um padrão em que ambas as litologias ocorrem com valores sobrepostos e elevado índice de meteorização. Sendo assim, embora sem indicações de quais as amostras que sofreram meteorização mais intensa, se as grosseiras ou as argilosas, a figura 6.2A sugere (concentrando-nos apenas nas formações carbónicas) que as amostras mais grosseiras da Formação de Mértola são as menos meteorizadas, seguidas da Formação de Brejeira e por fim as da Formação de Mira as que sofreram maior meteorização.

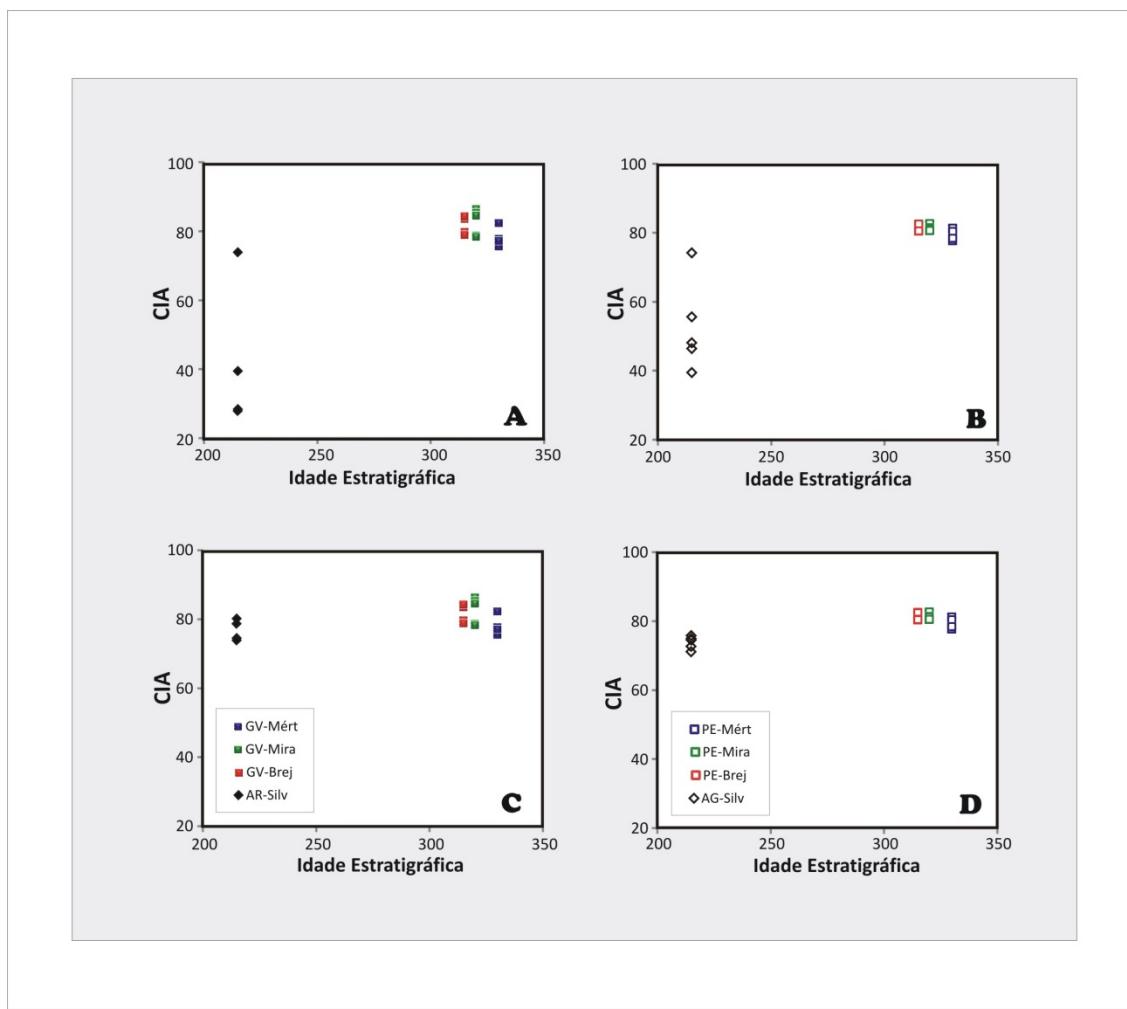


Figura 6.2.- Diagrama da variação do índice CIA vs. Idade Estratigráfica das rochas sedimentares detriticas: A- das rochas detriticas grosseiras (grauvaques-GV e arenitos-AR) do Carbónico e do Triásico; B- das rochas detriticas argilosas (pelitos-PE e argilitos-AR) do Carbónico e Triásico. Diagrama da variação do índice CIA calculado com a aproximação do CaO* vs. Idade Estratigráfica das rochas sedimentares detriticas. C- das rochas detriticas grosseiras (grauvaques-GV e arenitos-AR) do Carbónico e do Triásico; D- das rochas detriticas argilosas (pelitos-PE e argilitos-AR) do Carbónico e Triásico.

Contudo, as diferenças entre elas são muito pequenas e esta indicação dos diagramas não se pode considerar completamente fiável. Por outro lado, as amostras argilosas, considerando apenas as formações carbónicas (Fig.6.2B), poderão mostrar, embora com algumas reservas, que existe a mesma tendência das amostras grosseiras, indicando que as rochas argilosas da Formação da Mértola foram as menos meteorizadas, seguidas das da Formação de Mira e das da Formação de Brejeira. Com as rochas da Formação dos Arenitos de Silves analisadas a partir da aproximação do CaO*, também não é acrescentado nada, observando-se apenas (Fig.6.2C) que não são as mais meteorizadas, nem tão pouco as menos meteorizadas, comparando-as com as formações carbónicas. Das amostras argilosas (Fig.6.2D) apenas se pode dizer que não são as mais meteorizadas, pois a aproximação do CaO*, como o próprio nome indica é uma aproximação e não permite retirar conclusões definitivas. A dificuldade em obter interpretações claras com base nos valores do índice CIA poderá dever-se à eventual necessidade de estudar um maior número de amostras ou poderá resultar do cálculo deste índice partir do pressuposto de estar a ser estudada a meteorização de uma fonte homogénea da qual resultam sedimentos cujas concentrações dos elementos químicos depende exclusivamente do balanço de massa ao longo das diferentes etapas de meteorização, transporte e sedimentação; como os dados petrográficos indicam, tal não deverá corresponder ao caso dos objectos em estudo, pelo que uma interpretação directa dos valores de CIA não será aconselhável.

A maturidade e de certa forma, também a meteorização, não são por si só conceitos estáticos, pressupondo a existência do factor tempo. O que quer dizer que a maturidade e a meteorização se relacionam com o tempo que os sedimentos estão envolvidos em ciclos sedimentares. Por exemplo, um sedimento mais maduro teve um maior período de envolvimento em ciclos sedimentares, mas não percorreu necessariamente maior distância do que outro mais imaturo. Ou seja nada nos diz qual a distância à fonte e se determinado sedimento veio de mais perto ou de mais longe. Isto é um factor que pode ser determinante e consequentemente pode vir a complicar as indicações retiradas dos diagramas. Supondo que um sedimento analisado bem afastado da fonte poderá ter um determinado grau de maturidade elevado, pois sofreu muito transporte; outro sedimento provindo de uma fonte próxima, estando por exemplo, há muito tempo envolvido em ciclos sedimentares ou com reciclagem, poderá por fim chegar à bacia com um grau de maturidade muito semelhante ao sedimento proveniente de muito mais longe. A meteorização por sua vez também é um processo dinâmico que não se comporta linearmente no tempo.

No caso, da meteorização ser constante no tempo, a sua acção sobre os sedimentos iria sendo adicionada com o tempo de exposição a agentes que a promovem e isso realmente não se verifica. Em pouco tempo, sedimentos sobre intensa meteorização podem ficar tão alterados, como sedimentos expostos muito tempo a agentes de meteorização mais moderados. Assim os agentes de meteorização podem ser mais ou menos intensos, num período maior ou menor, sendo que o resultado final poderá indubitavelmente ser o mesmo. São tudo factores a considerar para os quais a geoquímica de elementos maiores não possui ferramentas que permitam efectuar um esclarecimento a esse respeito.

Há ainda a acrescentar que o contributo da proveniência dos sedimentos em questão poderá ser algo complexo, no caso de existir mais do que uma fonte a debitá-los para as rochas das formações em estudo, com tudo o que isso implica tanto na variação vertical, como na variação lateral das características da fonte. Ou ainda se por razões plausíveis, as fontes das formações mais antigas imediatamente anteriores às formações em estudo neste trabalho, não poderão também elas estar a debitar sedimentos, e a constituírem uma fonte sedimentar.

Assim interpretar sinais de meteorização ou de maturidade sedimentar pode tornar-se de certa forma ambíguo e até distorcido, pois os sinais obtidos poderão ser misturas e sobreposições de assinaturas de várias fontes adicionadas ao contributo que o processo de sedimentogénese pode dar. Fica contudo uma ideia para efeitos de comparação e como forma de caracterização da própria fonte, que não é mais do que a integração de todos os processos.

Por sua vez, os resultados obtidos relativamente à geoquímica dos elementos traço, mostram que as rochas argilosas com maior concentração de Al_2O_3 apresentam maiores concentrações em ETR (Elementos de Terras Raras), assim como concentrações inferiores de SiO_2 comparativamente às rochas grosseiras, reflectindo a maior concentração de minerais de argila. Se o aumento da concentração de SiO_2 e a diminuição da concentração de Al_2O_3 dá uma indicação do aumento da maturidade, reflectindo a evolução das rochas, então pelas figuras 4.9 e 4.10, a concentração das ETR diminui com o aumento da maturidade indicando, assim, que as concentrações dos elementos ETR poderão melhor exprimir as concentrações desses elementos na área fonte, do que na área de deposição. E assim a assinatura das ETR reflectirá mais a imagem da fonte, do que a da zona de deposição. Este raciocínio também pode ser aplicado ao elemento Cr como se pode observar na figura 4.12, concluindo que este elemento reflecte a composição da fonte das formações em estudo. Por outro lado, a diminuição do total das ETR com o aumento da concentração de SiO_2 também pode ser interpretado como um desaparecimento das fases mineralógicas passíveis de incorporar os ETR nos sedimentos mais maduros.

Os argilitos da Formação dos Arenitos de Silves estão deslocados desta discussão, porque como foi referido na “Discussão dos Elementos Maiores”, a sua elevada concentração de CaO poderá estar relacionada com a presença de carbonatos, diagenéticos, que incorporam ETR e que conferirão uma assinatura diferente da área-fonte, nas rochas estudadas.

As associações adoptadas anteriormente para o somatório das ETR, não se podem transpor para o diagrama que relaciona a concentração de CaO com o somatório das ETR (Fig.4.11), porque para além destes dois não se relacionarem, o CaO não se relaciona com o SiO_2 ², não permitindo desta forma associá-lo à maturidade das rochas e consequentemente impossibilitando a relação da maturidade com as ETR. Desta forma a concentração de CaO para além de poder ser um contributo da fonte, também pode englobar outras contribuições de factores relacionados ou não com a deposição dos sedimentos, como por exemplo fazer parte da constituição do cimento carbonatado introduzido pós-deposicionalmente (isto para os arenitos triásicos).

Relativamente às diferenças nos valores da razão Zr/Hf (elementos preferencialmente retidos na rede do zircão) das rochas das formações em estudo, patentes nas figuras 4.13A-B, estas podem ser interpretadas como uma conjugação de assinaturas de várias populações de zircões na medida em que as quantidades de Hf incorporadas nos cristais de zircão poderão ser características de determinadas fontes magmáticas, fazendo com que os valores da razão Zr/Hf sejam igualmente característicos dessas diferentes fontes. Assim diferenças nos valores da razão Zr/Hf, como as observadas nos diagramas referidos, sugerem a existência de mais do que uma fonte para a proveniência dos sedimentos.

Para a maioria das rochas da crusta superior os valores da razão Th/U variam entre 3,5 e 4 (McLennan *et al.*, 1993). O intervalo de variação nas rochas das formações em estudo engloba, mas é mais abrangente, do que esses valores em concreto, variando entre 2,5 e 5,0 (Tabela 4.3, Capítulo 4). Na maioria das situações de meteorização e também durante a reciclagem crustal sob condições oxidantes, os valores da razão Th/U poderão aumentar, especialmente nos argilitos (Drost, 2008). Pelas figuras 4.13C-D pode-se observar que as rochas da Formação dos Arenitos de Silves e mesmo as da Formação de Mira, poderão recair nessa situação. Os valores da razão Th/U serem mais elevados do que a gama de variação para as rochas crustais pode ser o resultado de rochas fonte sujeitas a intensa meteorização num ambiente de margem passiva/baixa energia, pois o Th poderá ser retido nas partículas durante a sedimentação e em processos de meteorização, mas o U sendo mais solúvel, comportar-se-á como elemento móvel (McLennan *et al.*, 1993).

² Ver diagramas de Harker (figuras 4.2, 4.5, 4.6 e 4.7, do subcapítulo 4.1 *Elementos Maiores*.

Outro contributo para os valores observados pode relacionar-se com os processos de reciclagem sedimentar e a presença de minerais pesados acessórios³ como a monazite, xenótilito, torite ou alanite, que podem influenciar o valor desta razão (Drost, 2008).

A variação do valor da razão Th/Sc também sugere a presença de várias fontes que podem ter contribuído para a assinatura observada nos sedimentos. As rochas da Formação de Mértola e da Formação dos Arenitos de Silves, apresentando-se com valores concentrados perto do valor típico para as rochas da crusta continental superior (CCS) (Fig.4.13E-F). Contudo, valores elevados desta razão sugerem a presença de fontes ígneas felsicas, sedimentares siliciclásticas ou metamórficas, ou indicam intensa meteorização (Drost, 2008), sendo o que se observa na Formação de Brejeira e possivelmente na Formação de Mira.

A razão $(La/Yb)_N$ compara um elemento de Terras Raras leve, o La, com um elemento de Terras Raras pesado e mais incompatível, o Yb. Dado que a crusta é enriquecida em LETR, comparativamente ao manto, então variações do valor desta razão poderão indicar proveniências crustais ou mantélicas para as rochas das áreas-fonte (Drost, 2008). Como é visível pela figura 4.13G-H, as formações carbónicas embora próximas dos valores típicos da CCS, têm os valores extremos mais baixos o que poderá sugerir alguma influência de rochas do manto. Valores mais baixos da razão $(La/Yb)_N$ poderão estar associados a sedimentos derivados do desmantelamento de arcos-ilha contendo rochas ígneas com afinidade mantélica e material sedimentar (Drost, 2008). As rochas da Formação dos Arenitos de Silves dispõem-se com muito maior dispersão no diagrama, o que pode indicar diferentes fontes com afinidade crustal ou mantélica, em proporções diferentes.

Pela observação das figuras 6.3A-B, o padrão de elementos ETR é semelhantes para ambas as litologias das formações carboníferas em estudo e mais abundantes nas rochas argilosas (Fig.6.3B) do que nas rochas grosseiras (Fig.6.3A). Existe um enriquecimento em LETR, anomalia negativa de Európio e razões de HETR mais ou menos constantes num valor inferior ao das LETR. O enriquecimento em LETR, associado à anomalia negativa de Európio que se verifica, é típico das composições da crusta superior (McLennan et al., 2003) e por essa razão é de considerar a contribuição de uma fonte crustal na proveniência das formações analisadas.

Nos diagramas de multi-elementos normalizados ao PAAS, as rochas grosseiras do Carbónico (Fig.6.4A) exibem um padrão semelhante entre si, mas um pouco diferente do padrão das rochas argilosas (Fig.6.4B), também estas semelhantes entre si.

³ Para algumas amostras foi possível a descrição mineralógica à lupa binocular (incluída em Anexo), aquando da separação dos minerais pesados para a recolha do zircão e estão efectivamente presentes, entre outros, os minerais pesados aqui referenciados.

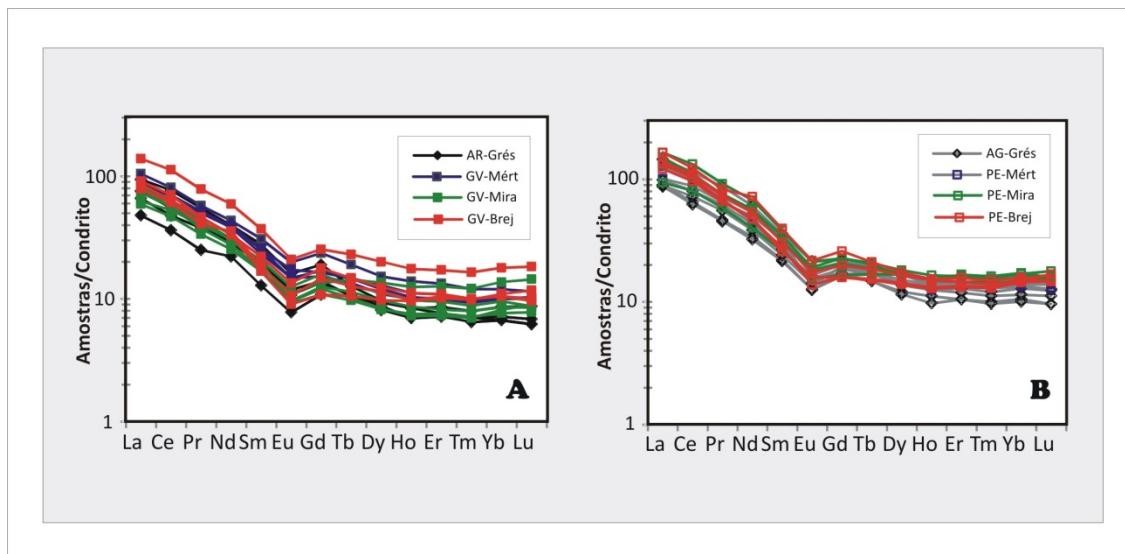


Figura 6.3- Padrões de Terras Raras (ETR) normalizadas ao condrito: A- Rochas grosseiras das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves; B- Rochas argilosas das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves (valores de normalização de Boyton, 1984).

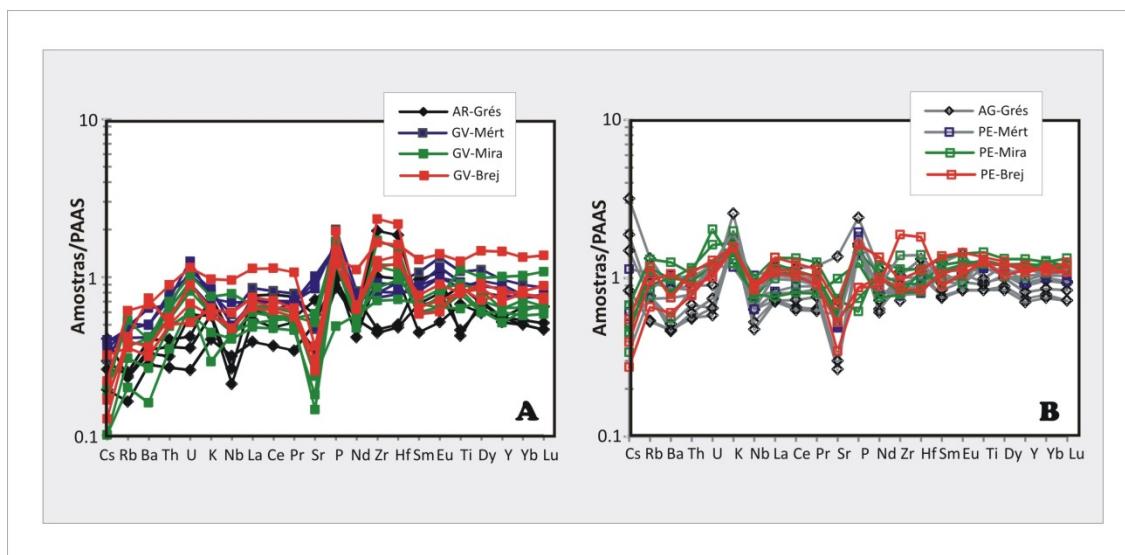


Figura 6.4- Padrões multi-elementares normalizados ao PAAS: A- Rochas grosseiras das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves; B- Rochas argilosas das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves (valores de normalização de Taylor e McLennan, 1981).

Os padrões mostram razões mais ou menos constantes em torno de 1, o que significa que a composição das rochas em estudo não difere muito da do PAAS. As semelhanças que se verificam nas formações carbónicas em ambas as litologias são: empobrecimento em elementos LILE (Cs, Rb, Ba), enriquecimento em U e P e ligeiro enriquecimento do elemento K apenas nas rochas argilosas.

As rochas da Formação dos Arenitos de Silves têm por sua vez um enriquecimento em K e partilham o empobrecimento em Nb com a Formação de Mértola. O empobrecimento em Sr, praticamente inexistente na Formação de Mértola, torna-se mais acentuada nas rochas grosseiras da Formação de Mira e marca presença em ambas as litologias da Formação de Brejeira e Arenitos de Silves. Os argilitos da Formação dos Arenitos de Silves têm a particularidade de exibirem enriquecimento em elementos LILE. Por fim, a fracção argilosa da Formação de Mira apresenta enriquecimento em Zr e Hf, mais vincado em ambas as litologias da Formação de Brejeira e desaparecendo na fracção argilosa da Formação dos Arenitos de Silves. As rochas grosseiras desta última formação apresentam enriquecimento em Zr e Hf nas rochas da Bacia do Algarve (amostra AM-1 e TH-4) e empobrecimento desses elementos nas rochas da Bacia do Alentejo (amostras ST-1 e SC-4). Os elementos imóveis Zr e Hf podem ser mecanicamente distribuídos de acordo com o tamanho do grão e podem ser controlados pela concentração de minerais pesados, como o zircão (*Rollinson, 1993*). Assim as amostras da Bacia do Algarve possuiriam mais zircão do que as da Bacia do Alentejo, o que se verifica na prática⁴. A calibração hidráulica depende de vários factores como o tamanho, a forma e a gravidade específica das partículas dos sedimentos, assim como da velocidade, densidade e viscosidade do fluido responsável pelo transporte profundidade e rugosidade do leito (*Fralick, 2003*). A calibração sedimentar pode então resultar num enriquecimento em minerais pesados nas rochas sedimentares, como o caso do zircão, da monazite (*Pettijonh et al., 1973*). Repetidos ciclos sedimentares (reciclagem) dos sedimentos também tendem a enriquecer fortemente as rochas em minerais pesados e assim os elementos traço associados a esses minerais (*McLennan et al., 1993; McLennan, 2001b*). Segundo *Taylor et al., (1993)*, os processos eólicos também parecem ser especialmente eficientes no transporte de minerais pesados, particularmente o zircão. *Vervoort et al., (1999)* também sugeriu que poderia existir um enriquecimento de minerais pesados em rochas preferencialmente derivadas de fonte félsicas.

Os padrões de razões de elementos normalizados à Crusta Continental Superior (CCS) são semelhantes entre as rochas grosseiras (Fig.6.5A) e as rochas argilosas (Fig.6.5B) de todas as formações em estudo, excepto na razão do elemento Cs particularmente enriquecido nas rochas argilosas e muito perto do valor 1 nas rochas grosseiras. O padrão tem variações em torno de 1, o que sugere similaridade com a composição da crusta superior. As semelhanças que se destacam entre as Formações de Mértola, Mira e Brejeira são picos positivos dos elementos Al, Cr, Ni e Cs e picos negativos dos elementos Na, Mn, Sr, Nb, Ba e um pico negativo muito acentuado de Ca (mais detalhes nas figuras 4.16A-B-C).

⁴ Ver descrição das amostras no Capítulo “ Geocronologia U-Pb de Zircão”.

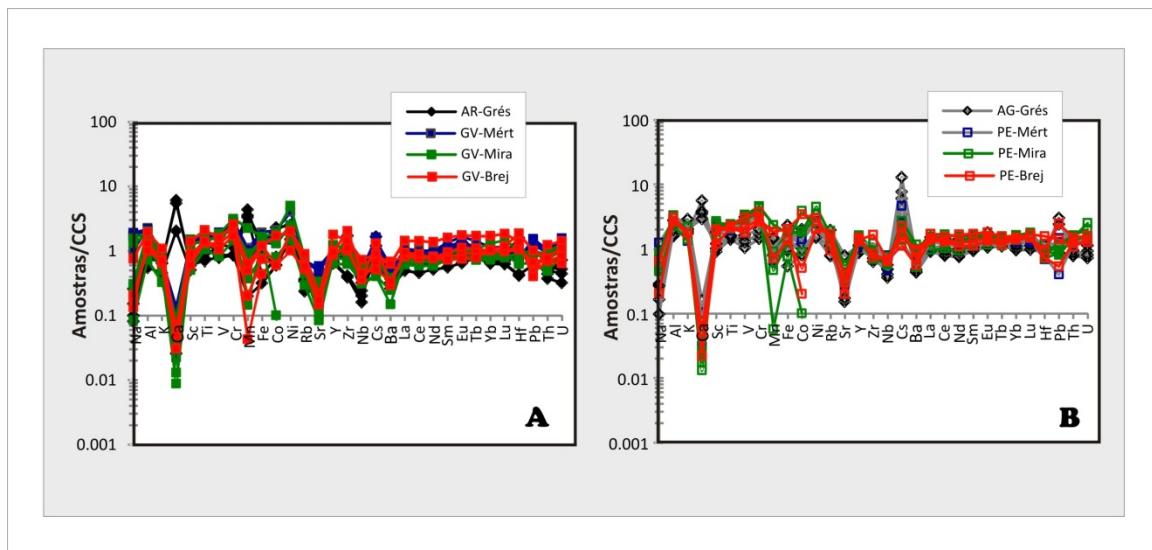


Figura 6.5- Padrões multi-elementares normalizados à Crusta Continental Superior (CCS) com valores de normalização dados por *Taylor e McLennan, (1981)*: A- Rochas grosseiras das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves; B- Rochas argilosas das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves.

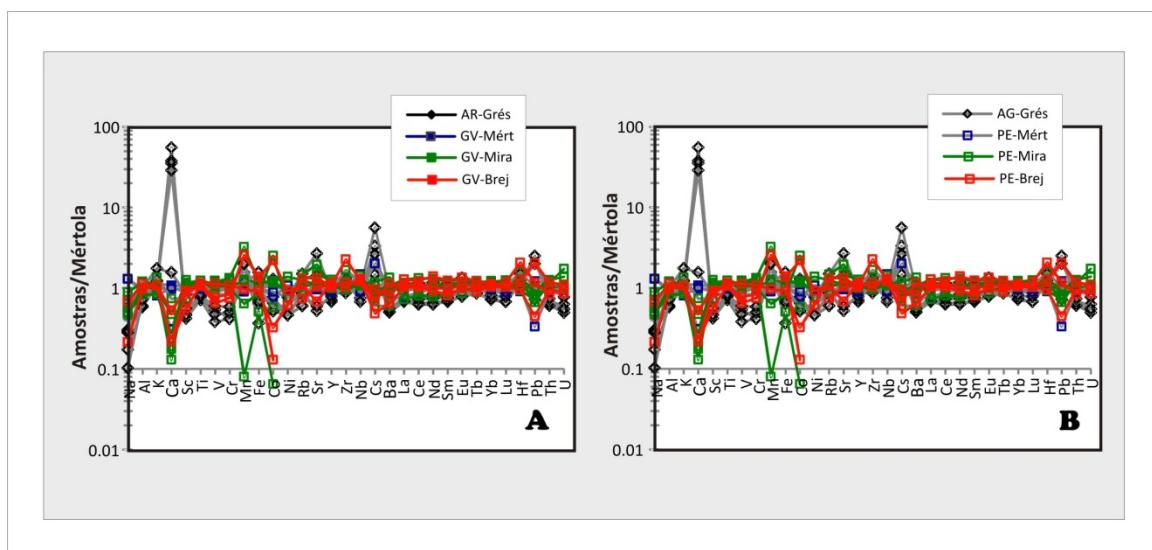


Figura 6.6- Padrões multi-elementares normalizados à Formação de Mértola (dados do presente trabalho): A- Rochas grosseiras das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves; B- Rochas argilosas das formações de Mértola, Mira, Brejeira e Arenitos de Silves (valores usados para normalização calculados pela mediana das concentrações dos grauvaques da Formação de Mértola, para comparação com as rochas grosseiras, e mediana das concentrações dos pelitos da Formação de Mértola para comparação com as rochas argilosas).

A diferença das formações carbónicas para a Formação dos Arenitos de Silves, é que esta tem picos menos acentuados na maioria dos elementos (Fig.4.16D) e destaca-se por ter picos simultaneamente positivos e negativos dos elementos Ca e Mn.

Se voltarmos a recordar as figuras 4.17, verifica-se que existe cada vez mais dispersão e mais diferenças nas razões de elementos normalizados à Formação de Mértola, à medida que se sobe na coluna estratigráfica, desde a Formação de Mira, à Formação de Brejeira e por fim a Formação dos Arenitos de Silves. Isto verifica-se tanto para as rochas grosseiras (Fig.4.17A-C-E-G), como para as rochas argilosas (Fig.4.17B-D-F-H). Pela figura 6.6A, que expõe todas as rochas grosseiras normalizadas à Formação de Mértola, e pela figura 6.6B construída de idêntica forma mas para as rochas argilosas, pode-se observar que as linhas gerais do padrão são mantidas por todas as formações, com os mesmos picos positivos e negativos, embora uns um pouco mais acentuados do que outros. Há que destacar que a fracção grosseira da Formação dos Arenitos de Silves tem comportamento contrário ao das formações carbónicas no que respeita às concentrações superiores dos elementos Ca e Mn, relativamente à concentração desses elementos na Formação de Mértola usada como padrão (Fig.6.6A).

A fracção argilosa da Formação dos Arenitos de Silves apresenta razões elevadas dos elementos K e Cs, mais acentuada no primeiro, ao contrário do que se passa com as formações carbónicas, cujas razões de K e Cs são próximas da unidade (Fig.6.6B). Há que destacar que a fracção grosseira da Formação dos Arenitos de Silves tem comportamento contrário ao das formações carbónicas no que respeita às concentrações superiores dos elementos Ca e Mn, relativamente à concentração desses elementos na Formação de Mértola usada como padrão (Fig.6.6A).

Há um factor comum a todos os diagramas apresentados neste trabalho, incluindo os padrões de elementos normalizados, é que a Formação de Mértola é de todas a que se apresenta com menor dispersão de dados. Talvez por ser a que recebe menos influências de fontes distintas ou apenas que a sua fonte (ou fontes) sejam mais homogéneas.

Após a discussão destes resultados, observando as diferenças e as semelhanças entre as formações em estudo, pode constatar-se que os resultados são influências de diversos factores e que os sedimentos podem eventualmente receber contribuições de vários ambientes tectónicos.

A ambiguidade na interpretação dos diagramas é por vezes determinante e dificulta o retirar de conclusões objectivas. Por exemplo, partindo da premissa que os elementos imóveis, por o serem, dão uma boa representação da fonte; e que a razão de dois elementos imóveis teria de ser constante ao longo de todo o processo sedimentar desde a fonte à deposição na bacia, três conclusões antagónicas poderão ser retiradas.

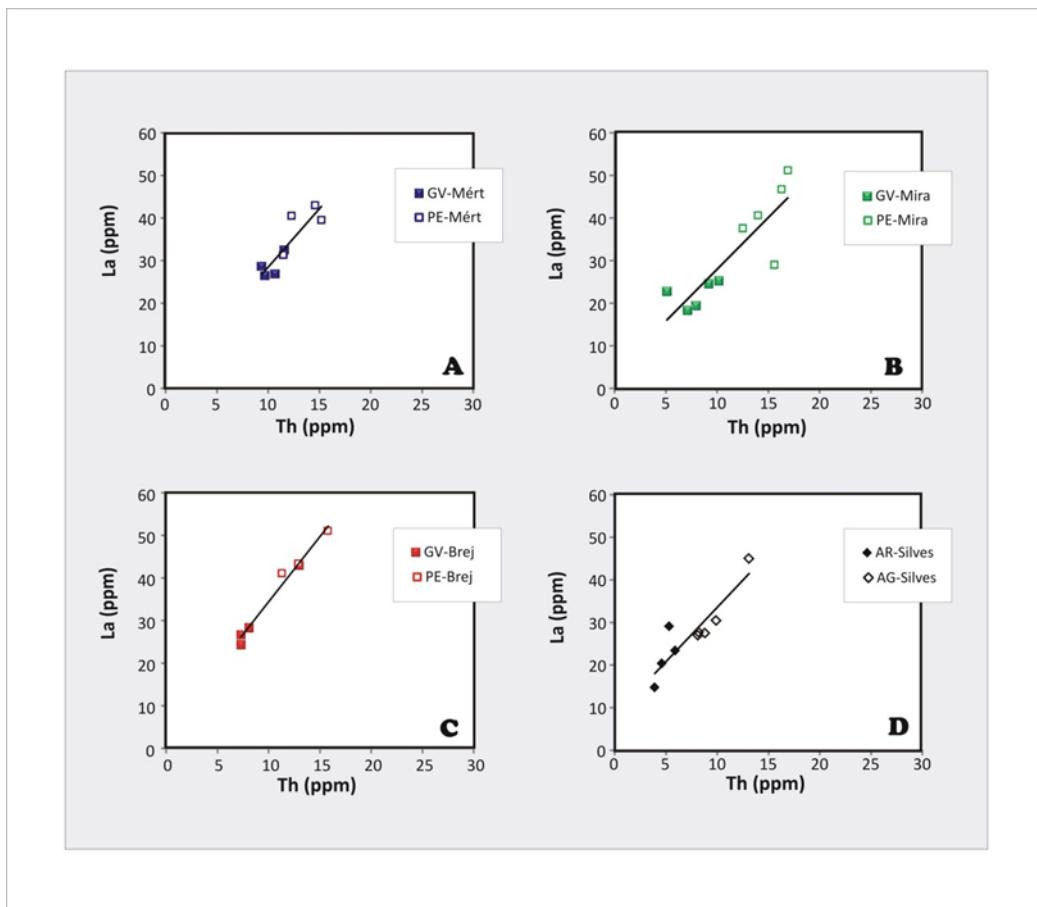


Figura 6.7- Diagramas de elementos imóveis, Th vs. La: A- Grauvaques e pelitos da Formação de Mértola; B- Grauvaques e pelitos da Formação de Mira; C- Grauvaques e pelitos da Formação de Brejeira; D- Arenitos e argilitos da Formação dos Silves.

Observando a figura 6.7A-B-C-D, representando dois elementos imóveis o Th vs. La, poder-se-ia concluir, uma vez que a razão desses dois elementos deveria ser constante, que os declives a serem da mesma ordem de magnitude nas quatro formações indicariam uma fonte com características semelhantes, provavelmente a mesma. Mas se observarmos a figura 6.8A-B-C-D do V vs. Sc, é notória a variação de declives cada vez mais pequenos, e seguindo a mesma lógica de raciocínio, é-se levado a concluir que as fontes das formações carbónicas e da formação triásica não são as mesmas, estando de alguma forma relacionadas. Pela figura 6.9A-B-C-D do Th vs. Zr a conclusão ainda pode ser outra. Dado que ambos os elementos são imóveis, a dispersão está a dizer que a fonte não é homogénea, o que dá a sugestão de ter várias fontes a debitá sedimentos e não apenas uma.

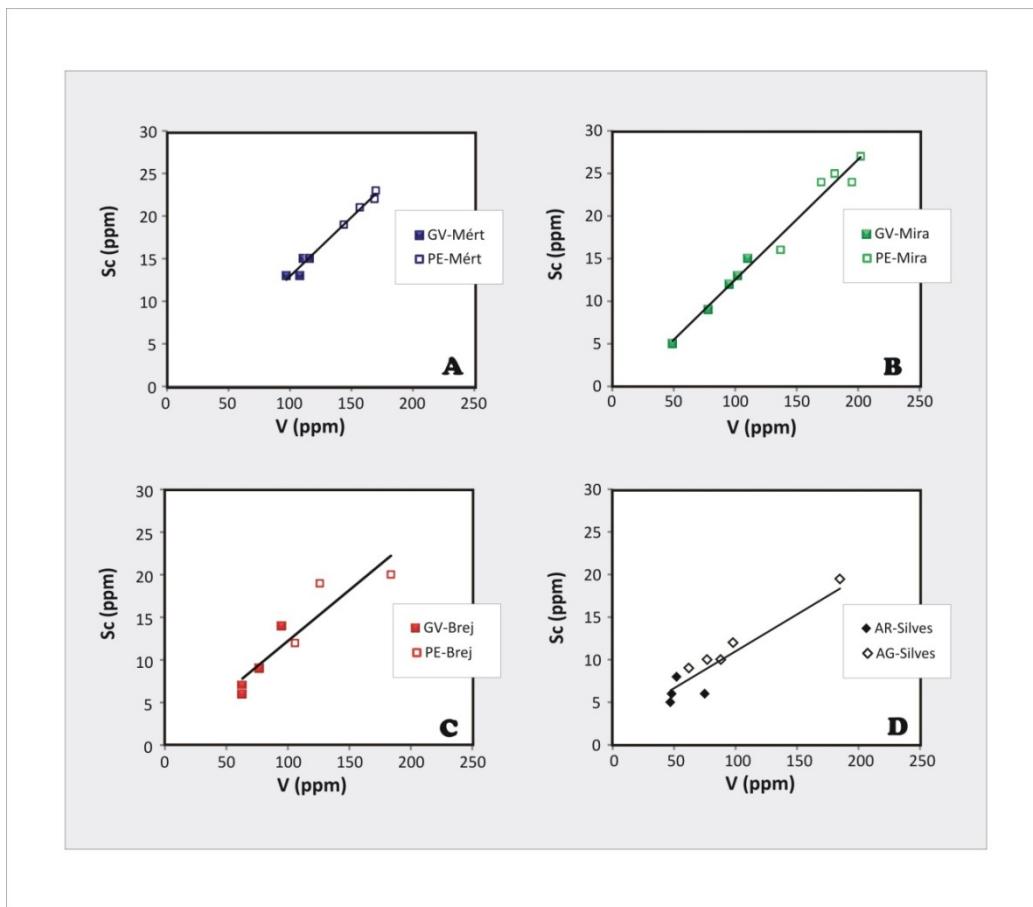


Figura 6.8- Diagramas de elementos imóveis, V vs. Sc: A- Grauvaques e pelitos da Formação de Mértola; B- Grauvaques e pelitos da Formação de Mira; C- Grauvaques e pelitos da Formação de Brejeira; D- Arenitos e argilitos da Formação dos Silves.

Diferenças fundamentais são encontradas em rochas provenientes de potenciais fontes com origem em diferentes ambientes tectónicos (ex.: arcos ilhas vs. margens passivas) e por conseguinte inúmeras tentativas surgiram para relacionar a geoquímica sedimentar com o ambiente tectónico através da utilização de diagramas discriminantes (McLennan *et al.*, 2003).

Os diagramas discriminantes aplicados a dados geoquímicos de rochas sedimentares, foram construídos para permitir reconhecer que certas composições químicas são características de determinadas fontes ígneas, metamórficas ou sedimentares associadas a diferentes áreas de proveniência (Dickinson e Suczek, 1979; Valloni e Maynard, 1981; Dickinson, 1985; McLennan *et al.*, 1993). Os diagramas discriminantes, embora construídos para decifrar o ambiente de proveniência sedimentar, também podem complementar a informação acerca do processo sedimentar que presidiu à formação das rochas sedimentares (Rollinson, 1993). O pressuposto de base na construção dos diagramas discriminantes para o caso de rochas sedimentares, é que há uma relação estreita entre os diferentes ambientes tectónicos e a proveniência sedimentar.

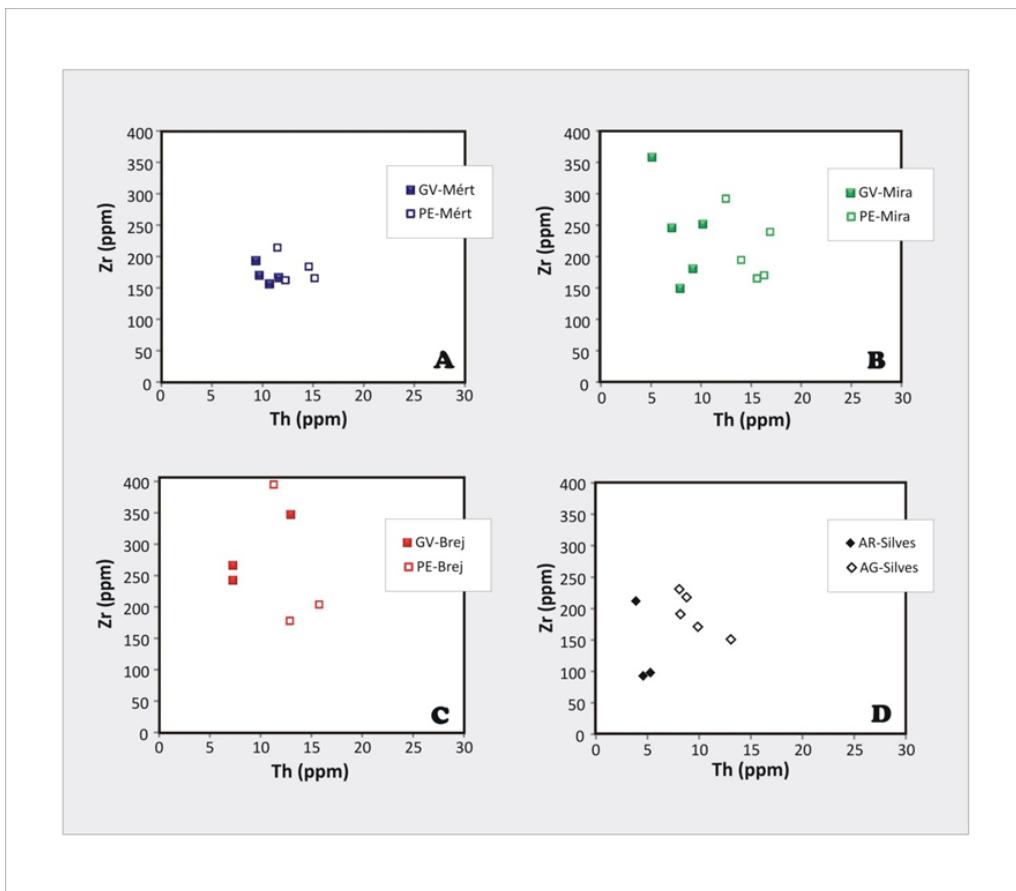


Figura 6.9- Diagramas de elementos imóveis, Th vs. Zr: A- Grauvaques e pelitos da Formação de Mértola; B- Grauvaques e pelitos da Formação de Mira; C- Grauvaques e pelitos da Formação de Brejeira; D- Arenitos e argilitos da Formação dos Silves.

Em grande parte dos casos esta afirmação é verdadeira e o segredo do sucesso da técnica é a existência de quantidades consideráveis de fragmentos líticos nos sedimentos imaturos, dos quais se pode identificar a proveniência e o ambiente tectónico. Contudo, convém referir que existe um grande grau de incerteza para os sedimentos que foram transportados do seu ambiente tectónico de origem para uma bacia sedimentar num outro ambiente tectónico (McLennan *et al.*, 1990).

No diagrama discriminante binário de Roser & Korsch (1986) é utilizado a concentração de SiO_2 e a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{NaO}_2$ como indicadores da proveniência dos sedimentos em estudo (arenitos/grauvaques e argilitos/pelitos). Nele surgem campos que correspondem a arco ilhas vulcânicos (ARC), margens continentais activas (MCA) e margens continentais passivas (MP), obtidos a partir do cruzamento de dados geoquímicos de pares de arenitos - argilitos antigos com sedimentos modernos derivados de ambientes tectónicos conhecidos.

Os sedimentos que ocupem o campo ARC estão associados a zonas de subducção com material proveniente tipicamente de bacias *fore-arc*, *back-arc* e *inter-arc* formadas em crista oceânica. O campo MCA inclui sedimentos que provêm de um ambiente tectónico de subducção mas envolvendo crista continental. Os sedimentos que ocupam o campo MP derivaram de áreas continentais estáveis e depositaram-se em bacias intra-cratónicas ou em margens continentais passivas.

Utilizando o diagrama binário de Roser & Korsch (1986), os grauvaques da Formação de Mértola concentram-se no campo MCA (margens continentais activas), os grauvaques da Formação de Mira distribuem-se entre o campo MCA e o campo MP (margens continentais passivas), e os grauvaques da Formação de Brejeira ocupam o campo MP (Fig.6.10A). Os pelitos da Formação de Mértola, projectam-se no campo MCA, os pelitos da Formação de Mira ocupam na sua maioria o campo MCA, mas o pelito GS-18, colhido próximo do limite estratigráfico com a Formação de Brejeira projecta-se no campo MP (Fig.6.10B). Quanto à Formação de Brejeira, o pelito da Praia do Amado (amostra AM-4) projecta-se no campo MCA e os restantes pelitos no campo MP.

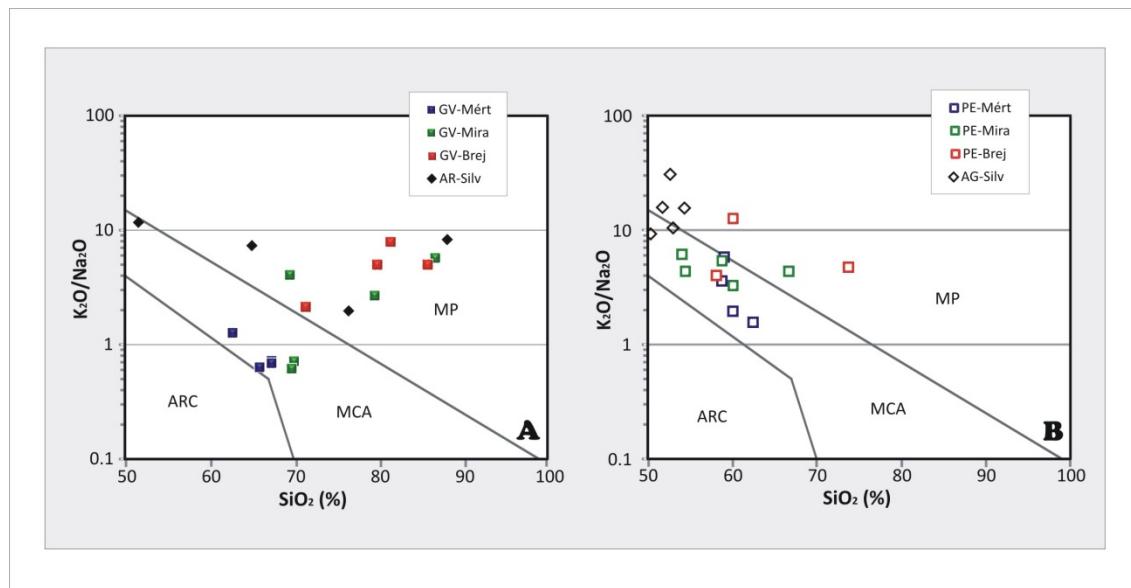


Figura 6.10- Diagrama binário de Roser & Korsch (1986) para discriminação de proveniência: A- Rochas detritícias grosseiras (grauvaques-GV e arenitos-AR) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico; B- Rochas detritícias argilosas (pelitos-PE e argilitos-AG) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico. ARC, arcos ilha vulcânicos; MCA, margens continentais activas; MP, margens continentais passivas.

Os arenitos da Formação dos Arenitos de Silves encontram-se dispersos pelo campo de margem passiva (MP) (Fig.6.10A) e o arenito de Santa Cruz (amostra ST-3) projecta-se na fronteira do campo MCA com o campo MP. A maioria dos argilitos agrupam-se no campo MP, mas os da Praia do Telheiro (amostras TH-1 e TH-2) projectam-se na fronteira do campo MCA com o campo MP (Fig.6.10B).

Outro método para determinar a proveniência sedimentar aplicando técnicas estatísticas aos dados geoquímicos baseia-se na análise de funções discriminantes (F1 e F2) de *Roser & Korsch (1988)* (Fig.6.11A-B). Estas duas funções discriminantes são definidas através de somas ponderadas de determinados elementos maiores. *Roser & Korsch (1988)* utilizando as concentrações dos elementos maiores TiO_2 , Al_2O_3 , $Fe_2O_3(T)$, MgO , CaO , Na_2O e K_2O , definiram as funções:

$$F1 = -1,773TiO_2 + 0,607Al_2O_3 + 0,76Fe_2O_3(T) - 1,5MgO + 0,616CaO + 0,509Na_2O - 1,224K_2O - 9,09;$$

e

$$F2 = 0,445TiO_2 + 0,07Al_2O_3 - 0,25Fe_2O_3(T) - 1,142MgO + 0,438CaO + 1,475Na_2O + 1,426K_2O - 6,861;$$

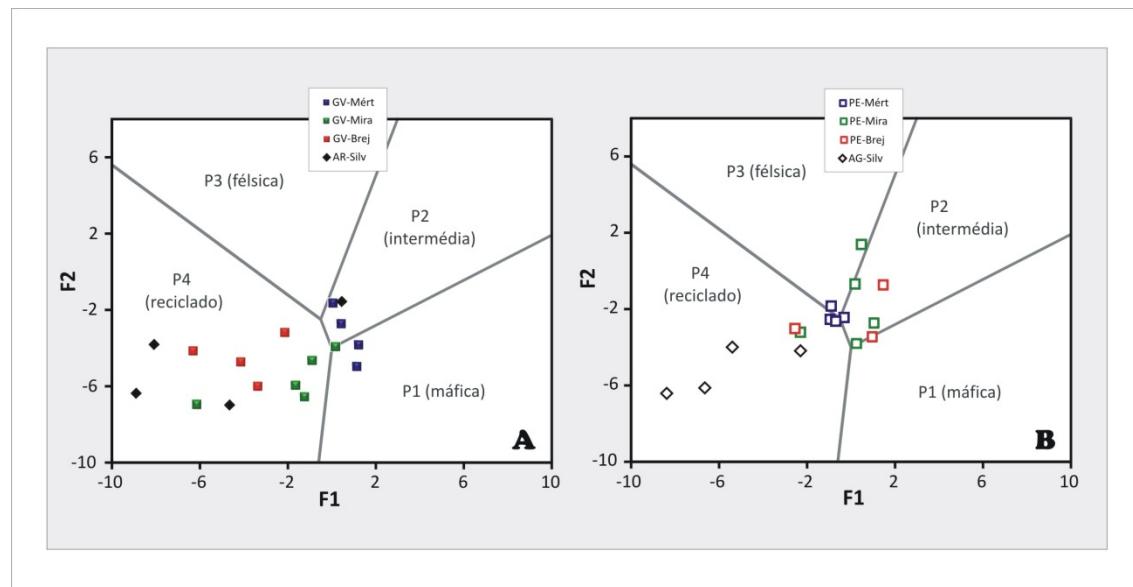


Figura 6.11- Diagrama de proveniência com funções discriminantes $F1$ vs. $F2$, de *Roser & Korsch (1988)*. A- das rochas detritícias grosseiras (grauvaques-GV e arenitos-AR) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico; B- das rochas detritícias argilosas (pelitos-PE e argilitos-AR) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico.

O diagrama discriminante construído a partir dessas funções define quatro campos que correspondem a quatro tipos diferentes de fontes sedimentares caracterizadas por diferentes composições químicas: máfica (P1), intermédia (P2), félscica (P3) e reciclada (P4). O campo “máfica” (P1) indica que a fonte corresponde a um arco ilha oceânico, semelhante ao ARC do diagrama de *Roser & Korsch (1986)* (Fig.6.10A-B); o campo “intermédia” (P2) significa que os sedimentos derivam de um arco ilha maduro, também este semelhante ao ARC; “félscica” (P3) é um campo que corresponde ao MCP (margem continental passiva) de *Roser & Korsch (1986)*; por fim, o campo “reciclado” (P4) sugere uma área de fonte sedimentar, ígnea ou metamórfica reciclada. Considerando a classificação de *Roser & Korsch (1988)*, os grauvaques da Formação de Mértola dividem-se pelos campos P1 (máfica) e P2 (intermédia) (Fig.6.11A). Os grauvaques das Formações de Mira e de Brejeira ocupam o campo P4 (reciclado). Por sua vez, os pelitos das três formações do Carbónico encontram-se ocupando posições sobre os limites dos diferentes campos sem definir propensão para algum campo em especial (Fig.6.11A-B). Os arenitos e argilitos da Formação dos Arenitos de Silves projectam-se no campo P4 (reciclado), com a excepção do arenito colhido em Santiago do Cacém (amostra SC-4) que se inclui no campo P2 (intermédia) (Fig.6.11A).

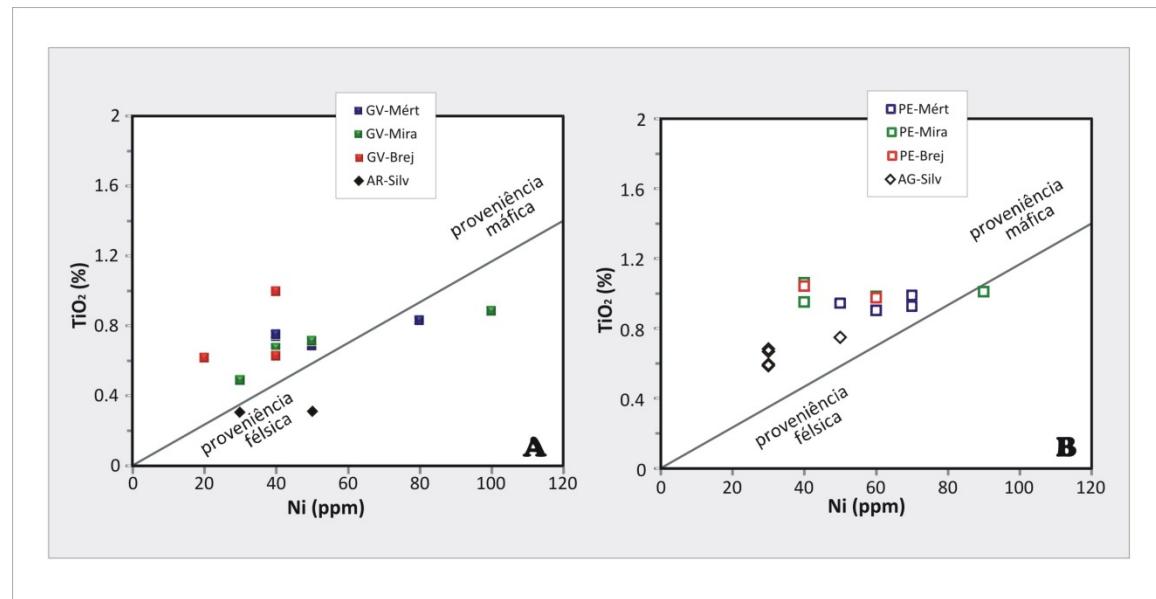


Figura 6.12- Diagrama discriminante binário adaptado de *Floyd et al. (1989)*: A- das rochas detriticas grosseiras (grauvaques e arenitos) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico; B- das rochas detriticas argilosas (pelitos e argilitos) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico.

Recorrendo ao diagrama binário de *Floyd et al. (1989)*, é possível discriminar entre menores concentrações de Ni e de TiO_2 que assinalam fontes sedimentares de composição félscica, tendência que se inverte para as fontes máficas. A proveniência dos grauvaques das Formações de Mértola, Mira e Brejeira, assim como os arenitos da Formação dos Arenitos de Silves, apresentam uma certa tendência para se projectarem no campo das fontes de composição félscica (Fig.6.12A). Os grauvaques das formações de Mértola e de Mira colhidos em Santa Cruz (amostras ST-1 e GS-7) desviam-se para o campo da área fonte mais máfica. Quanto aos pelitos das formações do Carbónico, concentram-se entre os dois campos sem definir uma tendência félscica ou máfica. Os grauvaques da Formação da Brejeira e os arenitos e argilitos do Triásico são os que se enquadram melhor numa área fonte félscica (Fig.6.12B).

Outro aspecto importante que pode ser discriminado neste tipo de diagramas diz respeito à calibração sedimentar que pode levar a um enriquecimento em minerais pesados (ex.: zircão, monazite e magnetite) das areias e arenitos (*Pettijohn et al., 1973*). Assim os processos de reciclagem sedimentar, incluindo transporte, irão favorecer o enriquecimento das areias em minerais pesados e desta forma, aumentar a concentração dos elementos traço associados a esses minerais (*McLennan et al., 1993; McLennan, 2001b*). Para quantificar esse efeito pode-se utilizar o diagrama Th/Sc vs Zr/Sc adaptado de *McLennan et al. (1993)* que indica incremento da influência da reciclagem sedimentar com o aumento da razão Zr/Sc e também diferencia a composição química das áreas fonte de félscica para máfica com o aumento da razão Th/Sc.

Durante a maior parte dos processos de diferenciação ígneos, ambos os elementos Th e Zr são incompatíveis e aumentam sucessivamente a sua concentração relativamente ao elemento Sc mais compatível. Por outro lado, os elementos Th e Zr estão presentes em minerais pesados como a monazite e o zircão, respectivamente, mas o zircão é muito mais abundante que a monazite. Assim, durante processos de reciclagem sedimentar a razão Zr/Sc tende a tornar-se muito maior e quase independente das variações da razão Th/Sc (*McLennan et al., 2003*).

No diagrama Th/Sc vs Zr/Sc, a razão Zr/Sc é um indicador de concentração de zircão e consequentemente um indicador do aumento da reciclagem. Quantificar os processos de reciclagem sedimentar ou de canibalismo das sequências sedimentares (envolvendo mais do que um ciclo sedimentar) é de extrema importância para a compreensão da evolução crustal (*Veizer e Jansen, 1979; McLennan, 1988*) e da tectónica das bacias sedimentares (*Ingersoll, 1988; Johnsson et al., 1999; Johnsson e Meade, 1990; Steidtmann e Schmitt, 1988*).

Na figura 6.13, a linha com maior declive materializa a tendência de covariação de arenitos/grauvaques turbidíticos provenientes de ambientes de margem activa, dependendo da diferenciação da área-fonte de natureza ígnea. Assim as amostras de margem activa, menos afectadas pelos processos sedimentares, teriam uma correlação simples entre as razões de Zr/Sc e Th/Sc interpretada como resultado de variações compostionais de proveniência (McLennan *et al.*, 1990). Em contraste, arenitos/grauvaques turbidíticos de margens passivas mostram um aumento abrupto da razão Zr/Sc acompanhado por um aumento muito ligeiro da razão Th/Sc, devido ao enriquecimento na abundância de grãos de zircão associado à reciclagem sedimentar, como se materializa pela linha de menor declive no diagrama.

Tanto as rochas detriticas grosseiras como as rochas detriticas argilosas das formações do Carbónico e do Triásico (Fig.6.13A-B), têm elevadas razões de Zr/Sc e dispõe-se com um padrão análogo ao da linha de menor declive, remetendo-as para proveniência de margens passivas e resultantes de calibragem e reciclagem sedimentar.

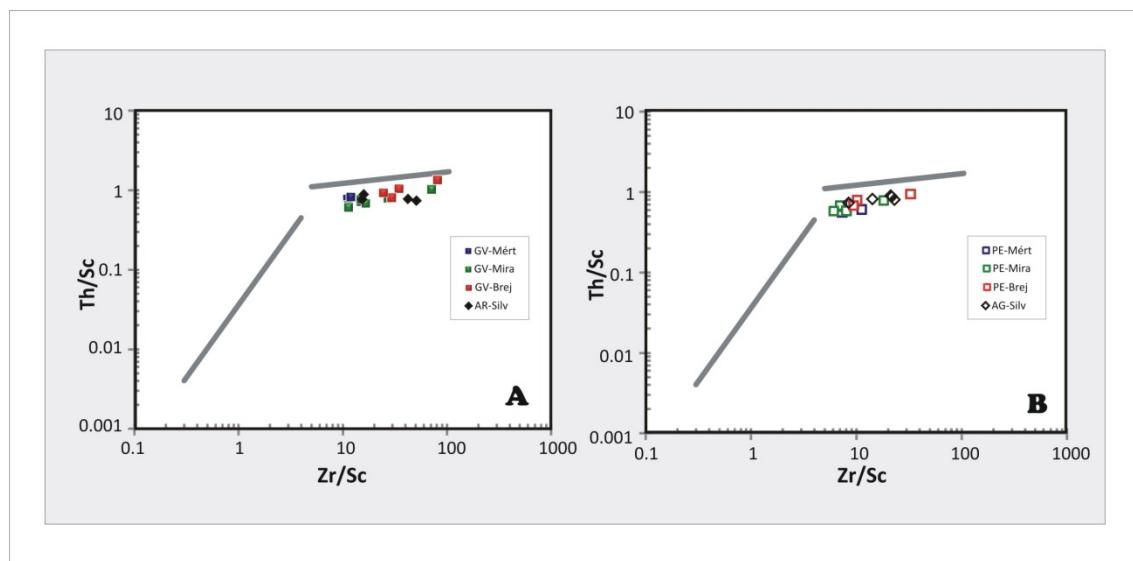


Figura 6.13- Diagrama discriminante Th/Sc vs. Zr/Sc de McLennan *et al.*, (1993). A- Para rochas detriticas grosseiras (grauvaques-GV e arenitos-AR) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico; B- Para rochas detriticas argilosas (pelitos-PE e argilitos-AG) das Formações de Mértola, Mira e Brejeira do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves do Triásico. A linha com maior declive é a linha da proveniência de margens activas; a linha com menor declive é a linha da reciclagem sedimentar.

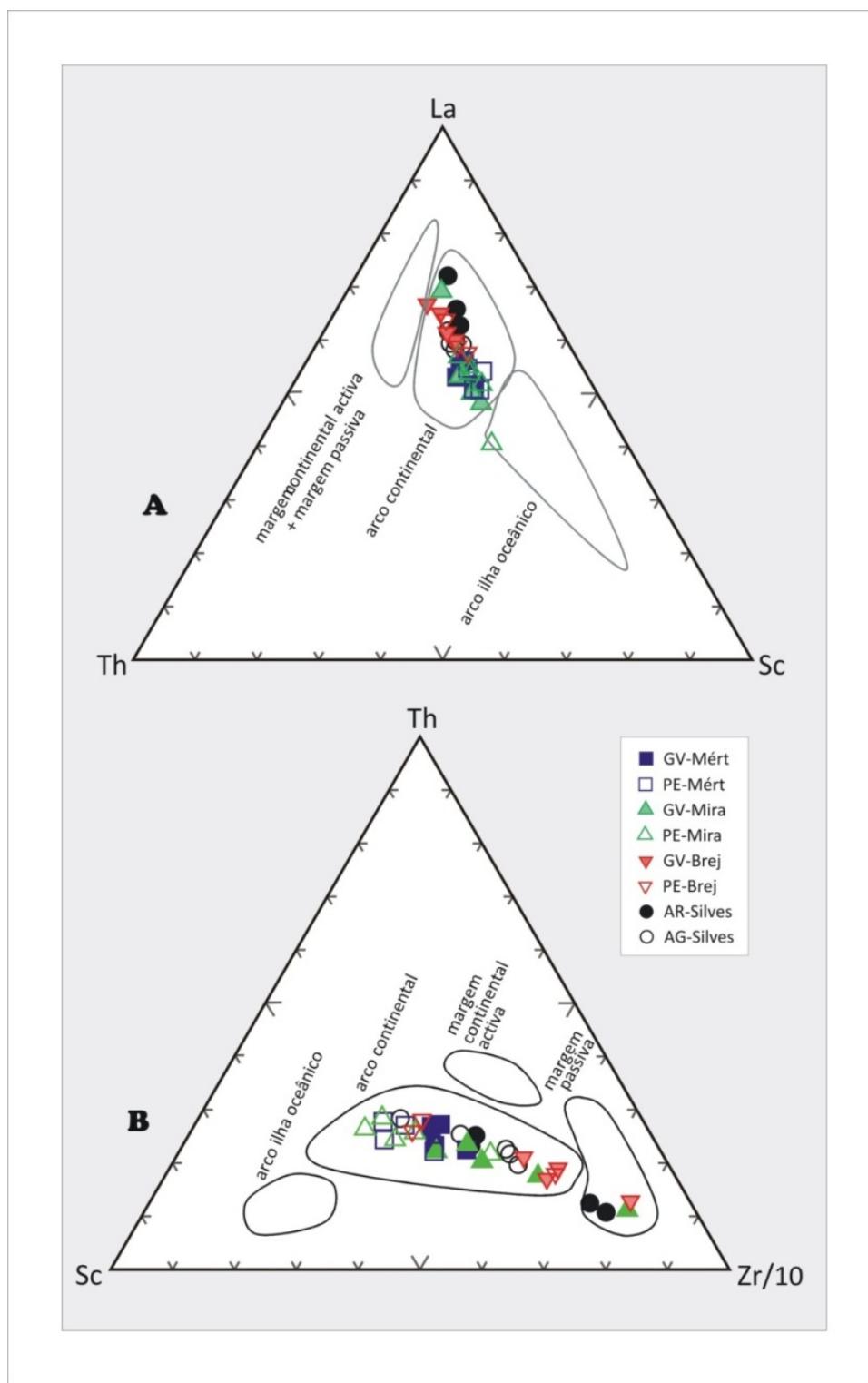


Figura 6.14- A- Diagrama discriminante La-Th-Sc adaptado de *Bhatia & Crook (1986)* dos grauvaques/pelitos do Carbónico e arenitos/argilitos do Triásico; B- Diagrama discriminante Th-Sc-Zr/10 adaptado de *Bhatia & Crook (1986)* dos grauvaques/pelitos do Carbónico e arenitos/argilitos do Triásico (valores das concentrações em ppm).

Ao serem projectados os dados no diagrama discriminante triangular La-Th-Sc de *Bhatia & Crock (1986)*, os grauvaques/pelitos das formações carbónicas e os arenitos/argilitos da formação triásica, concentram-se no campo do “arco continental” (Fig.6.14A). No diagrama triangular Th-Sc-Zr/10 adaptado de *Bhatia & Crook (1986)* (Fig.6.14B), a maioria das amostras ocupa o campo “arco continental”. A maioria dos arenitos da Formação de Silves, assim como uma das amostras dos grauvaques da Formação de Mértola e outro da Formação de Mira, ocorrem no campo “margem passiva”.

Os diagramas discriminantes pretendem relacionar o ambiente de proveniência sedimentar dos sedimentos com a sua composição química e ainda, se possível, fornecer alguma informação acerca dos processos sedimentares responsáveis pela formação dessas rochas sedimentares. As classificações obtidas são, contudo, meramente indicativas do ambiente da fonte e não das condições da sedimentação das rochas estudadas.

Pela análise da projecção dos nossos dados no diagrama binário de *Roser & Korsch (1986)* (Fig.6.10A), pode ser sugerido um cenário em que as rochas sedimentares da Formação de Mértola estão associadas a zonas de subducção continente-oceano (MCA) com deposição de material proveniente tipicamente de bacias *fore-arc*, *back-arc* e *inter-arc*, ou seja, relacionando-se com a convergência de placas e com a formação do supercontinente Pangeia. Entretanto as rochas sedimentares da Formação de Mira, mais recentes, projectam-se entre o campo MCA de subducção continente-oceano e o campo da margem passiva (MP), o que significa que derivam de áreas continentais, depositando-se em bacias intra-cratónicas ou em margens continentais passivas. A afinidade com uma margem activa é reforçada pela projecção das amostras no campo MCA e que correspondem às mais próximas do contacto estratigráfico com a Formação de Mértola (amostras SC-6 e GS-9), pode-se sugerir que os sedimentos da Formação de Mira se situam na transição entre o final da formação da Pangeia e o início da sua fragmentação. As rochas sedimentares da Formação de Brejeira ainda do Carbónico e da Formação dos Arenitos de Silves já do Triásico, projectam-se no campo MP, em consistência com o cenário da fragmentação do supercontinente Pangeia. O diagrama binário de *Roser & Korsch (1986)* para as rochas mais argilosas (Fig.6.10B) dá a mesma informação, apenas retardando a transição da fase convergência para a de divergência, que em vez de se dar na altura da sedimentação da Formação de Mira, estender-se-ia desde essa altura até ao Triásico.

A projecção dos grauvaques e arenitos no diagrama de funções discriminantes de *Roser & Korsch (1988)* que inclui quatro campos referentes a quatro tipos de fontes sedimentares com diferentes composições químicas (Fig.6.11A) mostra um cenário não totalmente coincidente com o correspondente às rochas mais argilosas (Fig.6.11B).

Os grauvaques da Formação de Mértola distribuem-se pelo campo de proveniência “máfica” e “intermédia”, o que sugere que provêm de um arco ilha oceânico ou arco ilha maduro. Esta classificação ainda está dentro da dinâmica da subducção, da convergência de placas e do cenário da formação da Pangeia, só que neste caso estaria associado a uma subducção intraoceânica. A proveniência “máfica” e “intermédia” também poderão fazer sentido, se remetermos aos dados da geoquímica dos elementos traço, onde a figura 4.13G sugere alguma influência mantélica nos sedimentos da Formação de Mértola. Os pelitos distribuem-se entre o campo “reciclado” e nas fronteiras do campo “félscica” e “intermédia”, sem que tenham uma posição claramente definida. Supondo que os sedimentos provêm de uma fonte reciclada, então pode ser argumentada a existência de influências doutras fontes sedimentares, ígneas ou metamórficas, justificando esta indeterminação na origem dos sedimentos. Os grauvaques das formações de Mira e de Brejeira e os arenitos da Formação dos Arenitos de Silves, projectam-se no campo “reciclado”. Apenas só uma amostra de arenito (amostra SC-4) da Formação dos Arenitos de Silves se projecta no campo “intermédio”. As rochas argilosas das formações de Mira e de Brejeira distribuem-se pelos campos “reciclado”, “intermédia” e “félscica”, remetendo para o caso de advirem de uma fonte reciclada e de incluírem as influências de outro tipo de rochas herdadas. Os argilitos da Formação dos Arenitos de Silves projectam-se no campo “reciclado”.

Já no diagrama binário de *Floyd et al.*, 1989, a maioria das rochas grosseiras apresenta-se como provenientes de rochas de natureza félscica (Fig.6.12A). Por sua vez, as rochas argilosas são mais indiferenciadas, apesar de terem uma leve tendência para o campo de proveniência félscica, mais vincada nos argilitos da Formação dos Arenitos de Silves (Fig.6.12B). Como as rochas argilosas apresentam geralmente composições mais próximas da fonte, então este diagrama reforça a ideia que a fonte dos sedimentos parece ter contributos de origem simultaneamente félscica, intermédia e máfica.

O diagrama Th/Sc vs Zr/Sc de *McLennan et al.* (1993) (Fig.6.13A-B) vem reforçar que a origem das rochas da Formação dos Arenitos de Silves está relacionada com reciclagem sedimentar e calibração dos sedimentos em margens passivas, as quais são mais afectadas por processos sedimentares do que as margens activas.

Por último, os diagramas triangulares La-Th-Sc e Th-Sc-Zr/10 de *Bhatia & Crock* (1986) dão uma indicação inequívoca de “arco continental” para a quase todas as amostras. Apenas alguns arenitos da Formação dos Arenitos de Silves e dois grauvaques das formações de Mira e de Brejeira se projectam no campo da “margem passiva”.

A proveniência a partir de um arco continental parece estar em sintonia com o cenário de que a sedimentação da Formação de Mértola está relacionada com a formação da Pangeia, sendo que as formações de Mira, Brejeira e de Arenitos de Silves, mais recentes, sugerem a transição para a fragmentação deste supercontinente. É ainda relevante notar que as rochas que apresentam granularidade mais fina, como é o caso dos pelitos, dos argilitos e de alguns grauvaques e arenitos de grão fino (amostras GS-5 e ST-1 da Formação de Mértola; SC-6 e GS-11 da Formação de Mira; GS-15, GS-13 e TH-5 da Formação de Brejeira; e AM-1 e AM-5 da Formação dos Arenitos de Silves), nem sempre ocupam campos que definem a sua proveniência (*Burnett e Quirk, 2001*).

Resumindo, podemos afirmar que as idades bioestratigráficas atribuídas às três formações do Carbónico estudadas determinam um intervalo de tempo de cerca de vinte milhões de anos (do Viseano ao Moscoviano) para a sedimentação turbidítica cuja composição química é demasiado semelhante para permitir uma diferenciação química-estratigráfica eficaz. No entanto, uma análise detalhada dos resultados da geoquímica permite que se estabeleça uma distinção baseada na maturidade do sedimento, na quantidade de sedimento com origem em reciclagem, e na discriminação do ambiente tectónico das suas fontes sedimentares. Os resultados dos elementos maiores mostram que, ao longo do intervalo de tempo com cerca de vinte milhões de anos, a fonte dos sedimentos terá variado, sendo que a transição de regime tectónico ficou registada fundamentalmente na Formação de Mira. Em primeiro lugar os grauvaques das formações de Mértola e de Mira apresentam uma assinatura geoquímica típica de sedimentos mais imaturos e com menos reciclagem (Fig.6.15A-B), com influência de fontes intermédias a máficas (grauvaques da Formação de Mértola) ou a partir de fontes recicladas (grauvaques da Formação de Mira). Estes sedimentos são provavelmente provenientes de um ambiente dominado por convergência de placas tectónicas, com assinatura geoquímica típica de um arco-ilha oceânico ou de uma margem continental activa (grauvaques da Formação de Mértola e de Mira). Em segundo lugar os grauvaques das formações de Mira e de Brejeira resultaram da deposição de sedimentos mais maduros e reciclados (Fig.6.15A-B) típicos de um ambiente de margem passiva com acumulação de detritos derivados da meteorização e erosão sobretudo de crista continental e seus derivados reciclados. Em síntese observa-se um aumento da maturidade e da meteorização dos sedimentos ao longo da sedimentação do Carbónico.

A análise das composições de elementos traço é mais ambígua. No entanto, quando a relação de Th/Sc é representada graficamente contra Zr/Sc verifica-se uma variação da composição química durante o período que decorreu desde a sedimentação dos grauvaques da

Formação de Mértola, passando pela Formação de Mira até à Formação de Brejeira, que está relacionada com um aumento na reciclagem dos sedimentos (Fig.6.15C-D).

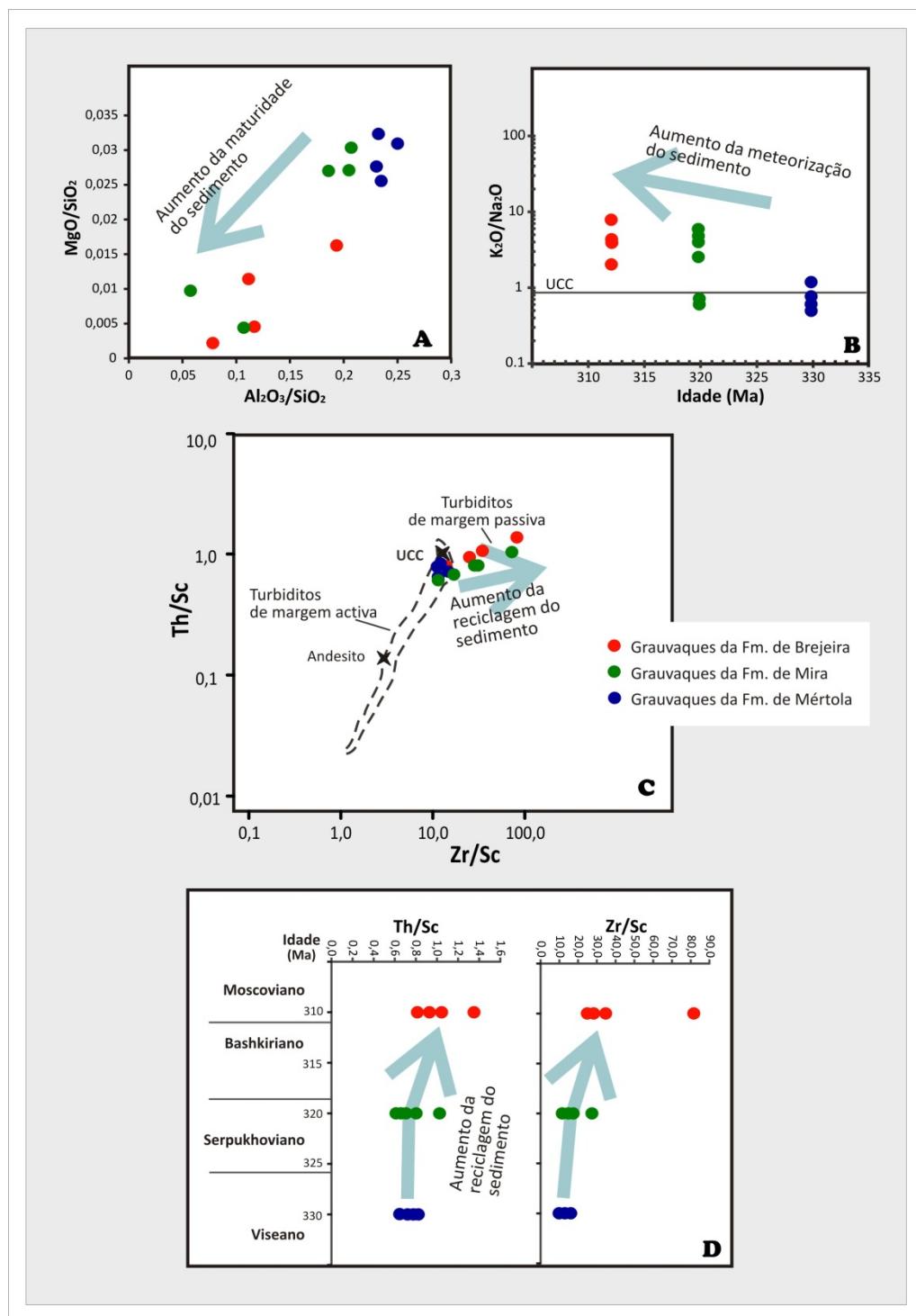


Figura 6.15- A- Diagramas de variação dos elementos maiores e traço em função da idade estratigráfica das amostras do Carbónico da Zona Sul Portuguesa. A- MgO/SiO_2 vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ e B- $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ vs. Idade estratigráfica, indicando a meteorização do sedimento; C- Th/Sc vs. Zr/Sc para turbiditos actuais em ambientes de margem activa e passiva (adaptado de McLennan *et al.* 1990) e D- razão Th/Sc e razão Zr/Sc ratios vs. Idade estratigráfica indicando reciclagem do sedimento. (UCC- Upper Continental Crust)

O processo de reciclagem de sedimentos é assinalado pelo progressivo aumento da razão Zr/Sc e variações independentes da razão Th/Sc (*McLennan et al.*, 2003). Tendo em conta que os detritos sedimentares podem ser transportados através de margens tectónicas preservando a assinatura química herdada das suas fontes (*McLennan et al.*, 1990), os resultados obtidos não fornecem evidências de um único ambiente geodinâmico para ser associado à deposição dos grauvaques do Carbónico. Em vez disso, a variação observada indica um sinal de mistura de rochas de diferentes origens e formadas em diferentes ambientes geodinâmicos antes e durante o período de deposição. Quanto aos arenitos do Triásico verifica-se que apresentam grande maturidade e que resultam de reciclagem. No entanto existem diferenças entre o par de amostras da bacia do Alentejo, que apresentam algumas características geoquímicas das amostras de grauvaques da Formação de Mértola e de Mira, e o par de amostras da bacia do Algarve.

O significado dos resultados da geocronologia U-Pb de zircões detriticos que é discutido no sub-capítulo seguinte é essencial, para testar se as bacias sedimentares do Carbónico eram dependentes de fontes mistas. Será que estas fontes incluem um arco jovem diferenciado, como apontado por *Fernandes et al.* (2010)? Qual é a idade deste arco magmático? Será que a actividade do arco magmático foi contemporânea da sedimentação turbidítica no Carbónico ou será que a assinatura geoquímica é herdada de um arco críptico do Devónico médio tal como proposto por *Pereira et al.* (2012b)? Serão as formações do Carbónico as fontes dos arenitos do Triásico? Será que existiriam outras fontes crustais a contribuir para o preenchimento das bacias sedimentares no Carbónico e no Triásico, e que idades teriam elas? Será que as bacias do Triásico foram alimentadas pelas mesmas fontes ou não?

6.2. GEOCRONOLOGIA U-Pb DE ZIRCÃO DETRÍTICO E PROVENIÊNCIA

A discussão dos dados de geocronologia U-Pb de zircão detritico das amostras estudadas inicia-se com uma comparação entre as populações dos grauvaques das formações carboníferas, depois uma comparação entre os arenitos do Triásico superior e, ainda procura semelhanças entre os pares Grauvaque Carbónico/Arenito Triásico colhidos em diferentes áreas onde aflora a discordância da base do Triásico superior nas bacias do Alentejo e do Algarve. Para além de se comparar a distribuição das percentagens relativas e de se analisar as curvas dos diagramas de probabilidade, foi também desenvolvido um teste estatístico não paramétrico para testar a existência de diferenças entre as populações de zircão detritico das sete amostras.

Com o objectivo de testar hipóteses de correlação entre as populações de zircões detriticos das diferentes amostras do Carbónico da Zona Sul Portuguesa e do Triásico das Bacias do Alentejo e do Algarve utilizou-se o Teste estatístico de Kolmogorov-Smirnov (Teste KS). Este teste estatístico não paramétrico pode ser usado para testar a qualidade do ajuste entre populações de dados com qualquer tipo de distribuição com a vantagem de não ser necessário agrupar os dados em categorias arbitrárias e as populações a comparar poderem ser grandes ($n>40$) e de diferente tamanho. As amostras a comparar são projectadas em conjunto em curvas cumulativas de 0.0 a 1.0 (Davis, 1986). O teste KS foi aplicado neste estudo com o objectivo de testar a semelhança entre as diferentes amostras, comparando-as duas a duas, recorrendo a um programa disponibilizado *on-line* em <http://www.physics.csbsju.edu/stats>. Os resultados obtidos permitem constatar que as curvas cumulativas se aproximam ou se separam, e que através do calculo do percentil (p), as amostras que se consideram que têm populações de zircões detriticos significativamente similares apresentam valores de $p>0.05$, as que se afastam para valores significativos de $0.001< p<0.05$, e as que são significativamente diferentes surgem com valores de $p<0.001$. Os valores D representam a máxima separação vertical entre as curvas cumulativas, entre pares de amostras comparadas com o Teste KS.

Considerando as formações carbónicas, verifica-se que na Formação de Mira o total da percentagem de idades proterozóicas é menor, relativamente à Formação da Brejeira (Fig.6.16). Ao comparar as duas formações, a população de idades paleoproterozóicas tem maior relevo na Formação de Mira, ao contrário do que se verifica para o Mesoproterozóico, enquanto para o Arcaico a população de zircões de ambas as formações é semelhante.

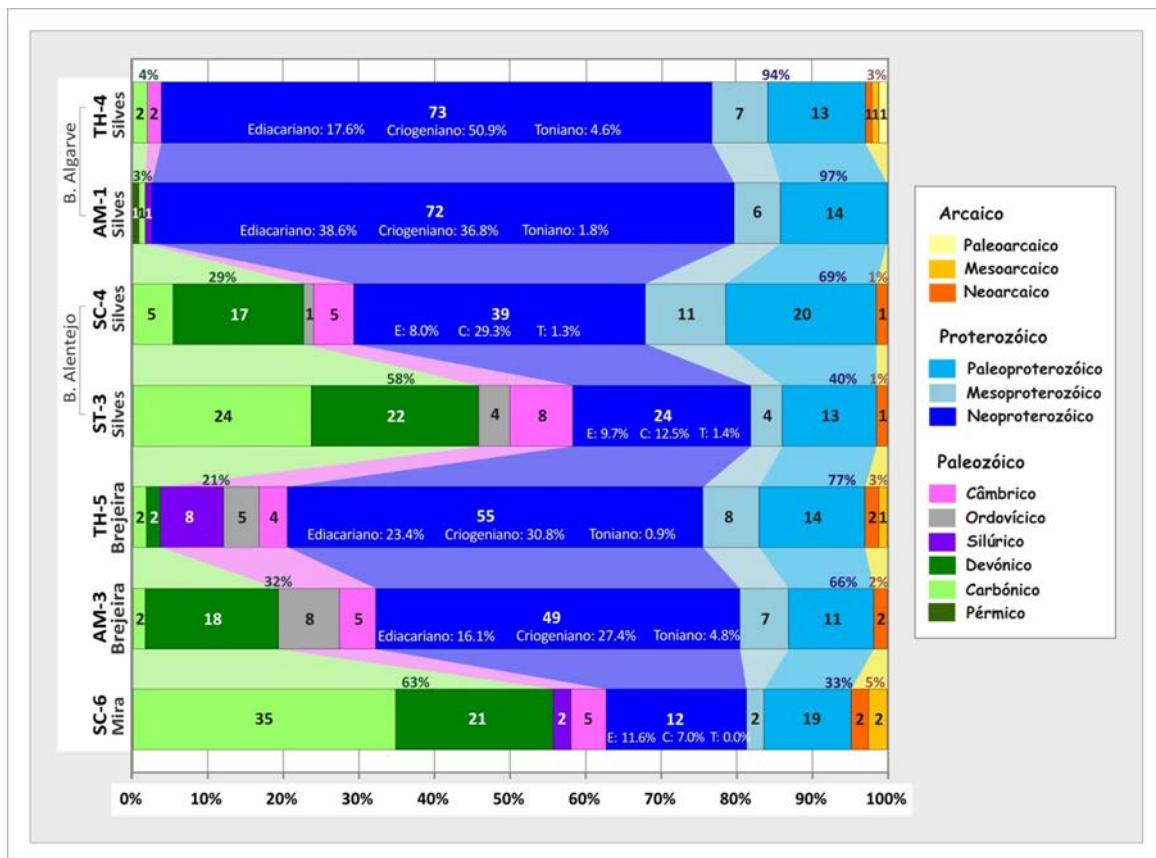


Figura 6.16- Percentagens das idades de zircão detritico nas diferentes populações de idade estabelecidas considerando as divisões da *International Stratigraphic Chart* de 2004.

Nas figuras 6.17 e 6.18 que reúnem os diagramas de probabilidades das amostras do Carbónico e do Triásico, pode observar-se que na Formação de Mira os picos mais pronunciados ocorrem no Tournaisiano e no Frasniano, sendo que na Formação de Brejeira, embora essas idades também existam são subordinados à importância dos picos que representam o Neoproterozóico. Os picos do Ediacariano e do Criogeniano também existem na Formação de Mira mas com muito menor importância. Na Formação de Brejeira todos os períodos do Mesoproterozóico estão nela representados enquanto, na Formação de Mira apenas se observa idades do Steniano (c. 1 Ga). Considerando apenas o Paleozóico, observa-se que na Formação de Mira, sobressaem picos no Viseano, Frasniano e Ensiano, enquanto na Formação de Brejeira, os picos mais elevados distribuem-se por idades mais antigas, pelo Eifeliano, pelo Silúrico inferior e pelo Ordovícico superior. A Formação de Mira exibe um pico pouco representativo no Câmbrico superior e outro no Silúrico que não ocorrem na Formação de Brejeira, que pelo contrário apresenta grãos do Ordovícico.

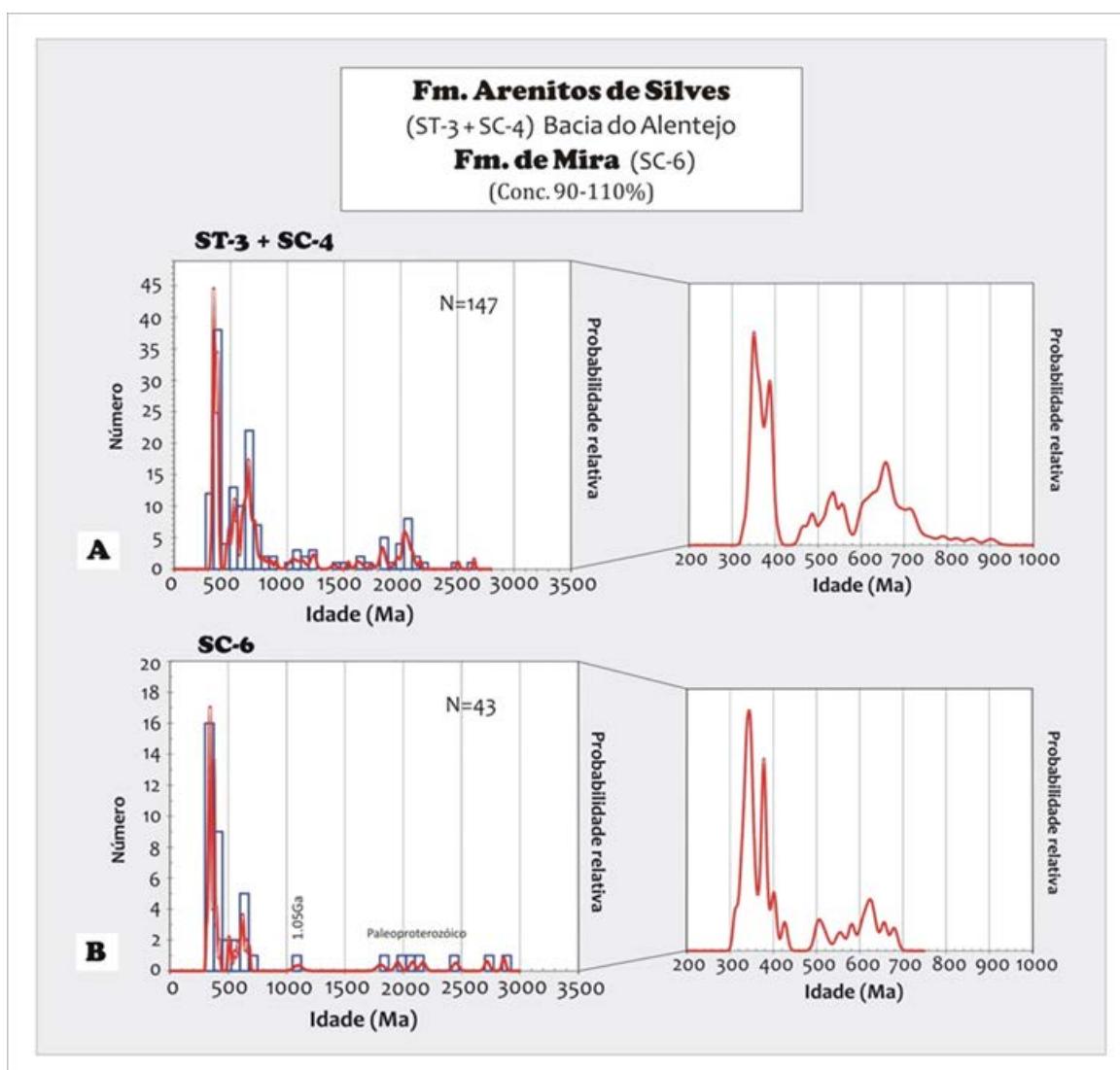


Figura 6.17- Representação em diagramas de densidade de probabilidade das idades de zircão detritico das amostras da Bacia do Alentejo: A- arenitos da Formação dos Arenitos de Silves; B- grauvaque da Formação de Mira.

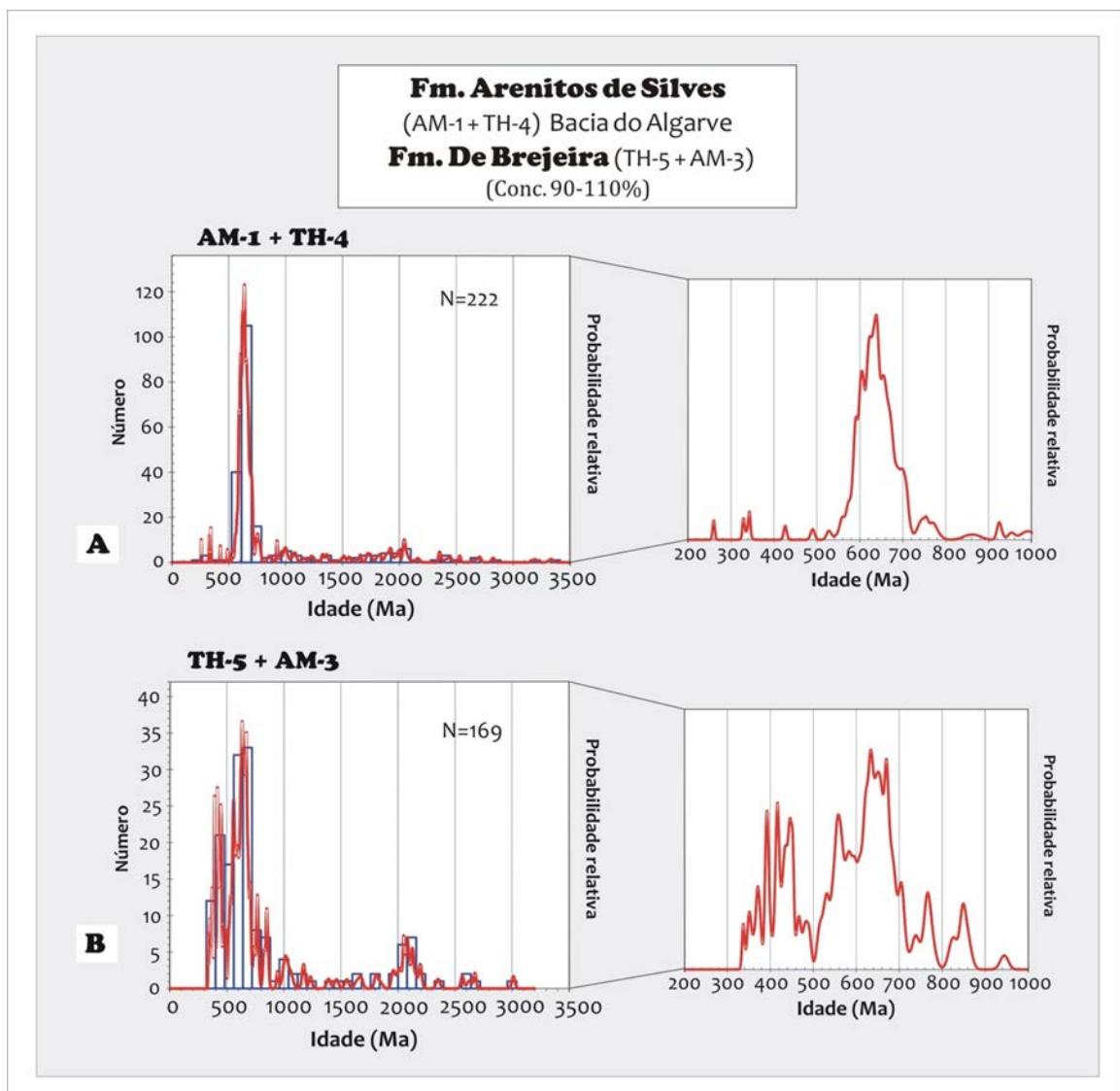


Figura 6.18- Representação em diagramas de densidade de probabilidade das idades de zircão detritico das amostras da Bacia do Algarve: A- arenitos da Formação dos Arenitos de Silves; B- grauvaque da Formação de Brejeira.

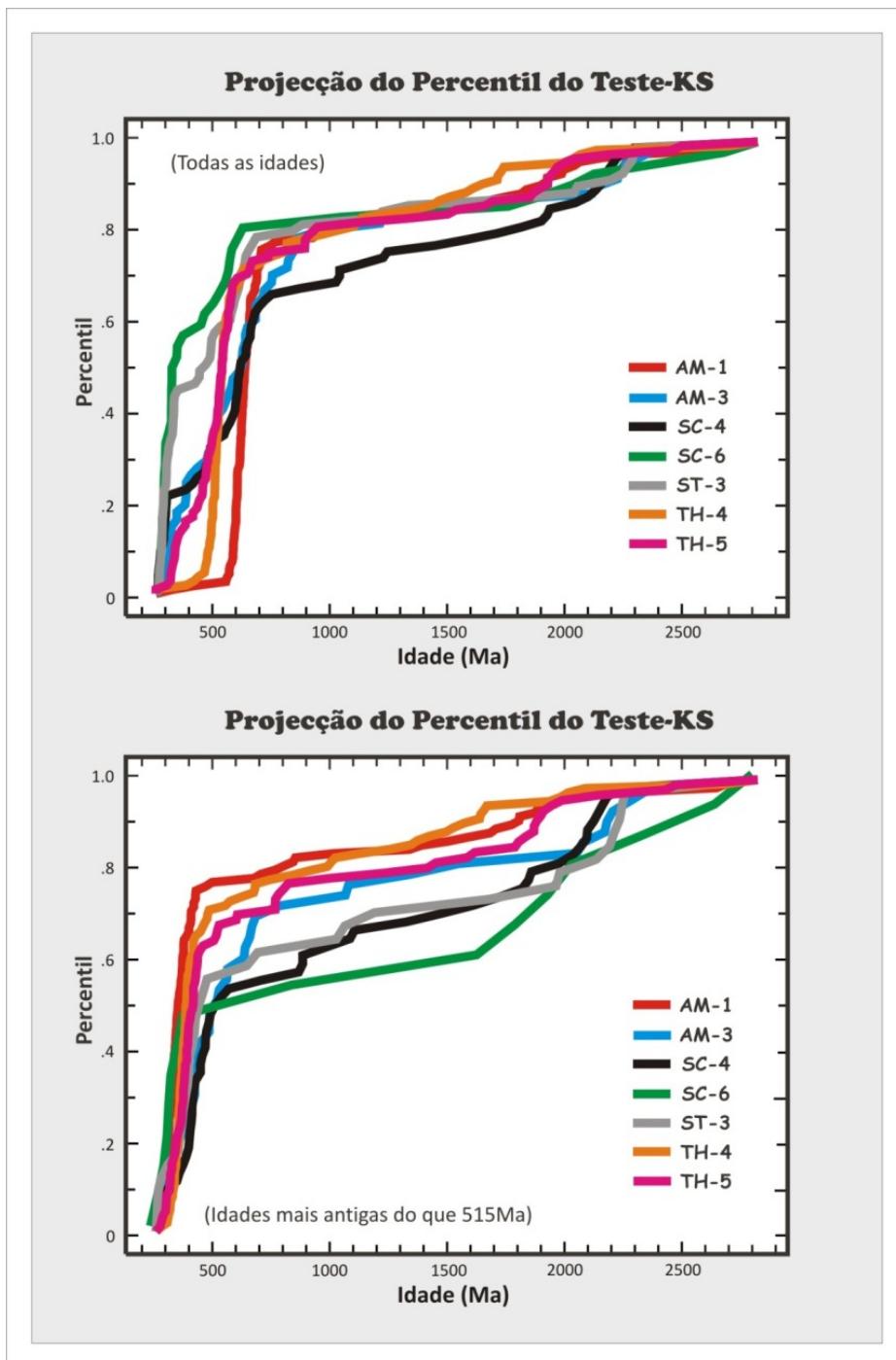


Figura 6.19- Diagrama com as curvas de frequência relativa das diferentes populações de idades de zircão detritico das amostras do Carbónico da Zona Sul Portuguesa e do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve: para todas as idades (em cima) e para as idades mais antigas do que c. 515 Ma (em baixo). Note-se que o limite de c. 515Ma aqui adoptado, justifica-se porque representa a idade-chave a partir da qual não se registam mais eventos de crescimento de zircão na ZOM, antes dos eventos de crescimento de zircões Variscos (Paleozóico superior).

Tendo em conta os resultados do teste KS (Fig.6.19, 6.20 e 6.21) verifica-se que, as amostras de grauvaque da Formação de Brejeira são significativamente semelhantes entre si, com curvas cumulativas praticamente sobrepostas, e podem por isso ser agrupadas para caracterizar a sedimentação do soco carbónico no qual assenta em discordância o Triásico superior da Bacia do Algarve.

Teste-KS (Todas as idades de zircão detritico)							
SC-6 (Mira)	AM-3 (Brejeira - Amado)	TH-5 (Brejeira- Telheiro)	ST-3 (Silves - Santa Cruz)	SC-4 (Silves - Santiago do Cacem)	AM-1 (Silves - Amado)	TH-4 (Silves - Telheiro)	
	0,000	0,000	0,304	0,000	0,000	0,000	SC-6
Percentil < 0,001 diferentes	0,4310	0,211	0,002	0,586	0,000	0,000	AM-3
	0,5301	0,1655	0,000	0,038	0,003	0,002	TH-5
0,001 < percentil < 0,05	0,1818	0,3177	0,4303	0,000	0,000	0,000	ST-3
Percentil > 0,05 similares	0,3808	0,1299	0,2080	0,3367	0,000	0,000	SC-4
	0,6248	0,3594	0,2388	0,5621	0,3070	0,009	AM-1
D - máx. separação vertical	0,6189	0,3569	0,2533	0,5509	0,3004	0,2169	TH-4

Teste-KS (somente as idades de zircão detritico > c. 515Ma)							
SC-6 (Mira)	AM-3 (Brejeira - Amado)	TH-5 (Brejeira- Telheiro)	ST-3 (Silves - Santa Cruz)	SC-4 (Silves - Santiago do Cacem)	AM-1 (Silves - Amado)	TH-4 (Silves - Telheiro)	
	0,373	0,225	0,287	0,522	0,076	0,104	SC-6
Percentil < 0,001 diferentes	0,2557	0,199	0,439	0,493	0,006	0,096	AM-3
	0,2727	0,1932	0,641	0,010	0,147	0,286	TH-5
0,001 < percentil < 0,05	0,2839	0,1903	0,1442	0,049	0,196	0,267	ST-3
Percentil > 0,05 similares	0,2216	0,1636	0,2727	0,2857	0,000	0,010	SC-4
	0,3288	0,2979	0,16	0,2033	0,3762	0,007	AM-1
D - máx. separação vertical	0,3137	0,2158	0,1397	0,1905	0,2641	0,2239	TH-4

Figura 6.20- Tabela com resultados do Teste KS (Kolmogorov–Smirnov) aplicado às das diferentes populações de idades de zircão detritico das amostras do Carbónico da Zona Sul Portuguesa e do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve; para todas as idades (em cima) e para as idades mais antigas do que c. 515 Ma (em baixo).

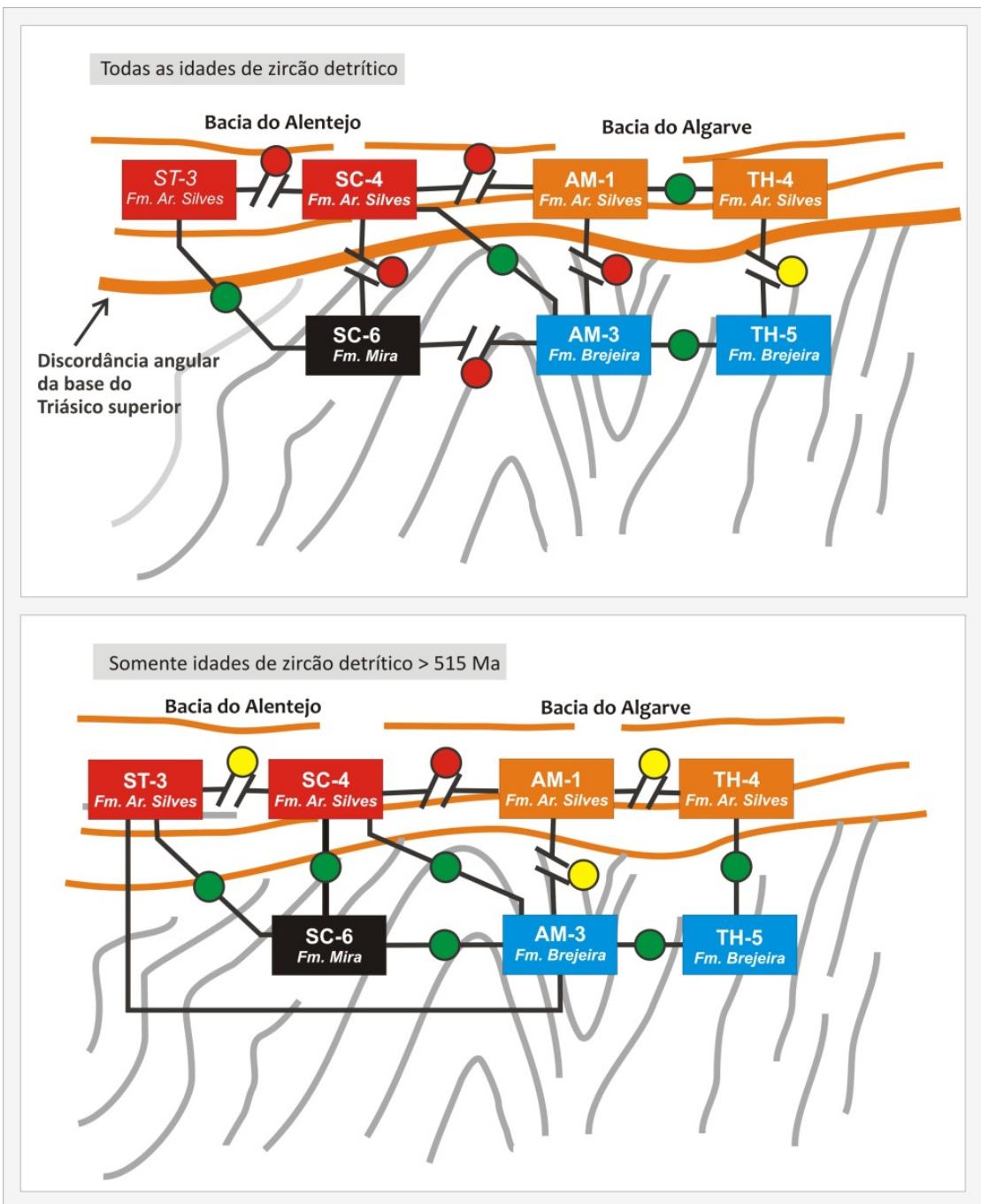


Figura 6.21- Figura que ilustra possíveis correlações entre as diferentes populações de zircão detritico das amostras do Carbónico da Zona Sul Portuguesa e do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve; para todas as idades (em cima) e para as idades mais antigas do que c. 515 Ma (em baixo). As circunferências a cores representam os valores de percentil (p) calculados com o Teste KS (ver Figura 6.21): vermelho- $p>0.001$ - amostras com populações de zircão detritico diferentes; amarelo- $0.001< p < 0.05$; verde- $p>0.05$ - amostras com populações de zircão detritico similares.

Se as comparamos com a amostra da Formação de Mira é evidente o afastamento das curvas cumulativas das duas formações carboníferas demonstrando que têm pouca afinidade considerando todas as idades de zircão detritico. As maiores diferenças são dadas pelas idades ordovícicas que são mais representativas na Formação de Brejeira, e as idades do Devónico superior e Carbónicas, mais abundantes na Formação de Mira. No entanto as formações carbónicas aproximam-se para as idades mais antigas que c. 515 Ma embora os grauvaques da Formação de Brejeira tenham uma maior componente de idades neoproterozóicas e mesoproterozóicas (Fig.6.22).

Os dados de geocronologia U-Pb de zircões detriticos obtidos neste trabalho e analisados em conjunto com a amostra de grauvaque da Formação de Mértola (*Pereira et al., 2012c*), confirmam que há variações marcantes nas fontes dos turbiditos do Carbónico da Zona Sul Portuguesa (Fig.6.23). Neste estudo, foram seleccionadas amostras em diferentes posições da coluna estratigráfica do Carbónico com o objectivo de estudar as variações nas fontes das bacias sedimentares ao longo do tempo. No entanto, deve notar-se que não se deve excluir que algumas diferenças podem também ser devidas a variações laterais da área fonte durante o mesmo intervalo estratigráfico. A amostra SC-6 da Formação de Mira apresenta predominância de zircões detriticos do Devónico e do Carbónico, tal como a Formação de Mértola, mais antiga (Fig.6.24). Ambas as formações incluem populações de zircão do Fameniano (c. 371-368 Ma) e Tournaisiano (c. 354-348 Ma) (*presente estudo; Pereira et al., 2012c*). No entanto, em algumas constatam-se algumas diferenças, tais como a presença de um pico principal aos c. 394-390 Ma (Eifeliano) na Formação de Mértola, ausente na amostra SC-6, e uma maior representação de idades proterozóicas na amostra SC-6 comparativamente com os grauvaques da Formação de Mértola. Estes resultados permitem identificar uma variação nas fontes entre a sedimentação no Viseano (Formação de Mértola) e no Serpukhoviano (Formação de Mira), em ambos os casos contemporânea com vulcanismo activo.

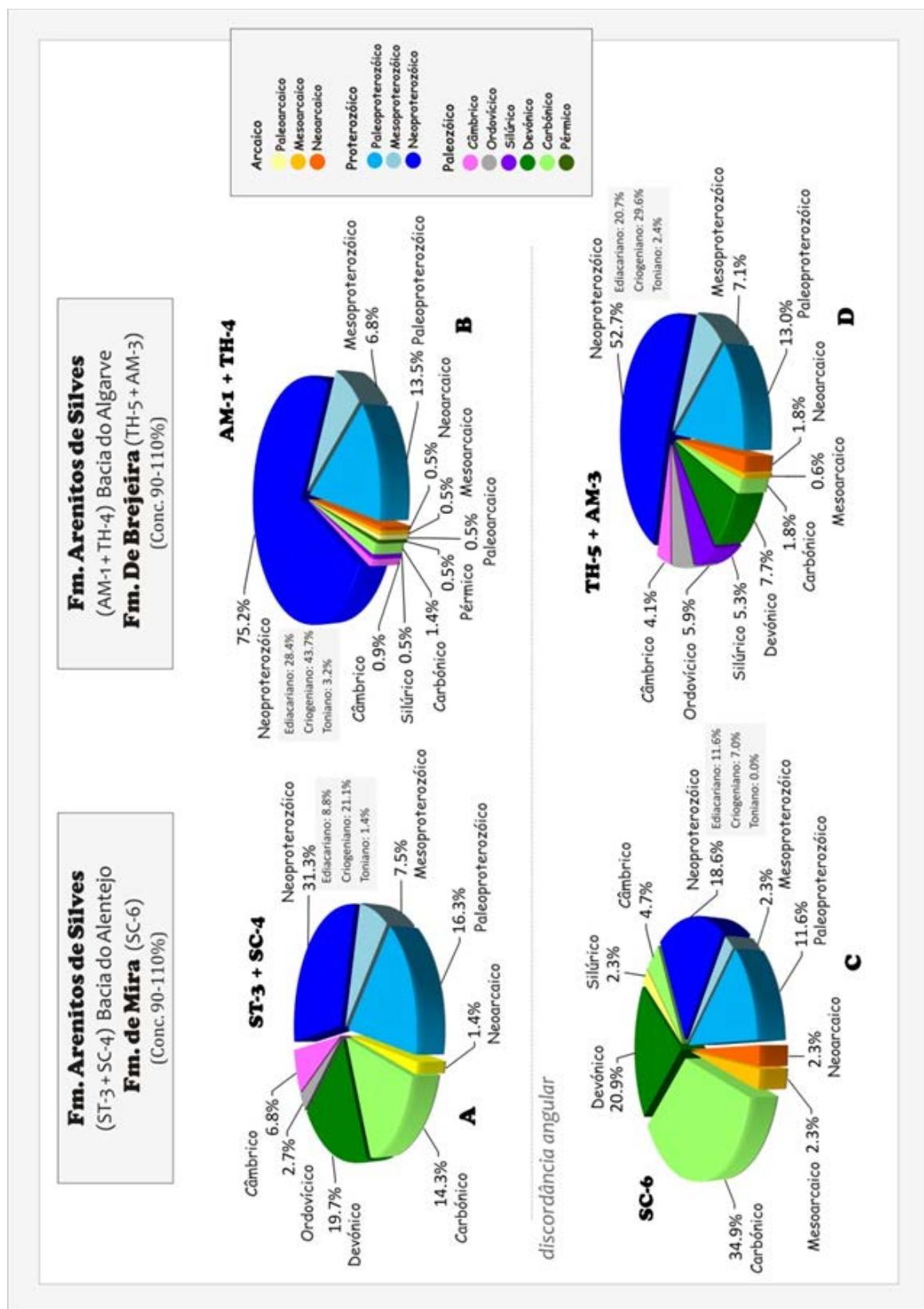


Figura 6.22- Percentagens das idades obtidas (no intervalo de concórdia 90 - 110%) por análises isotópicas U-Pb em LA-ICPMS de zircões detriticos das amostras do Carbónico da Zona Sul Portuguesa e do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve: A- Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Alentejo; B- Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Algarve; C- Formação de Mira (soco da Bacia do Alentejo); D- Formação de Brejeira (soco da Bacia do Algarve).

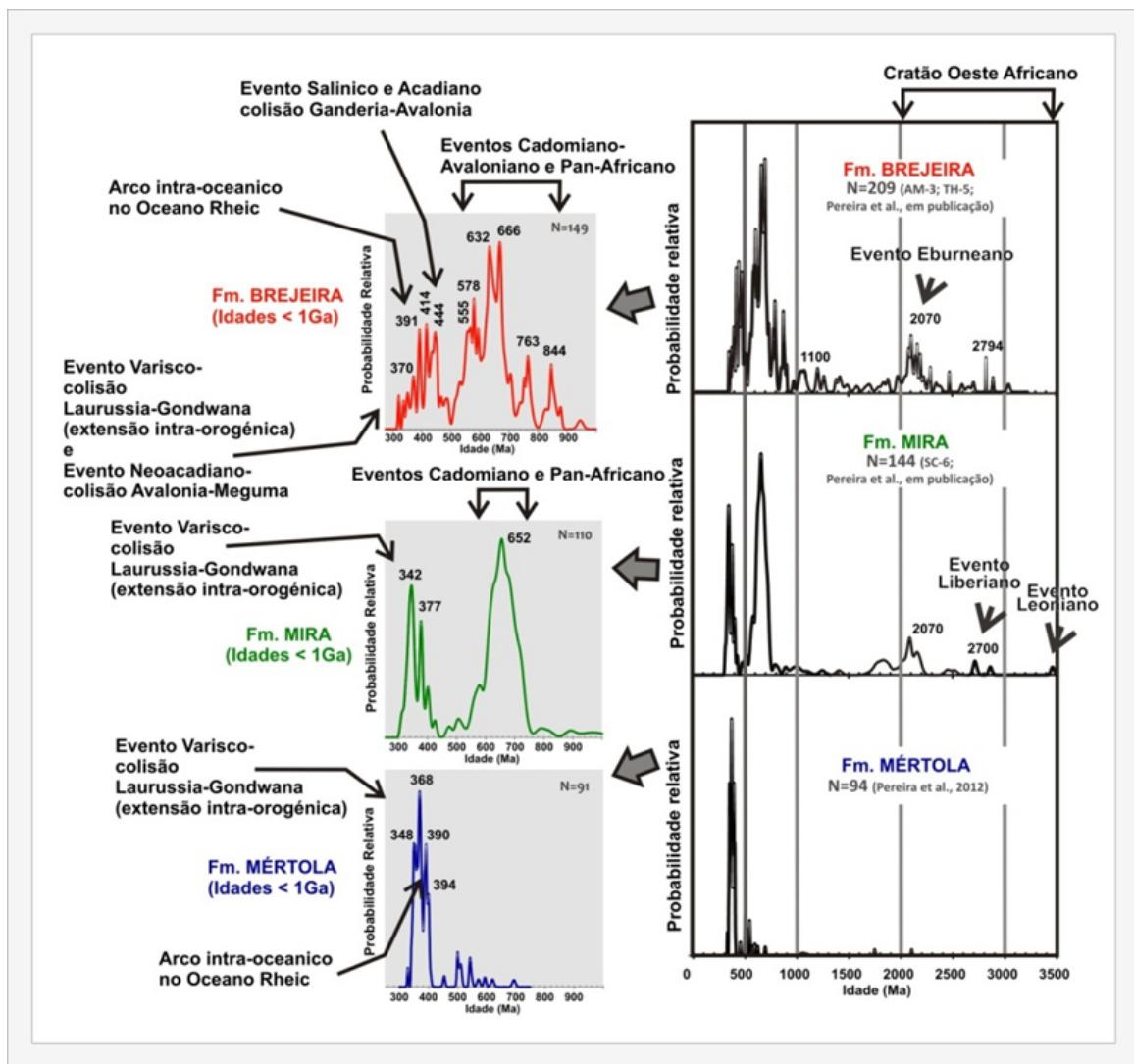


Figura 6.23- Representação em diagramas de densidade de probabilidade das idades de zircão detritico das amostras das formações carbónicas da Zona Sul Portuguesa. Os diagramas estão representados da base para o topo e do mais antigo para o mais recente: Formação de Mertola (Pereira et al., 2012c), Formação de Mira (amostra SC-6 e Pereira et al., em impressão) e Formação da Brejeira (amostras AM-3 e TH-5 e Pereira et al., em impressão). Note-se: 1) os dados da Formação de Mira aqui representados incluem a amostra de grauvaque colhida no limite com a Formação de Mertola (neste estudo) e outra amostra de grauvaque colhida para o topo da Formação de Mira (Pereira et al. 2013), sendo esta última a que contribui de forma significativa para o pico do Neoproterozóico; 2) que os gráficos da esquerda representam somente as idades >1 Ga e nos quais se sugerem as fontes potenciais.

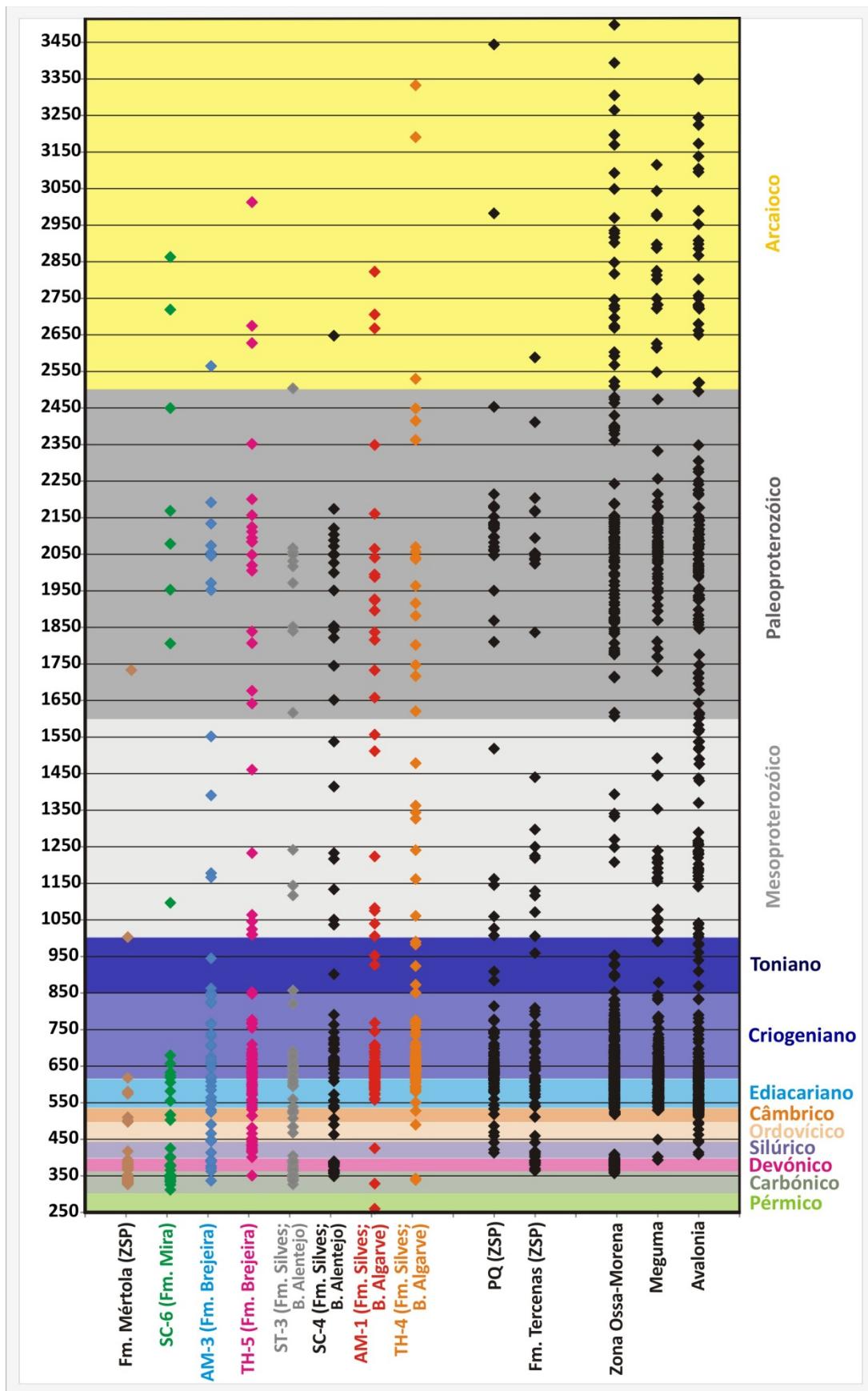


Figura 6.24- Diagrama com as fontes potenciais das amostras do Carbónico da Zona Sul Portuguesa e do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve (referências descritas no texto).

O soco pré-Ordovícico no SW Ibéria é caracterizado por ter afinidade com o Norte Gondwana onde existem fontes potenciais de zircão que estão localizadas no Cratão Oeste Africano e na sua periferia (Pereira et al., 2012a). Estas fontes apresentam um padrão de idades de zircão bastante característico com a quase ausência de idades do Mesoproterozóico, e a presença de idades neoproterozóicas (orogenia Cadomiana-Avaloniana e sutura Pan-Africana- c. 850-545 Ma (Nagy et al., 2002, Fernandez Suarez et al., 2002; Rogers et al., 2006; Linnemann et al., 2007, 2008; Nance et al., 2008; Abati et al., 2010; Pereira et al., 2012b), de idades paleoproterozóicas (evento Eburneano – c. 2,27-2,05 Ga, Liegeois et al., 1991; Hirdes e Davis, 2002; Pereira et al., 2008, 2011, 2012a, 2012b; Abati et al., 2010) e arcaicas (evento Liberiano- c. 2,9-2,7 Ga, Potrel et al, 1996; Koulamelan et al., 1997; Key et al., 2008; e evento Leoniano c. 3,5-3,0 Ga; Thieblemont et al., 2004), e de idades câmbricas (evento relacionado com rifting na margem Gondwana que conduziu à abertura do Oceano Rheic - c. 540-470 Ma, Murphy et al., 2006; Chichorro et al., 2008; Sanchez-Garcia et al., 2010) (Fig.6.24).

O grauvaque da Formação de Mira inclui zircões nos intervalos de idade típicos do soco pré-Ordovícico do SW de Ibéria e ainda do Devónico e Carbónico. Ao analisar as populações de zircões detriticos dos grauvaques da Formação da Brejeira observa-se a mistura entre o padrão da Formação de Mira (Gondwana) e outras fontes externas ao soco pré-Ordovícico no SW Ibéria. Uma das características que distingue os grauvaques da Formação de Brejeira é a presença de zircão com idade c. 1 Ga (7-8%). Estas idades do Mesoproterozóico são normalmente encontrados em percentagens reduzidas no SW da Ibéria e podem ter potencial proveniência no Norte de África (Meinhold et al., 2012). Pelo contrário, zircões do Mesoproterozóico ocorrem em percentagens significativas no soco da Laurência, Ganderia e Avalonia (Nance et al., 2008) julgando-se que a sua proveniência é o Cratão da Amazonia. Percentagens significativas de zircões do Mesoproterozóico estão presentes em rochas sedimentares do Paleozóico da Zona Cantábrica (NW Península Ibérica; Pastor-Galán et al., 2012), e no exótico Mélange de Alajar que se localiza no Domínio do Pulo do Lobo (SW Ibéria; Braid et al., 2011), embora pouco se conheça sobre as potenciais fontes. Por outro lado, deve ser destacada a ocorrência de zircões detriticos do Ordovícico superior e Silúrico que correspondem a idades nunca antes observadas no SW da Ibéria. Estes resultados levantam a questão de qual terá sido a proveniência de tais zircões "exóticos" relativamente ao SW da Ibéria? Uma possibilidade é ser a Laurussia a fonte destes zircões do Ordovícico superior e Silúrico. Para estas idades, sabemos que não existe um evento de formação de zircão na Ibéria ou na Avalonia, mas sim na Laurência (Van Staal et al., 2009). Quanto à potencial proveniência dos zircões detriticos do Silúrico, eles também devem vir de uma fonte externa à Ibéria.

Os zircões detriticos do Silúrico presentes na Formação de Brejeira coincidem com os eventos de formação de zircão Salinico (c. 442-425 Ma) e Acadiano (c. 419-400 Ma) relacionados com o processo de acreção da Laurussia que envolveu a colisão entre Ganderia e Avalonia (*Murphy et al., 2011*).

Nos grauvaques do Carbónico, a população de zircões detriticos do Devónico varia de muito (21%- Formação de Mira) a pouco representativos (8%- Formação da Brejeira), e os do Carbónico de muito representativos (35%- Formação de Mira) a pouco representativos (2%- Formação da Brejeira) (Fig.5.15). As idades dos zircões do Devónico médio-superior coincidem com os identificados nos grauvaques do Viseano da Formação de Mértola e da Formação de Cabrela na Zona de Ossa-Morena (*Pereira et al., 2012c*). A questão que se coloca é a de saber qual terá sido a fonte desses zircões, já que não há registo de magmatismo com esta idade na Zona de Ossa-Morena, e é pouco abundante na Zona Sul Portuguesa. Actualmente é reconhecível que o magmatismo félscico da ZSP ocorreu durante o intervalo entre c. 374-350 Ma, sendo que as rochas vulcânicas félscicas do Complexo Vulcano-Sedimentar mais antigas datadas, foram obtidas no Anticlinal do Cercal com idades U-Pb de cristalização entre c. 374-370 Ma *Rosa et al., 2008*). Uma possível fonte estará localizada na Laurússia onde ocorreu importante magmatismo no Devónico superior durante a acreção de Meguma à margem de Laurência (Orogenia Neo-Acadiana; c. 372-362 Ma; *Moran et al., 2007; Van Staal et al., 2009*). No entanto, estas áreas fontes são mais jovens para ser a fonte de muitos zircões detriticos do Devónico médio encontrados nas amostras de grauvaques Brejeira e, assim, parece plausível que a área fonte é externa ao SW da Ibéria ou representa fragmentos das primeiras etapas do fecho do Oceano Rheic. Uma possibilidade é que a área fonte tenha sido um arco magmático intraoceânico no Oceano Rheic sujeito a forte erosão (*Pereira et al., 2012c*) e cujos vestígios estão preservados nas unidades alóctones oceânicas do NW da Ibéria (Caréon e Purrido ophiolites; *Díaz García et al., 1999; Pin et al., 2002; Sánchez Martínez et al., 2007, 2009, 2011*).

Ao contrário do que ocorre com os grauvaques da Formação de Mértola (*Pereira et al., 2012c*) e os grauvaques da Formação Mira (amostra SC-6), as amostras da Formação de Brejeira apresentam muito poucos zircões detriticos do Carbónico (AM-3 e TH-5). Deve notar-se que as idades mais recentes do Carbónico que foram obtidas nas amostras das formações de Mira e de Brejeira deram c. 321 Ma (Serpukhoviano), o que indica que estes turbiditos da Zona Sul Portuguesa sedimentaram na ausência de vulcanismo activo desde o Serpukhoviano ao Moscoviano. As idades mais antigas que c. 320 Ma poderão estar ligadas ao evento de formação de zircão associada a intenso magmatismo que se desenvolveu durante a fase de extensão intra- orogénica na Zona Ossa-Morena (c. 355-320 Ma; *Santos et al., 1987; Jesus et al., 2007; Pereira et*

al., 2007, 2009a; Lima et al., 2012) e na Zona Sul Portuguesa (c. 360-349 Ma; de la Rosa et al., 2002; Rosa et al., 2008).

Analizando as populações de zircões detriticos das quatro amostras estudadas pertencentes à Formação dos Arenitos de Silves do Triásico (Fig.5.27), pode-se atestar a afinidade entre a amostra ST-3 e a SC-4 e entre as amostras AM-1 e TH-4, pares estes representando, respectivamente a Bacia do Alentejo e a Bacia do Algarve. As amostras da Bacia do Alentejo apresentam importantes populações de zircões detriticos do Devónico cuja percentagem varia entre 17% (ST-3) e 22% (SC-4) (Fig.5.27). Estas duas amostras de arenito ainda têm em comum a presença de populações de zircões do Neoarcaico, do Proterozóico, do Câmbrico, do Ordovícico e do Carbónico. No caso da população de zircões do Carbónico verifica-se que é muito importante na amostra ST-3 (24%) e menos significativa na amostra SC-4 (5%). Por sua vez, as amostras da Bacia do Algarve são similares na percentagem da população de zircões detriticos do Proterozóico que é dominante (94-97%), principalmente no que respeita ao Neoproterozóico (72-73%) mas também no que se refere ao Paleoproterozóico (13-14%) e ao Mesoproterozóico (6-7%) (Fig.5.15). Estas duas amostras de arenitos diferem considerando as idades arcaicas, inexistentes na amostra AM-1 e presentes na amostra TH-4 (3%); e ainda relativamente aos grãos do Paleozóico, que constituem 3% da amostra AM-1 (Silúrico e Carbónico) e 4% da amostra TH-4 (Câmbrico e Carbónico). O Carbónico que varia entre 1% e 2% é comum a ambas as amostras.

Da observação da distribuição das percentagens nas diferentes amostras (Fig.5.27) e em conjuntos de amostras (Fig.6.22) verifica-se que nos arenitos da Bacia do Alentejo (ST-3 e SC-4), a população de zircões do Paleozóico está bem representada, em contraste com o que se observa nos arenitos da Bacia do Algarve (AM-1 e TH-4), onde o Proterozóico representa a população de zircões dominante e o Paleozóico é quase inexistente. Nos arenitos da Bacia do Alentejo a percentagem de zircões detriticos do Paleozóico é de 44% e do Proterozóico 45%, enquanto na Bacia do Algarve, o Proterozóico atinge 96% e o Paleozóico apenas 3,3% do total de zircões analisados (Fig.6.22).

Considerando o diagrama de probabilidades das amostras do Triásico da Bacia do Alentejo observa-se que as amostras ST-3 e SC-4, se agrupadas, têm em comum os picos de maior probabilidade no Carbónico inferior e no Devónico superior (Fig.6.17). Para além desses picos principais, apresentam outros picos menos acentuados no Criogeniano e Câmbrico inferior. Em ambas as amostras o zircão mais recente é do Carbónico inferior (Viseano na amostra ST-3 e Tournaisiano na amostra SC-4), que indicam as idades máximas de deposição e que neste caso

dezenas de milhões de anos mais antigas do que a idade bioestratigráfica (Triásico superior) atribuída à formação.

Por sua vez, as amostras AM-1 e TH-4 da Bacia do Algarve quando agrupadas apresentam como picos mais pronunciados os que ocorrem no Ediacariano e Criogeniano (Fig.6.18). As idades dos zircões mais recentes encontrados nestas amostras são diferentes. Na amostra AM-1 o zircão mais recente é do Pérmico e na amostra TH-4 é do Viseano, ambas mais antigas que a idade bioestratigráfica atribuída à formação (Triásico superior).

Os resultados obtidos com o teste KS (Fig.6.19, 6.20 e 6.21) mostram que as amostras de arenito da Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Algarve são significativamente semelhantes entre si considerando todos as idades, tal é deduzido da sobreposição das curvas cumulativas. Assim sendo estas amostras AM-1 e TH-4 podem por isso ser agrupadas para caracterizar a sedimentação do Triásico superior que está discordante sobre a Formação da Brejeira. Quanto aos arenitos da Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Alentejo constata-se que são significativamente diferentes considerando todas as idades de zircão detritico, dado o afastamento das curvas cumulativas, e por isso devem representar variações das fontes na mesma bacia sedimentar, o que não é de estranhar pois estão discordantes tanto sobre a Formação de Mértola (Santa Cruz) como sobre a Formação de Mira (Santiago do Cacém). No entanto, se analisarmos as curvas cumulativas para as idades mais antigas que c. 515 Ma estas tendem apontar para um maior grau de semelhança. As diferenças nas fontes dizem principalmente respeito às idades carbónicas mais representadas na amostra de Santa Cruz (ST-3) e neoproterozóicas bem representadas na amostra de Santiago do Cacém (SC-4). Se optarmos por juntar as duas amostras obtemos uma mistura de fontes na mesma bacia já que estão geograficamente relacionadas. Por outro lado, as amostras de arenitos são diferentes se compararmos as duas bacias do Triásico superior (Alentejo e Algarve) sugerindo que apresentam fontes diferentes.

Ao analisar os diferentes pares Grauvaque Carbónico/Arenito Triásico, verifica-se que a população de zircões detriticos dos arenitos da Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Alentejo (amostras ST-3 e SC-4) parece ter grande afinidade com a população de zircões do grauvaque da Formação de Mira (amostra SC-6) que constitui o soco carbónico desta bacia do Triásico (Fig.6.25).

No grauvaque da Formação de Mira a importância das populações de zircões do Devónico (20,9%) e do Carbónico (34,9%) é semelhante ao que se verifica nos arenitos da Bacia do Alentejo, com o Devónico tendo percentagem semelhante (19,7%) e o Carbónico percentagem inferior (14,3%) (Fig.5.15).

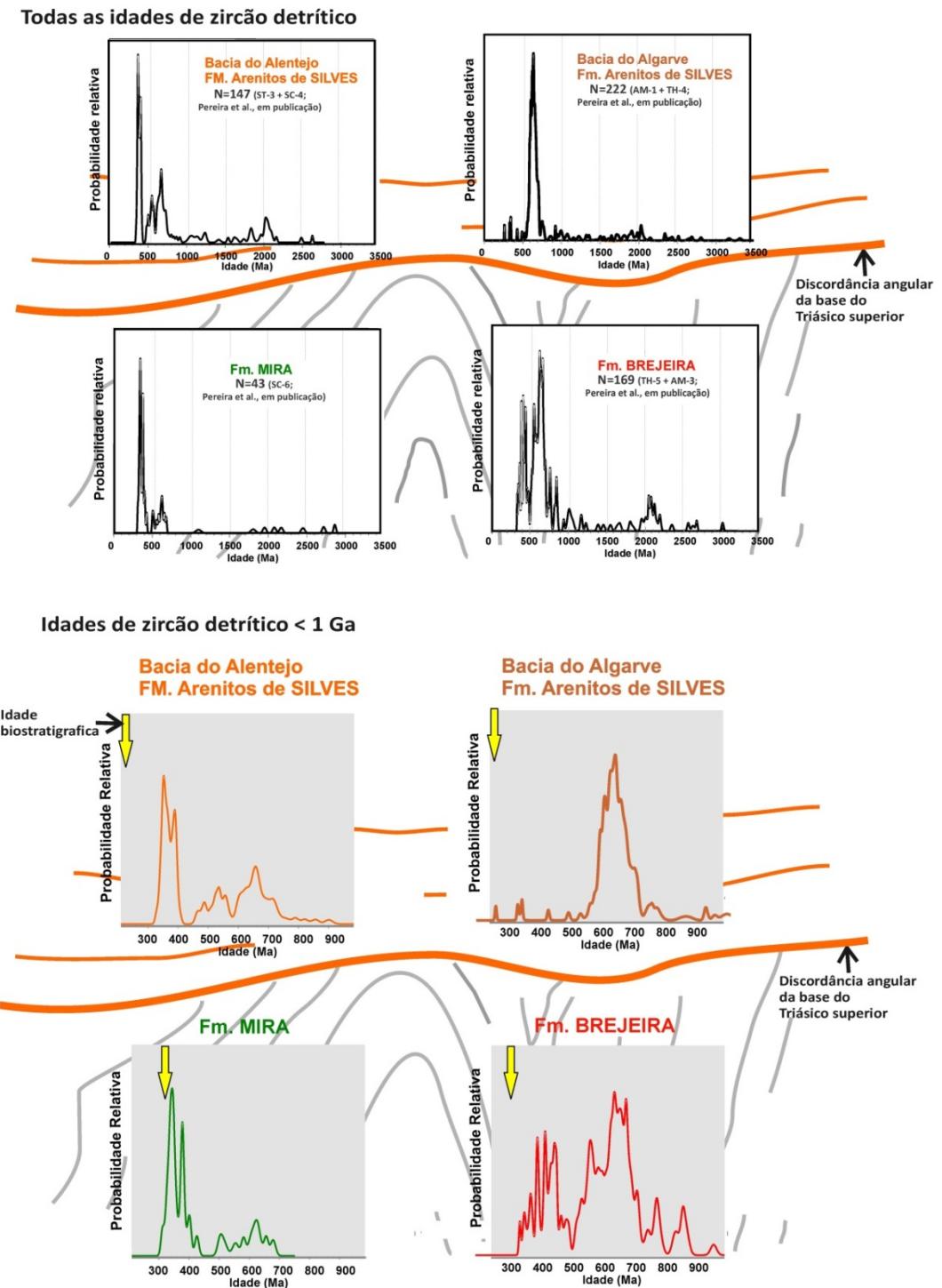


Figura 6.25- Figura com a representação em diagramas de densidade de probabilidade das idades de zircão detritico das populações das idades de zircão detritico das amostras do soco Carbónico da Zona Sul Portuguesa e do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve, ilustrando possíveis correlações entre os diferentes pares Grauvaque Carbónico/Arenito Triásico. Todas as idades (em cima) e para as idades < c. 1 Ga (em baixo). Note-se que seta a amarelo representa a idade bioestratigráfica atribuída a cada formação que se afasta bastante do pico mais recente nas amostras dos arenitos do Triásico e que pelo contrário se aproxima bastante na amostra da Formação de Mira.

No entanto, existem algumas diferenças pouco significativas como: a presença de grãos do Silúrico (2,3%) e do Mesoarcaico (2,3%) nos grauvaques da Formação de Mira (2,3%), ausentes nos arenitos do Triásico; e a presença de grãos do Ordovícico nos arenitos triásicos que não se encontram nos grauvaques do Carbónico.

Na (Fig.6.25) observa-se que os diagramas de probabilidades da Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Alentejo e da Formação de Mira têm um padrão idêntico, observando-se os picos de maior importância no Carbónico inferior e no Devónico superior.

Analizando os dados do Teste KS (Fig.6.19, 6.20 e 6.21) podemos observar que o grauvaque da Formação de Mira (amostra SC-6) é significativamente similar ao arenito de Santa Cruz (amostra ST-3) para as idades de zircão detritico mais antigas que c. 515 Ma, dada a sobreposição das curvas cumulativas. Este arenito está discordante sobre a Formação de Mértola junto ao contacto estratigráfico com a base da Formação de Mira, e deverá ter sido alimentado pela Formação de Mira ou pelas mesmas fontes que alimentaram esta formação carbónica. No par grauvaque Carbónico/arenito Triásico amostrado em Santiago do Cacém (SC-6/SC-4) verifica-se que para todos as idades de zircão detritico as amostras são diferentes mas pelo contrário se considerarmos só as idades mais antigas que c. 515Ma as amostras são similares como demonstra a sobreposição das curvas cumulativas. Estes resultados indicam que as maiores diferenças estão nas idades carbónicas muito mais representativas na amostra da Formação de Mira bem como nas idades neoproterozóicas e Câmbicas relativamente menos representadas (Fig.6.25). Um dado interessante é o facto de a população de zircão detritico da amostra SC-4 de arenitos da Bacia do Alentejo ser similar à da Formação de Brejeira, sugerindo que esta formação carbónica possa ser uma das suas fontes, ou que o material que constitui os arenitos seja proveniente das mesmas fontes que alimentaram a Formação da Brejeira.

Comparando as amostras da Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Algarve (amostras AM-1 e TH-4) com o soco carbónico sobre o qual assentam em discordância (amostras AM-3 e TH-5; Formação de Brejeira), pode-se constatar que existe uma semelhança entre a importância das populações de zircões do Proterozóico, com principal incidência na dominância de grãos do Neoproterozóico (Fig.5.27 e 6.25). Os arenitos da Bacia do Algarve exibem grande variedade de idades do Paleozóico e do Arcaico, tal como se observa nas amostras da Formação de Brejeira, embora nestas últimas as percentagens sejam residuais. Os grauvaques do soco carbónico não apresentam grãos do Paleoarcaico nem do Pérmico, enquanto nos arenitos do Triásico não se regista Ordovícico nem do Devónico (Fig.5.27).

Comparando os diagramas de probabilidade dos grauvaques do Carbónico com as amostras da Bacia do Algarve (Fig.6.25) verifica-se a existência de picos com grande relevância no Criogeniano e no Ediacariano na Bacia do Algarve. Esta característica é compatível com o que se observa na Formação de Brejeira onde é evidente a dominância dos picos que ocorrem no Criogeniano e também no Ediacariano, para além dos picos acentuados no Ordovícico superior, Silúrico superior e Devónico médio. As idades paleozóicas que ocorrem nos grauvaques do Carbónico têm um carácter residual nos arenitos da Bacia do Algarve.

A análise dos resultados do Teste KS (Fig.6.19, 6.20 e 6.21) permitiu constatar que para o par grauvaque Carbónico/arenito Triásico amostrado na Praia do Amado (AM-3/AM-1) as diferenças são bem patentes pelo afastamento das curvas cumulativas, que é menos acentuado para a população de zircão detritico com idades mais antigas que c. 515 Ma. De facto, na amostra AM-1 da Formação dos Arenitos de Silves a componente Paleozóica é insignificante comparando com o que se verifica nos grauvaques do soco Carbónico. O mesmo comportamento é observado para o par Carbónico/arenito Triásico amostrado na Praia do Telheiro (TH-5/TH-4), sugerindo que a Formação de Brejeira não será a fonte dos arenitos do Triásico da Bacia do Algarve maioritariamente constituídos por zircão detritico de idade proterozóica.

Na Zona Sul Portuguesa as formações de Tercenas (Devónico superior-Tournaisiano) e Filito-Quartzítica (PQ, Devónico superior) apresentam populações de zircão detritico dominadas por idades ediacarianas e criogenianas e com ausência ou escassez de idades paleozóicas (*Pereira et al., 2012c*) que se aproximam das dos arenitos do Triásico superior da Bacia do Algarve. Assim podemos admitir que estas rochas do Devónico superior-Carbónico inferior do SW da Ibéria possam ter sido uma fonte potencial para a Formação dos Arenitos de Silves na Bacia do Algarve.

6.3. MODELO GEODINÂMICO E PALEOGEOGRÁFICO

A integração dos dados da geoquímica e geocronologia U-Pb de zircão detritico das rochas sedimentares do Carbónico da Zona Sul Portuguesa e do Triásico superior das bacias do Alentejo e do Algarve permitiram construir um modelo de evolução geodinâmica e paleogeográfica que embora especulativo pode contribuir para melhorar o conhecimento da Geologia do SW da Ibéria durante a formação e fragmentação do supercontinente Pangeia.

A formação da Pangeia está registada na Ibéria por uma fase de colisão continental entre Gondwana e Laurussia no Carbónico inferior, antecedida pela subducção do Oceano Rheic. Na sequência do processo de subducção aos c. 370 Ma (Devónico superior) e de espessamento crustal com a instalação dos mantos alóctones no NW da Ibéria aos c. 360-340 Ma (Martinez-Catalán *et al.*, 2007), deu-se o colapso gravítico da cadeia orogénica entre os c. 340-320 Ma (Martinez-Catalán *et al.*, 2007; Pereira *et al.*, 2007, 2009a).

No SW da Ibéria a sedimentação marinha da Formação de Mértola na Zona Sul Portuguesa no Viseano (c. 345-326 Ma) coincide com a sedimentação da Formação de Cabrela na Zona de Ossa-Morena (Pereira *et al.*, 2012c). A sedimentação do flysch de Mértola coincide com uma fase de extensão intra-orogénica com intensa deformação do soco cristalino da Zona de Ossa-Morena, a instalação de domas anatécticos e de plutonismo, e correspondente vulcanismo (Pereira *et al.*, 2012c). O evento de crescimento de zircão no Carbónico inferior está preservado nos grauvaques da Formação de Mértola e as razões Th/U dos zircões dessa idade sugerem que cristalizaram a partir de magmas intermédio-félsicos peraluminosos e também básicos. No entanto, encontramos uma população de zircão de idade Devónico médio-superior (c. 390-370 Ma) e notamos que é insignificante a presença de idades mais antigas (pré-Devónicas) sugerindo que o soco mais antigo não estaria exposto e daí a insignificante reciclagem de crista continental. Dada a característica peculiar desta população de zircões detriticos da Formação de Mértola foi sugerida uma fonte exótica ao SW da Ibéria (onde quase não existem rochas magmáticas desta idade, à excepção das rochas vulcânicas do Cercal na Faixa Piritosa da Zona Sul Portuguesa; Rosa *et al.*, 2008) com um registo de crescimento de zircões muito limitada no tempo. Assim foi sugerido que essa fonte peculiar poderia ter sido um arco intra-oceanico, no Oceano Rheic, cuja única evidência é encontrada nos mantos alóctones do NW da Ibéria (Pereira *et al.*, 2012c). A constatação de os grauvaques da Formação de Mértola terem uma assinatura geoquímica que se aproxima de fontes intermédias-máficas parece consolidar a hipótese de estarem associados a um arco magmático de idade Devónica, provavelmente associado ao fecho do Oceano Rheic. Por outro lado, a ocorrência de idades de zircão detritico que se aproximam bastante da idade bioestratigráfica atribuída à formação não quer neste caso dizer que os grauvaques de Mértola se depositaram numa margem activa mas sim contemporaneamente com actividade magmática relacionada com a fase de extensão intra-orogénica do Carbónico inferior (Pereira *et al.*, 2007, 2009a, 2012d).

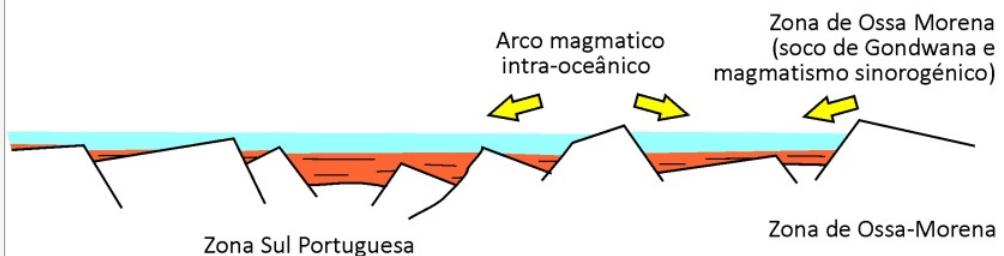
Mais tarde no Serpukhoviano - Bashkiriano (c. 326 - 318 Ma) quando se dá a sedimentação marinha da Formação de Mira, o soco cristalino da Zona de Ossa-Morena está exposto e contribui para o aparecimento de zircões detriticos de idades pré-Devónicas com enfase para o Ediacariano e o Criogeniano (Fig.6.26). Estas idades neoproterozóicas são abundantes no soco da Zona de Ossa-Morena que inclui bacias ediacarianas (Série Negra; Pereira et al., 2011, 2012b) que se formaram em associação com arcos magmáticos Cadomianos. As razões Th/U dos zircões do Ediacariano e Criogeniano analisados nos grauvaques de Mira e de Brejeira indicam que terão cristalizado a partir de magmas félscico-intermédios peraluminosos e também máficos e félscicos. A reciclagem da crista continental é efectiva e está registada na geoquímica dos grauvaques da Formação de Mira. É de notar que a sedimentação não era contemporânea de vulcanismo já que não se encontram zircões com idades mais recentes que c. 321 Ma (Serpukhoviano), provocando um afastamento entre a idade máxima de deposição da Formação de Mira e a idade bioestratigráfica que lhe é atribuída (c. 310 Ma).

A sedimentação marinha dominante de depósitos do tipo flysch prossegue na Zona Sul Portuguesa (Fig.6.26). No Moscoviano (c. 311-306Ma) quando se dá a sedimentação marinha da Formação da Brejeira a reciclagem crustal é muito intensa tal como mostra a geoquímica dos grauvaques e sua a complexa população de zircão detritico. Salientamos que ao mesmo tempo da sedimentação marinha da Formação da Brejeira ocorria na Zona de Ossa-Morena sedimentação continental (Bacia de Santa Susana, Wagner e Lemos de Sousa, 1983) indicando importante denudação do soco Varisco. O registo de idades de zircão detritico que não são típicos da Zona de Ossa-Morena nem das rochas sedimentares mais antigas que se conhecem na Zona Sul Portuguesa sugerem que estamos perante fontes externas ao SW da Ibéria. O aparecimento de zircões de idade silúrica, ordovícica superior e mesoproterozóica parece indicar a Laurussia como fonte potencial para esta população “exótica” de zircões detriticos. Deste modo estaríamos perante a proximidade de áreas emersas expostas à erosão pertencentes à Gondwana (Zona de Ossa-Morena e Zona Sul Portuguesa) e à Laurussia (Avalonia e Ganderia?) (Pereira et al., em impressão).



(Adaptado de <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/RCB.html>)

Sedimentação da Formação de Mira



Sedimentação da Formação de Brejeira



Figura 6.26- Esboço geodinâmico e paleogeográfico da evolução das bacias do Carbónico na Zona Sul Portuguesa durante a formação da Pangeia (Adaptado de <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/RCB.html>).



(Adaptado de <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/RCB.html>)

Sedimentação da Formação de Arenitos de Silves

Zona Sul Portuguesa Zona de Ossa Morena

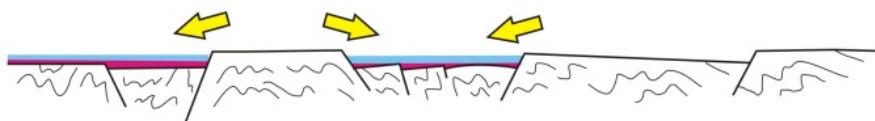


Figura 6.27- Esboço geodinâmico e paleogeográfico da evolução das bacias do Triásico superior do SW da Ibéria durante a fragmentação da Pangeia (Adaptado de <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/RCB.html>); foto da discordância angular da base do Triásico superior na Bacia do Algarve na Praia do Telheiro (fotografia em baixo); note-se a deformação das rochas sedimentares da Formação da Brejeira (Moscoviano).

Antes da deposição da Formação dos Arenitos de Silves na Bacia do Alentejo e na Bacia do Algarve, durante o Triásico superior (c. 200 Ma), o Grupo Flysch do Baixo Alentejo pertencente à Zona Sul Portuguesa foi deformado, gerando-se dobras, clivagem e cavalgamentos. Esta fase de deformação pós- Moscoviano julga-se que esteja relacionada com a deformação que também afectou a Zona de Ossa-Morena, em consequência da formação do Oroclinal da Ibéria que se iniciou aos c. 305-300Ma e durou até aos c. 292ma (Pérmico) (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004).

No SW Ibéria existe uma importante lacuna estratigráfica de cerca de c. 100 Ma, que marca a base da discordância angular da base do Triásico superior sobre formações do Viseano (Mértola), do Serpukhoviano-Bashkiriano (Mira) e Moscoviano (Brejeira) da Zona Sul Portuguesa (Fig.6.27).

A Formação dos Arenitos de Silves representa sedimentação continental em bacias restritas associadas à fragmentação da Pangeia. As diferenças encontradas entre as fontes dos arenitos do Triásico superior da Bacia do Alentejo e da Bacia do Algarve sugerem que existiram fontes distintas. A Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul Portuguesa terão sido fontes potenciais dos arenitos da Bacia do Alentejo, enquanto para a Bacia do Algarve as fontes poderiam ter sido as formações de Tercenas (de carácter local) ou Filito-Quartzítica (de carácter relativamente mais distal) que aflora a NE na Faixa Piritosa em Espanha. A hipótese de a Formação Filito-Quartzítica (essencialmente constituída por quartzitos maduros) ser uma fonte potencial é conciliável com grande maturidade dos arenitos do Triásico superior e pela indicação do sentido das paleocorrentes indicando proveniência do quadrante NE na Bacia Algarvia (Palain, 1976).

Ao contrário do que se verifica nos seus equivalentes diacrónicos das bacias sedimentares do Triásico inferior do NE de Espanha (Sanchez-Martinez *et al.*, 2012), os arenitos da Formação dos Arenitos de Silves não apresentam um contributo de material proveniente da Laurussia, tendo estado afastados de fontes localizadas a NW da Ibéria.

7. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos nesta tese e a sua interpretação podem ser sintetizados da seguinte forma:

- i) Do ponto de vista petrográfico as amostras de grauvaques das formações do Carbónico que se depositaram em bacias marinhas sinorogénicas relacionadas com a formação da Pangeia revelam alguma diversidade da sua história sedimentológica. As rochas sedimentares detriticas mostram proporções diversas dos componentes clásticos, o que é passível de ser interpretado como representando: *a*) áreas-fonte diversas ou heterogéneas; *b*) sedimentogénese distinta, especialmente nas etapas de meteorização e transporte ou ainda; *c*) histórias complexas de reciclagem sedimentar.
- ii) As diferenças na composição química de rocha-total das diferentes formações estudadas (incluindo argilitos e arenitos/grauvaques) não são suficientemente acentuadas para permitir a aplicação ou o desenvolvimento de uma seriação estratigráfica; as relações encontradas entre os diferentes elementos estão de acordo com os trabalhos publicados sobre a geoquímica de rochas sedimentares, com as litologias mais finas apresentando-se com assinaturas geoquímicas globalmente distintas das mais grosseiras; sendo aceitável considerar no geral, a assinatura das rochas finas como mais próximas da composição da fonte sedimentar.
- iii) A composição das rochas do Triásico superior que representam sedimentação continental em bacias restritas associadas à fragmentação da Pangeia, apresenta características acentuadamente diferentes da composição das rochas do Carbónico, nomeadamente na covariância dos elementos; esta diferença é clara tanto nos elementos maiores como nos elementos traço e deverá resultar do episódio diagenético responsável pela precipitação de um cimento carbonatado (provavelmente de natureza calcítica) bem visível na petrografia das rochas detriticas grosseiras.
- iv) O ambiente geotectónico dedutível para as amostras do Carbónico (a análise do Triásico superior é de menor confiança devido à introdução de material carbonatado durante a diagénese) é dominado por material reciclado de proveniência continental; com menor peso também se encontram assinaturas de arcos vulcânicos continentais e de arcos-ilha; os dados parecem revelar, neste caso, uma diferenciação estratigráfica da assinatura das áreas-fonte: *a*) as rochas sedimentares mais antigas da Formação de Mértola apresentam maior evidência da contribuição sedimentar de um arco vulcânico num contexto de subducção oceano/continente ou oceano/oceano; enquanto *b*) as rochas sedimentares mais recentes das formações de Mira e da Brejeira são marcadas pela progressiva influência de detritos provenientes da reciclagem de uma crosta continental.
- v) Em geral todas as amostras estudadas do Carbónico e do Triásico superior do SW da Ibéria apresentam idades de zircão detritico mais antigas que c. 515 Ma que representam eventos de crescimento de zircão típicos da margem Norte de Gondwana. Estes eventos são revelados pela presença de: *a*) idades paleoproterozóicas e arcaicas características do Cratão Oeste Africano; *b*) idades neoproterozóicas relacionadas com eventos Cadomianos e Pan-

Africanos e ainda, c) idades câmbricas associadas ao *rafting* intra-continental da margem Norte de Gondwana. Estas idades mais antigas que c. 515 Ma estão presentes em todas as amostras sugerindo que estes detritos são provenientes de fontes com a mesma história precâmbrica e câmbrica inferior e que, nesta condição podem ser as rochas do SW da Ibéria, que não incluem os eventos de crescimento de zircão posteriores a c. 515 Ma.

vi) Nos grauvaques do Carbónico da Zona Sul Portuguesa verifica-se que existem variações importantes entre as populações de zircão detritico se compararmos a Formação de Mértola (*Pereira et al.*, 2012c) e as formações de Mira e de Brejeira (amostras deste trabalho). Salienta-se que na Formação de Mértola existe uma população de zircão detritico relacionada com o evento Devónico médio-superior (precoce Varisco?) cuja idade não corresponde a rochas particularmente bem expostas no SW da Ibéria (*Pereira et al.*, 2012c). Os zircões detriticos de idade Devónico médio-superior também estão representados na Formação de Mira, tendo no entanto menor importância na Formação da Brejeira. Por outro lado, atesta-se que na deposição do Carbónico é progressivo o incremento de idades mais antigas que c. 515 Ma, que acompanha a ascensão na coluna estratigráfica desde a Formação de Mértola até à Formação de Brejeira, sugerindo uma crescente denudação do soco mais antigo do SW da Ibéria. Outro aspecto importante é a diferença entre as idades de zircão mais recentes que c. 515 Ma (do Paleozóico inferior) das formações carbónicas, que se evidencia principalmente na exclusiva presença de idades do Ordovícico superior e do Silúrico na Formação de Brejeira; estas idades “exóticas” sugerem que no Carbónico superior existiria uma fonte potencial externa a Gondwana (Ganderia, Avalonia ou Meguma fazendo parte da Laurússia?) a alimentar as bacias marinhas do SW da Ibéria.

vii) No contexto geodinâmico global, as bacias sinorogénicas carbónicas do SW da Ibéria estão associadas à formação da Pangeia e à colisão entre a Laurússia e Gondwana, com a edificação da cadeia de montanha varisca; durante este processo complexo de acreção continental a cadeia de montanhas sujeitou-se a colapso gravitacional e a condições de extensão intra-orogénica (*Pereira et al.*, 2009b; 2012d); nas bacias carbónicas do SW da Ibéria acumularam-se detritos provenientes: a) do arco magmático intra-oceânico de idade Devónico médio-superior associado ao fecho do Oceano Rheic e também, b) oriundos de fontes localizadas nos dois continentes envolvidos na colisão, embora com maior ou menor influência de um deles.

viii) Ao compararmos as amostras da Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Alentejo com as da Bacia do Algarve constata-se que existem diferenças entre as suas populações de zircão detritico. Apesar de existir uma semelhança entre as idades de zircão mais antigas que c. 515 Ma para todos os arenitos do Triásico superior, é evidente a diferença entre as idades mais recentes paleozóicas. Enquanto nos arenitos da Bacia do Algarve as idades de zircão detritico mais recentes que c. 515 Ma estão parcialmente representadas pelo contrário, nos arenitos da Bacia do Alentejo estas idades são bastante significativas e representam eventos de crescimento de zircão típicos da orogenia varisca (Devónico médio-superior e Carbónico inferior).

- ix) As populações de zircão detritico das duas amostras da Formação dos Arenitos de Silves da Bacia do Alentejo mostram algumas diferenças entre si e quando comparadas com as formações carbónicas da Zona Sul Portuguesa apresentam semelhanças com as populações de zircão detritico das formações de Mira (Carbónico inferior-superior) e de Brejeira (Carbónico superior), e ainda, com rochas da Zona Ossa-Morena que registam eventos de crescimento de zircão varisco (Devónico-Carbónico).
- x) As populações de zircão detritico das duas amostras da Formação de Arenitos de Silves da Bacia do Algarve são semelhantes entre si mas bem diferentes das populações de zircão detritico do soco Carbónico onde assentam em discordância, que é representado pela Formação da Brejeira. As fontes potenciais destes arenitos do Triásico superior da Bacia do Algarve não necessitam de ser exteriores ao SW da Ibéria e podem inclusivamente ser provenientes: a) das formações de Tercenas (Devónico superior-Carbónico inferior) e Filito-Quartzítica (PQ, Devónico superior) da Zona Sul Portuguesa, ou também b) de rochas da Zona Ossa-Morena sem o registo de eventos de crescimento de zircão variscos.
- xi) No Triásico superior, as forças distensivas associadas à fragmentação da Pangeia induziram a formação de sistemas paralelos ou conjugados de falhas normais que originam *horst* e *grabens*, *half-grabens*, ou falhas lístricas com formação de anticlinais do tipo *roll-over*. A evolução destas bacias sedimentares esteve provavelmente associadas aos estádios iniciais da formação de riftes intra-continentais sem actividade vulcânica mas fortemente condicionadas pela tectónica; os movimentos verticais e horizontais terão acentuado ou dissimulado as depressões e elevações topográficas, influenciando as taxas de denudação das fontes sedimentares da crista, podendo explicar desta forma as diferenças observadas nas fontes potenciais das duas bacias do Triásico superior do SW da Ibéria.

8. ANEXOS

8.1. TABELAS COM RESULTADOS DA GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

8.1.1 Tabela-Anexo 1.1 - Amostras da Formação de Mértola

Amostra	ST-1	GS-1	GS-3	GS-5	ST-2	GS-2	GS-4	GS-6
SiO ₂	62,74	65,93	67,35	67,35	58,77	59,09	60,08	62,45
Al ₂ O ₃	15,7	15,33	15,83	15,57	19,21	20,26	19,25	17,59
Fe ₂ O ₃ (T)	8,68	7,9	5,81	6,36	6,77	6,91	6,7	6,7
MnO	0,076	0,07	0,046	0,049	0,045	0,057	0,056	0,046
MgO	1,94	2,13	1,72	1,86	1,74	2,27	2,47	2,2
CaO	0,05	0,32	0,21	0,22	0,07	0,25	0,23	0,24
Na ₂ O	1,46	2,48	2,83	2,59	0,95	0,69	1,8	1,8
K ₂ O	1,86	1,58	2,06	1,79	3,42	4	3,5	2,81
TiO ₂	0,835	0,744	0,755	0,691	0,991	0,905	0,929	0,946
P ₂ O ₅	0,16	0,13	0,13	0,14	0,13	0,15	0,15	0,16
LOI	5,78	3,98	4,2	4,33	6,63	6,02	4,95	5,29
Total	99,29	100,6	100,9	101	98,72	100,6	100,1	100,2
Sc	15	13	15	13	22	23	21	19
V	111	108	116	97	169	170	157	144
Ba	321	271	414	325	563	641	675	487
Sr	93	202	185	169	114	97	100	103
Y	26	22,9	20,5	24,1	25	30	26	31,4
Zr	166	193	170	156	162	165	184	214
Cr	100	100	90	80	160	120	120	120
Co	21	16	17	13	12	19	17	14
Ni	80	40	40	50	70	60	70	50
Rb	82	66	78	75	149	173	136	119
Nb	11	8,4	9,4	13,1	12	12,1	19,7	14,5
Cs	4,5	6	5,2	5,8	7,7	17,1	9,2	7,8
La	32,4	28,6	26,4	26,8	40,5	39,5	43	31,3
Ce	65,4	49,3	55,6	56,7	80,1	80,8	82,5	70,9
Pr	7,01	6,19	6,1	6,28	8,36	8,82	8,71	7,91
Nd	26,1	23,7	22,9	23,6	27,2	32,5	32	29,9
Sm	6	4,98	4,58	4,94	5,5	6,39	6,1	6,29
Eu	1,46	1,27	1,09	1,09	1,14	1,21	1,02	1,34
Gd	6,1	4,28	3,95	4,36	4,8	5,21	5,05	5,45
Tb	0,9	0,69	0,64	0,7	0,8	0,83	0,8	0,92
Dy	4,9	3,85	3,53	4,16	4,6	4,85	4,59	5,44
Ho	1	0,74	0,72	0,8	0,9	1	0,97	1,06
Er	2,8	2,1	2,09	2,29	2,9	2,89	2,82	3,03
Tm	0,41	0,319	0,317	0,334	0,44	0,459	0,437	0,446
Yb	2,5	2,09	2,11	2,16	2,8	3,13	2,97	2,9
Lu	0,37	0,322	0,331	0,326	0,41	0,484	0,474	0,446
Hf	4,6	4,5	4	3,9	4,4	4	4,4	5
Pb	-	22	19	23	6	22	19	17
Th	11,6	9,37	9,72	10,7	12,3	15,2	14,6	11,5
U	3,2	2,82	3,43	3,9	3,4	3,55	3,76	3,72

8.1.2 Tabela-Anexo 1.2 - Amostras da Formação de Mira

Amostra	SC-6	GS-7	GS-9	GS-11	GS-17	GS-8	GS-10	GS-12	GS-18	SC-5
SiO ₂	70,01	69,55	69,74	79,57	86,69	54,47	58,81	60,13	66,73	54,1
Al ₂ O ₃	12,84	14,41	14,3	8,53	5,12	22,39	19,96	22,79	15,65	23,12
Fe ₂ O ₃ (T)	6,7	7,63	6,75	6,51	3,59	7,86	8,28	3,44	5,66	6,69
MnO	0,055	0,158	0,066	0,01	0,026	0,162	0,06	0,004	0,032	0,063
MgO	1,89	2,11	1,93	0,35	0,85	2,3	2,31	0,41	1,42	1,83
CaO	0,19	0,03	0,22	0,02	0,12	0,04	0,11	0,03	0,06	0,17
Na ₂ O	1,91	0,44	2,3	0,39	0,12	0,87	0,64	1,22	0,67	0,76
K ₂ O	1,37	1,8	1,43	1,05	0,69	3,79	3,46	3,97	2,91	4,66
TiO ₂	0,717	0,89	0,677	0,609	0,495	1,011	0,984	1,144	0,951	1,06
P ₂ O ₅	0,13	0,04	0,14	0,13	0,1	0,06	0,12	0,05	0,1	0,12
LOI	3,55	3,86	3,23	3,64	1,91	5,76	5,39	5,62	5,26	6,93
Total	99,37	100,9	100,8	100,8	99,71	98,71	100,1	98,82	99,44	99,5
Sc	12	15	13	9	5	24	24	25	16	27
V	95	110	102	78	49	195	170	181	137	202
Ba	245	261	269	172	104	519	651	639	364	817
Sr	103	47	117	36	29	112	120	148	105	198
Y	17	27,2	13,9	16,2	17,3	33,1	33,3	35,6	27,8	30
Zr	180	251	149	245	358	170	194	239	292	165
Cr	80	110	80	100	50	160	130	150	100	120
Co	13	19	16	1	8	19	18	1	9	39
Ni	50	100	40	-	30	90	60	-	40	40
Rb	61	85	58	49	32	179	145	186	123	210
Nb	9	14,9	8,5	7,7	8,3	17,3	14,2	18,9	15,9	15
Cs	2,6	3,1	3,1	1,5	1,5	6,8	7,8	6,6	5,1	10,1
La	24,5	25,2	19,4	18,3	22,7	46,7	40,6	51,1	37,6	29
Ce	45,3	51,2	42,6	37,9	45,3	89,1	85,8	107	77,7	64,9
Pr	5,01	5,27	4,89	4,1	4,58	9,05	9,23	11,2	7,99	7,12
Nd	18,1	18,5	18,4	15,2	16,5	32,7	34,1	40,5	28,4	24,1
Sm	4	3,57	3,82	3,28	3,36	6,12	6,78	7,42	5,37	5,1
Eu	0,92	0,816	0,7	0,676	0,709	1,34	1,4	1,57	1,01	1,14
Gd	4,1	3,49	3,12	2,81	3,25	5,34	5,9	5,86	4,11	4,3
Tb	0,6	0,68	0,48	0,46	0,54	0,89	0,95	0,98	0,72	0,8
Dy	3,6	4,37	2,68	2,63	3,11	5,34	5,35	5,82	4,47	5,4
Ho	0,7	0,9	0,52	0,54	0,62	1,08	1,07	1,18	0,92	1,1
Er	2	2,66	1,53	1,6	1,72	3,06	3,08	3,41	2,78	3,5
Tm	0,3	0,411	0,238	0,244	0,27	0,474	0,493	0,525	0,44	0,55
Yb	2	2,86	1,7	1,6	1,79	3,17	3,36	3,54	3	3,6
Lu	0,28	0,465	0,289	0,251	0,274	0,509	0,523	0,573	0,489	0,51
Hf	4,8	6	3,6	5,4	7,6	4,1	4,6	5,7	7	5,5
Pb	15	12	10	15	9	13	18	17	18	12
Th	9,2	10,2	7,94	7,12	5,12	16,3	14	16,9	12,5	15,6
U	2,9	3,19	2,52	1,84	2,04	3,8	3,62	5,02	3,69	6,3

8.1.3 Tabela-Anexo 1.3 - Amostras da Formação de Brejeira

Amostra	TH-5	AM-3	GS-13	GS-15	AM-4	GS-14	GS-16
SiO ₂	81,45	79,9	71,42	85,84	58,13	60,12	73,8
Al ₂ O ₃	9,39	9,08	13,94	7,13	21,37	18,69	12,61
Fe ₂ O ₃ (T)	3,41	5,45	5,58	2,01	6,03	9,17	5,25
MnO	0,014	0,035	0,045	0,003	0,048	0,127	0,009
MgO	0,37	0,89	1,16	0,17	0,81	1,49	0,44
CaO	0,15	0,07	0,12	0,11	0,12	0,05	0,03
Na ₂ O	0,19	0,27	1,09	0,3	0,91	0,29	0,53
K ₂ O	1,51	1,35	2,33	1,5	3,65	3,65	2,5
TiO ₂	0,622	0,632	1,001	0,67	1,044	0,976	0,935
P ₂ O ₅	0,12	0,1	0,11	0,16	0,13	0,07	0,08
LOI	2,97	2,64	3,44	2,57	6,21	5,52	4,71
Total	100,2	100,4	100,2	100,5	98,45	100,1	100,9
Sc	7	9	14	6	20	19	12
V	63	77	95	63	184	126	106
Ba	205	477	435	235	491	690	392
Sr	51	53	73	60	136	69	105
Y	22	19	39,2	20,9	29	32,5	30,4
Zr	242	266	347	489	204	178	395
Cr	60	70	90	60	130	100	90
Co	6	6	17	-	5	34	2
Ni	20	40	40	-	40	60	-
Rb	57	67	98	63	188	153	105
Nb	9	9	18,2	11,3	16	17,4	16,5
Cs	4,8	2,5	3,3	1,9	8,2	5,9	4,1
La	26,6	24,4	43	28,3	51,1	43,4	41,1
Ce	51,6	49,1	91	56,8	99,1	88,4	82,5
Pr	5,58	4,98	9,54	5,65	10,1	8,96	8,11
Nd	20	21,3	35,6	20	43,3	32,2	28,5
Sm	4,3	3,6	7,24	3,27	7,7	5,95	4,99
Eu	0,99	0,78	1,54	0,663	1,59	1,28	1,17
Gd	4,6	3,8	6,56	2,79	6,7	5,14	4,1
Tb	0,7	0,6	1,09	0,5	1	0,88	0,73
Dy	4	3,7	6,44	3,14	5,6	5,27	4,57
Ho	0,8	0,7	1,26	0,69	1,1	1,08	0,94
Er	2,3	2,2	3,6	2,13	3,3	3,08	2,83
Tm	0,34	0,34	0,559	0,334	0,51	0,474	0,447
Yb	2,2	2,2	3,74	2,29	3,3	3,06	3,2
Lu	0,31	0,32	0,59	0,378	0,47	0,472	0,54
Hf	6,1	6,8	8	10,8	5,6	4,2	9,1
Pb	10	7	6	15	37	8	21
Th	7,3	7,3	13	8,1	15,8	12,9	11,3
U	1,6	2,1	3,55	2,77	4	3,14	3,46

8.1.4 Tabela-Anexo 1.4 - Amostras da Formação dos Arenitos de Silves

Amostra	TH-4	ST-3	SC-4	AM-1	TH-1	TH-2	SC-8a	SC-8b	AM-2
SiO ₂	88,17	51,73	65,05	76,53	48,56	53	54,34	52,67	51,76
Al ₂ O ₃	5,94	5,14	5,15	3,71	10,02	10,17	10,93	12,92	18,9
Fe ₂ O ₃ (T)	1,46	5,53	3,95	1,84	3,84	2,22	4,76	4,19	10,26
MnO	0,014	0,214	0,277	0,22	0,071	0,093	0,094	0,051	0,055
MgO	0,24	5,54	1,11	2,89	4,83	5,52	5,03	5,39	2,91
CaO	0,06	12,00	11,55	4,43	11,49	7,33	8,14	6,19	0,35
Na ₂ O	0,22	0,1	0,13	0,35	0,37	0,36	0,22	0,13	0,37
K ₂ O	1,82	1,17	1,26	0,91	3,49	3,77	3,43	4	5,87
TiO ₂	0,697	0,313	0,306	0,503	0,592	0,596	0,67	0,684	0,751
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,1	0,08	0,12	0,12	0,11	0,12	0,19
LOI	2,28	17,23	10,91	8,42	15	13,14	12,52	12,42	7,85
Total	101	99,03	99,78	99,88	98,38	96,3	100,2	98,76	99,27
Sc	8	6	6	5	9	10	10	12	18
V	52	75	48	47	62	88	77	98	185
Ba	261	214	226	182	304	307	301	334	552
Sr	143	69	115	102	144	117	53	60	273
Y	15	14	15	15	20	19	24	22	25
Zr	411	93	98	212	191	231	218	171	151
Cr	30	40	30	30	50	50	60	70	120
Co	6	23	6	8	8	8	10	12	20
Ni	-	50	30	-	30	30	30	30	50
Rb	40	37	38	26	85	86	124	120	213
Nb	8	4	5	6	10	9	12	12	14
Cs	3,9	6,1	4,4	2,9	12,5	12,5	28,2	22,3	47,6
La	23,4	20,4	29,1	14,8	27,7	27	27,5	30,5	45
Ce	44,4	38,5	62	29,3	52,5	50,3	58,2	64,8	92,1
Pr	4,94	4,6	6,69	3,05	5,67	5,53	6,77	7,55	10,6
Nd	17,6	17,3	23,8	13,3	20,4	19,4	23,1	26	36,5
Sm	3,7	3,8	5,4	2,5	4,3	4,2	4,7	5,2	7
Eu	0,79	0,87	1,18	0,57	0,93	0,92	1,04	1,18	1,57
Gd	3,5	3,6	4,9	2,8	4,3	4,2	4,2	4,4	5,7
Tb	0,5	0,5	0,6	0,5	0,7	0,7	0,8	0,8	0,9
Dy	3	2,8	3,1	2,6	3,9	3,7	4,6	4,4	5,3
Ho	0,6	0,5	0,6	0,5	0,8	0,7	0,9	0,9	1
Er	1,8	1,5	1,6	1,6	2,2	2,2	2,7	2,5	3
Tm	0,27	0,22	0,24	0,24	0,34	0,33	0,41	0,38	0,44
Yb	1,8	1,4	1,4	1,5	2,2	2,1	2,7	2,4	2,8
Lu	0,28	0,2	0,2	0,22	0,31	0,31	0,4	0,36	0,41
Hf	9,2	2,4	2,5	4,9	5,1	5,8	6,6	5,5	5
Pb	-	-	9	-	45	-	13	-	36
Th	5,9	4,6	5,3	3,9	8,2	8,1	8,8	9,9	13,1
U	1,3	1,8	1,1	0,8	1,8	2	2,3	2	2,8

8.1.5 Tabela-Anexo 1.5 - Métodos de Análise dos elementos maiores e traço e limites de detecção

Elemento	Unidade	Limite de detecção	Método analítico
SiO ₂	%	0,01	FUS-ICP
Al ₂ O ₃	%	0,01	FUS-ICP
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0,01	FUS-ICP
MnO	%	0,001	FUS-ICP
MgO	%	0,01	FUS-ICP
CaO	%	0,01	FUS-ICP
Na ₂ O	%	0,01	FUS-ICP
K ₂ O	%	0,01	FUS-ICP
TiO ₂	%	0,001	FUS-ICP
P ₂ O ₅	%	0,01	FUS-ICP
LOI	%	-	FUS-ICP
Total	%	0,01	FUS-ICP
Sc	ppm	1	FUS-ICP
Be	ppm	1	FUS-ICP
V	ppm	5	FUS-ICP
Cr	ppm	20	FUS-MS
Co	ppm	1	FUS-MS
Ni	ppm	20	FUS-MS
Cu	ppm	10	FUS-MS
Zn	ppm	30	FUS-MS
Ga	ppm	1	FUS-MS
Ge	ppm	0,5	FUS-MS
As	ppm	5	FUS-MS
Rb	ppm	1	FUS-MS
Sr	ppm	2	FUS-ICP
Y	ppm	0,5	FUS-MS
Zr	ppm	1	FUS-MS
Nb	ppm	0,2	FUS-MS
Mo	ppm	2	FUS-MS
Ag	ppm	0,5	FUS-MS
In	ppm	0,1	FUS-MS
Sn	ppm	1	FUS-MS
Sb	ppm	0,2	FUS-MS
Cs	ppm	0,1	FUS-MS
Ba	ppm	3	FUS-ICP
La	ppm	0,05	FUS-MS
Ce	ppm	0,05	FUS-MS
Pr	ppm	0,01	FUS-MS
Nd	ppm	0,05	FUS-MS
Sm	ppm	0,01	FUS-MS
Eu	ppm	0,005	FUS-MS
Gd	ppm	0,01	FUS-MS
Tb	ppm	0,01	FUS-MS
Dy	ppm	0,01	FUS-MS
Ho	ppm	0,01	FUS-MS
Er	ppm	0,01	FUS-MS
Tm	ppm	0,005	FUS-MS
Yb	ppm	0,01	FUS-MS
Lu	ppm	0,002	FUS-MS
Hf	ppm	0,1	FUS-MS
Ta	ppm	0,01	FUS-MS
W	ppm	0,5	FUS-MS
Tl	ppm	0,05	FUS-MS
Pb	ppm	5	FUS-MS
Bi	ppm	0,1	FUS-MS
Th	ppm	0,05	FUS-MS
U	ppm	0,01	FUS-MS

8.1.6 Tabela-Anexo 1.6 - Razões de elementos maiores e valores do índice CIA

Amostra	Al ₂ O ₃ /Si ₂ O ₃	K ₂ O/Na ₂ O	Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O)	CIA
ST-1	0,25	1,27	10,40	82
GS-1	0,23	0,64	5,48	78
GS-3	0,24	0,73	5,21	76
GS-5	0,23	0,69	5,54	77
ST-2	0,33	3,60	18,83	81
GS-2	0,34	5,80	21,55	80
GS-4	0,32	1,94	9,48	78
GS-6	0,28	1,56	8,62	78
SC-6	0,18	0,72	6,11	79
GS-7	0,21	4,09	30,66	86
GS-9	0,21	0,62	5,67	78
GS-11	0,11	2,69	20,80	85
GS-17	0,06	5,75	21,33	85
GS-8	0,41	4,36	24,60	83
GS-10	0,34	5,41	26,61	83
GS-12	0,38	3,25	18,23	81
GS-18	0,23	4,34	21,44	81
SC-5	0,43	6,13	24,86	81
TH-5	0,12	7,95	27,62	84
AM-3	0,11	5,00	26,71	84
GS-13	0,20	2,14	11,52	80
GS-15	0,08	5,00	17,39	79
AM-4	0,37	4,01	20,75	82
GS-14	0,31	12,59	54,97	82
GS-16	0,17	4,72	22,52	80
TH-4	0,07	8,27	21,21	74
ST-3	0,10	11,70	0,42	28
SC-4	0,08	9,69	0,44	28
AM-1	0,05	2,60	0,78	39
TH-1	0,21	9,43	0,84	39
TH-2	0,19	10,47	1,32	47
SC-8a	0,20	15,59	1,31	48
SC-8b	0,25	30,77	2,04	56
AM-2	0,37	15,86	26,25	74
PAAS	0,30	3,08	7,56	70
CCS	0,23	0,86	2,24	51

8.1.7 Tabela-Anexo 1.7- Razões de elementos traço e somatório dos Elementos Terras Raras (ETR)

Amostra	Zr/Hf	Th/U	Th/Sc	(La/Yb) _N	(La/Sm) _N	Eu/Eu*	Ce/Ce*	ΣETR
ST-1	36,1	3,6	0,77	8,74	3,40	0,73	1,00	157
GS-1	42,9	3,3	0,72	9,23	3,61	0,82	0,85	128
GS-3	42,5	2,8	0,65	8,44	3,63	0,77	1,02	130
GS-5	40,0	2,7	0,82	8,36	3,41	0,70	1,02	135
ST-2	36,8	3,6	0,56	9,75	4,63	0,66	1,00	180
GS-2	41,3	4,3	0,66	8,51	3,89	0,62	1,00	188
GS-4	41,8	3,9	0,70	9,76	4,43	0,55	0,97	191
GS-6	42,8	3,1	0,61	7,28	3,13	0,68	1,06	167
SC-6	37,5	3,2	0,77	8,26	3,85	0,69	0,93	111
GS-7	41,8	3,2	0,68	5,94	4,44	0,70	1,02	120
GS-9	41,4	3,2	0,61	7,69	3,19	0,60	1,03	100
GS-11	45,4	3,9	0,79	7,71	3,51	0,66	1,01	90
GS-17	47,1	2,5	1,02	8,55	4,25	0,65	1,01	105
GS-8	41,5	4,3	0,68	9,93	4,80	0,70	0,98	205
GS-10	42,2	3,9	0,58	8,15	3,77	0,66	1,03	199
GS-12	41,9	3,4	0,68	9,73	4,33	0,70	1,03	241
GS-18	41,7	3,4	0,78	8,45	4,40	0,63	1,03	175
SC-5	30,0	2,5	0,58	5,43	3,58	0,73	1,06	151
TH-4	44,7	4,5	0,74	8,76	3,98	0,66	0,95	107
ST-3	38,8	2,6	0,77	9,82	3,38	0,71	0,92	96
SC-4	39,2	4,8	0,88	14,01	3,39	0,69	1,03	141
AM-1	43,3	4,9	0,78	6,65	3,72	0,66	1,00	73
TH-1	37,5	4,6	0,91	8,49	4,05	0,65	0,96	126
TH-2	39,8	4,1	0,81	8,67	4,04	0,66	0,94	122
SC-8a	33,0	3,8	0,88	6,87	3,68	0,70	1,00	138
SC-8b	31,1	5,0	0,83	8,57	3,69	0,74	1,00	151
AM-2	30,2	4,7	0,73	10,84	4,04	0,74	0,98	212
TH-5	39,7	4,6	1,04	8,15	3,89	0,68	0,97	124
AM-3	39,1	3,5	0,81	7,48	4,26	0,64	1,02	118
GS-13	43,4	3,7	0,93	7,75	3,74	0,67	1,04	212
GS-15	45,3	2,9	1,35	8,33	5,44	0,66	1,02	127
AM-4	36,4	4,0	0,79	10,44	4,17	0,66	0,99	235
GS-14	42,4	4,1	0,68	9,56	4,59	0,69	1,03	200
GS-16	43,4	3,3	0,94	8,66	5,18	0,77	1,03	184
PAAS	42,0	4,7	0,91	9,1	4,3	0,64	1,01	183
UCC	36,4	3,9	0,75	10,5	4,1	0,69	0,99	148

8.2. TABELAS COM RESULTADOS DA GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO

8.2.1 Tabela-Anexo 2.1 - Amostra SC-6 (Formação de Mira)

Amostra SC-6 - grauvaque (Formação de Mira)												Amostra SC-6 - grauvaque (Formação de Mira)							
Número	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	$^{238}\text{U}^b$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}^b$ (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{235}\text{U}}$	2 s	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{235}\text{U}}$	2 s	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{206}\text{Pb}}$	2 s	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{238}\text{U}}$	2 s	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{235}\text{U}}$	2 s	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{206}\text{Pb}}$	2 s	conc		
1a-2	5700	195	12	0,39	375	0,0552	4	0,4138	16,4	0,0544	15,9	0,25	346	14	352	50	386	357	90
1a-7	1562	103	6	0,65	2985	0,0532	3,3	0,3857	5,6	0,0526	4,6	0,59	334	11	331	16	311	104	107
1a-8	6506	369	21	0,39	1540	0,0519	5,2	0,3821	14	0,0534	13	0,37	326	17	329	40	347	295	94
1a-9	1477	97	6	0,6	2785	0,0563	3,2	0,411	6,5	0,0529	5,7	0,49	353	11	350	19	326	129	108
1a-10	9965	506	30	0,01	17848	0,0644	3	0,4938	4,2	0,0556	3	0,7	402	12	408	14	437	66	92
1a-12	1767	113	8	0,51	3282	0,0608	3,8	0,4531	5,8	0,0541	4,4	0,65	380	14	379	19	373	100	102
1a-14	592	39	2	0,56	1124	0,0560	4,4	0,408	9,4	0,0529	8,4	0,46	351	15	347	28	324	190	108
1a-15	2429	143	10	0,42	2423	0,0639	3,7	0,485	5,4	0,0550	3,9	0,69	400	14	401	18	412	87	97
1a-16	6609	36	14	0,66	5964	0,3294	4,1	5,0149	5,5	0,1104	3,7	0,74	1835	66	1822	48	1806	67	102
1a-18	3467	263	14	0,45	6635	0,0496	3,5	0,3561	6,9	0,0521	5,9	0,51	312	11	309	19	291	136	107
1a-19	1647	108	7	0,64	3037	0,0605	4,3	0,4517	6,1	0,0542	4,4	0,7	378	16	378	20	379	99	100
1a-20	543	35	2	0,38	1037	0,0535	4,3	0,3872	8,6	0,0525	7,5	0,49	336	14	332	25	308	171	109
1a-24	729	46	3	0,4	1366	0,0531	4,7	0,3872	11,6	0,0529	10,7	0,4	334	15	332	34	322	242	104
1a-30	3328	209	14	0,11	4329	0,0684	3,2	0,5197	4,4	0,0552	3,1	0,72	426	13	425	15	418	69	102
1a-33	2881	194	12	0,42	1542	0,0540	3,6	0,3989	14,5	0,0536	14,1	0,25	339	12	341	43	354	318	96
1a-37	8673	38	18	0,41	3984	0,4226	3,8	7,8904	4,7	0,1354	2,7	0,82	2272	74	2219	43	2169	48	105
1a-40	1784	76	8	0,39	2898	0,1032	3,5	0,8757	6,6	0,0616	5,6	0,54	633	21	639	32	659	119	96
1a-44	2416	212	12	0,19	4534	0,0585	4,1	0,4298	5,9	0,0533	4,2	0,7	366	15	363	18	343	96	107
1a-49	4215	383	22	0,26	2770	0,0561	3,6	0,4182	4,6	0,0541	2,9	0,77	352	12	355	14	376	66	94
1a-54	5358	40	16	0,77	4473	0,3269	4,2	5,4005	5	0,1198	2,6	0,85	1823	67	1885	43	1953	47	93
1a-56	897	85	5	0,33	1640	0,0602	4,9	0,4541	9	0,0547	7,5	0,55	377	18	380	29	400	168	94
1a-57	810	88	6	0,75	1508	0,0552	4,4	0,4057	10	0,0533	8,9	0,44	346	15	346	30	343	202	101
1a-58	2031	233	15	0,43	3778	0,0607	2,7	0,4491	4,6	0,0536	3,8	0,59	380	10	377	15	355	85	107
2a-3	3247	157	9	0,55	6187	0,0519	3,4	0,3768	4,9	0,0527	3,5	0,7	326	11	325	14	315	79	104
2a-6	3719	75	8	0,41	3170	0,0985	3,1	0,8357	5	0,0615	4	0,61	606	18	617	24	658	85	92
2a-10	13251	27	15	0,47	7252	0,4959	2,9	10,906	4,2	0,1595	3	0,69	2596	62	2515	40	2450	51	106
2a-11	1841	59	5	0,18	3237	0,0812	3,4	0,64	5,5	0,0572	4,3	0,62	503	17	502	22	499	95	101
2a-12	3824	105	10	0,13	6410	0,0944	2,6	0,7799	4,4	0,0599	3,5	0,59	582	15	585	20	600	77	97
2a-13	4116	105	13	0,64	6840	0,1008	3,5	0,8393	6,3	0,0604	5,3	0,56	619	21	617	30	617	113	100

Número	207Pb/a	Ub (cps)	Pbb (ppm)	Thb (ppm)	206PbC	206PbU	2 s % 235U	207PbC	2 s % 206Pb	2 s % 238U	206Pb rhod (Ma)	207Pb rhod (Ma)	2 s % 235U	206Pb (Ma)	207Pb (Ma)	2 s % 206Pb	2 s % 207Pb	2 s % 207Pb	2 s % 206Pb	2 s % 207Pb
2a-14	892	48	3	0,59	1674	0,0548	2,6	0,4014	9,5	0,0531	9,1	0,27	344	9	343	28	335	206	103	
2a-15	2397	79	6	0,1	4178	0,0835	4,2	0,6633	6,2	0,0576	4,5	0,68	517	21	517	25	515	99	100	
2a-16	2259	110	7	0,46	4273	0,0540	2,3	0,3958	5,1	0,0532	4,6	0,46	339	8	339	15	336	104	101	
2a-19	23330	76	36	0,47	18641	0,4121	3,5	7,3086	4,3	0,1286	2,6	0,8	2224	66	2150	40	2079	45	107	
2a-20	8894	15	8	0,35	4771	0,4652	3,2	12,0167	4,1	0,1873	2,5	0,78	2463	66	2606	39	2719	42	91	
2a-22	22891	33	21	0,26	11279	0,5539	2,9	15,6218	3,5	0,2045	1,9	0,83	2842	68	2854	34	2863	31	99	
2a-27	3168	162	10	0,19	5917	0,0602	2,6	0,4487	4,4	0,0541	3,6	0,59	377	9	376	14	375	81	100	
2a-30	3643	181	10	0	6674	0,0604	2,3	0,4585	3,8	0,0551	3	0,61	378	9	383	12	415	67	91	
2a-31	728	22	2	0,11	1272	0,0899	3,8	0,7123	9,5	0,0575	8,7	0,4	555	20	546	41	510	192	109	
2a-46	1492	56	4	0,85	2802	0,0553	2,3	0,4075	5,5	0,0534	5,1	0,41	347	8	347	16	346	114	100	
2a-47	6401	49	12	1,11	8436	0,1775	3,3	1,8622	5	0,0761	3,7	0,67	1053	33	1068	34	1097	74	96	
2a-52	1932	32	3	0,09	3153	0,1112	2,6	0,9524	7,9	0,0621	7,5	0,32	680	16	679	40	678	160	100	
2a-54	3853	56	6	0,27	6410	0,1019	3	0,8493	4,1	0,0605	2,8	0,72	625	18	624	19	621	61	101	
2a-56	4520	57	6	0,36	7404	0,1073	2,3	0,9059	3,9	0,0613	3,2	0,58	657	14	655	19	649	68	101	

8.2.2 Tabela-Anexo 2.2 - Amostra AM-3 (Formação de Brejeira)

Amostra AM-3 - grauvaque (Formação de Brejeira)

Número	^{207}Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 s %	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 s %	conc %			
1a-3	10774	139	15	0,59	4152	0,0989	1,7	0,82	4,5	0,0602	4,1	0,39	608	10	608	21	610	89	100
1a-4	8463	199	13	0,5	15517	0,0629	1,9	0,47	3,1	0,0547	2,4	0,62	393	7	394	10	399	54	99
1a-6	2659	65	4	0,72	908	0,0592	1,9	0,44	4,8	0,0541	4,4	0,4	371	7	371	15	376	99	98
1a-7	9301	111	13	0,74	3504	0,1072	1,9	0,91	3	0,0615	2,3	0,64	656	12	657	14	658	49	100
1a-8	12158	313	18	0,66	2393	0,0537	1,8	0,39	3,8	0,0532	3,3	0,48	337	6	337	11	336	75	100
1a-10	9644	101	11	0,99	417	0,09	1,8	0,73	12,2	0,0586	12,1	0,14	555	9	555	54	552	265	101
1a-11	15331	110	18	0,38	6063	0,1578	2,1	1,53	2,7	0,0702	1,6	0,79	945	19	942	17	935	33	101
1a-13	3450	71	4	0,34	2641	0,0629	2,1	0,47	10,3	0,0544	10,1	0,2	393	8	392	34	386	227	102
1a-14	2516	57	3	0,2	4709	0,0663	2,3	0,47	5,3	0,0544	4,8	0,43	394	9	393	17	386	108	102
1a-16	17572	246	20	0,66	537	0,0722	2,1	0,56	10,4	0,056	10,2	0,2	449	9	450	39	451	227	100
1a-17	3859	47	6	1,2	1232	0,1091	2,2	0,95	3,2	0,063	2,4	0,68	668	14	677	16	709	51	94
1a-18	32218	164	34	0,35	40763	0,2017	1,8	2,2	2,2	0,0792	1,2	0,84	1185	20	1182	15	1178	23	101
1a-19	173950	285	114	0,33	19296	0,3808	1,8	6,73	2,1	0,1282	1	0,87	2080	32	2077	18	2074	18	100
1a-20	31164	463	49	0,75	1628	0,0968	1,8	0,8	3,1	0,0596	2,5	0,58	596	10	594	14	589	55	101
1a-21	16252	242	23	0,79	1601	0,0859	2,3	0,69	4,4	0,0583	3,8	0,51	531	12	533	19	539	83	99
1a-22	7534	84	7	1,26	499	0,0663	3,2	0,5	10,4	0,0551	9,9	0,3	414	13	415	36	417	222	99
1a-24	7814	170	10	0,44	6364	0,0579	2,7	0,43	8,2	0,0538	7,7	0,33	363	10	363	25	363	174	100
1a-25	2736	26	4	0,66	3292	0,1411	2,1	1,31	4,2	0,0675	3,6	0,51	850	17	851	25	854	75	100
1a-26	3397	48	6	0,98	5646	0,1004	2,1	0,84	4	0,0603	3,4	0,54	617	13	616	19	616	72	100
1a-27	13013	250	22	0,42	2527	0,0548	2,2	0,68	2,8	0,058	1,6	0,81	525	11	526	11	531	35	99
1a-28	23660	461	41	0,76	24890	0,0792	2	0,62	2,6	0,0571	1,6	0,77	491	9	492	10	494	36	99
1a-29	13661	172	22	1,09	2543	0,107	2	0,91	4,1	0,0616	3,5	0,49	656	12	657	20	662	76	99
1a-30	17345	59	17	0,57	12529	0,2705	2,1	3,59	2,8	0,0962	1,9	0,74	1543	29	1547	23	1552	36	99
1a-33	38743	200	44	0,66	2216	0,1956	1,8	2,12	2,2	0,0788	1,3	0,82	1152	19	1157	15	1167	25	99
1a-35	9832	167	23	1,9	16595	0,095	2	0,78	2,9	0,0594	2,1	0,68	585	11	585	13	583	46	100
1a-36	3270	46	6	0,89	5379	0,1054	2,1	0,89	3,3	0,0611	2,5	0,64	646	13	645	16	642	54	101
1a-37	10833	140	16	0,55	17640	0,1076	1,9	0,91	2,6	0,0616	1,8	0,71	659	12	659	13	659	40	100
1a-38	4827	109	7	0,17	8731	0,0663	2	0,5	3,4	0,0551	2,7	0,6	414	8	414	12	415	61	100
1a-39	1075	25	2	0,37	1994	0,0602	2	0,45	5,3	0,0541	5	0,38	377	7	377	17	377	112	100
1a-40	43405	50	24	0,43	31611	0,4402	1,9	8,33	2,3	0,1372	1,3	0,82	2351	37	2267	21	2192	23	107
1a-41	7842	98	7	0,48	1889	0,0721	1,9	0,56	5,4	0,0559	5,1	0,36	449	8	449	20	448	113	100

Número	207Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	206Pb U	204Pb U	206Pb 238U	2 s %	207Pb 235U	2 s %	206Pb rho	207Pb 238U	2 s %	207Pb (Ma)	235U (Ma)	206Pb 2 s	207Pb (Ma)	206Pb conc %
1a-43	2278	32	3	0,77	4054	0,075	2,1	0,58	4	0,0563	3,3	0,54	466	10	463	74	101	
1a-44	2122	32	2	0,22	3821	0,072	3,3	0,55	5,2	0,0559	4,1	0,63	448	14	448	91	100	
1a-46	2407	16	2	0,57	3703	0,1265	2,2	1,13	4,8	0,065	4,3	0,46	768	16	770	26	99	
1a-47	17572	10	6	0,61	10329	0,5035	2,6	11,85	3,1	0,1708	1,6	0,85	2629	57	2593	29	2565	
1a-48	2348	22	3	1,79	4024	0,0916	2,3	0,74	4,6	0,0589	4	0,49	565	12	565	20	87	
1a-51	1357	7	1	0,92	2064	0,1361	2,3	1,24	4,8	0,0661	4,3	0,48	823	18	819	28	89	
1a-52	38426	34	16	0,83	30400	0,4176	1,6	7,3	1,9	0,1268	1	0,85	2250	30	2149	17	2054	
1a-53	4972	24	4	0,96	7405	0,1369	2,6	1,27	3,8	0,0671	2,8	0,68	827	20	831	22	841	
1a-54	5075	64	4	1,12	3000	0,0592	2,4	0,44	6,7	0,054	6,3	0,36	371	9	371	21	141	
1a-55	19279	13	8	2,42	9062	0,3995	1,9	6,95	2,9	0,1262	2,1	0,67	2167	35	2106	26	2046	
1a-57	12356	59	7	0,79	4784	0,1105	1,9	0,94	3,7	0,0618	3,1	0,53	676	13	674	18	668	
1a-58	39351	32	14	0,4	2785	0,4125	2,3	7,55	2,6	0,3227	1,3	0,88	2226	44	2179	24	2134	
1a-59	9621	53	5	0,34	6550	0,1012	1,8	0,84	2,6	0,0605	1,9	0,69	622	11	621	12	620	
1a-61	8867	53	5	0,34	4572	0,0916	1,7	0,74	3,3	0,059	2,9	0,51	565	9	565	14	567	
1a-62	4645	20	3	0,64	756	0,1203	3	1,06	5,8	0,0638	5	0,51	732	21	733	31	735	
1a-63	6399	25	3	0,43	5078	0,1214	2	1,04	3,1	0,0623	2,4	0,64	739	14	725	16	683	
1a-64	32261	40	10	0,48	21891	0,2395	1,7	2,92	2,5	0,0884	1,8	0,7	1384	22	1387	19	1391	
1a-65	75391	50	17	0,02	14125	0,3559	2,7	5,94	3,2	0,1211	1,7	0,85	1963	46	1967	28	1972	
1a-66	2860	15	1	0,38	2668	0,0892	2,3	0,72	4	0,0585	3,3	0,56	551	12	550	17	548	
2a-2	1004	24	2	0,76	591	0,0623	2	0,47	8,4	0,0546	8,1	0,24	389	8	390	28	395	
2a-3	87411	145	53	0,15	35005	0,3668	2,1	6,05	2,6	0,1197	1,5	0,82	2014	37	1984	23	1952	
2a-4	11239	107	15	1,2	12559	0,1155	1,7	1	2,7	0,063	2,1	0,64	705	11	705	14	708	
2a-6	1378	14	2	1,05	2151	0,1156	1,9	1,01	5,9	0,0632	5,6	0,32	705	12	707	31	714	
2a-13	27385	81	16	1,18	122	0,1397	3,5	1,29	8	0,0672	7,2	0,44	843	28	843	47	843	
2a-7	4255	98	6	0,44	7836	0,0625	2	0,47	3,8	0,0546	3,2	0,53	391	8	391	12	396	
2a-10	3902	38	6	1,01	6055	0,1261	1,7	1,12	3,3	0,0645	2,9	0,51	765	12	763	18	758	
2a-11	7833	35	6	0,44	216	0,1432	2,1	1,35	19,8	0,0685	19,7	0,11	863	17	868	123	883	
2a-13	6762	74	10	1	3166	0,1162	1,8	1,01	2,8	0,0632	2,1	0,66	709	12	711	14	716	
2a-14	5929	1119	9	0,67	10635	0,0715	1,7	0,55	3,3	0,0558	2,8	0,51	445	7	445	12	445	
2a-15	242	23	0,5	1726	0,0884	1,9	0,71	3,7	0,0584	3,2	0,5	546	10	546	16	545		
2a-20	18178	3071	4	1,24	4962	0,1091	2,9	0,93	5,2	0,0618	4,4	0,56	668	19	668	26	668	
2a-21																	93	
																	100	

8.2.3 Tabela-Anexo 2.3 - Amostra TH-5 (Formação de Brejeira)

Número	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	$\frac{\text{Th}^b}{\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{238}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{235}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{206}\text{Pb}}$	2 s %	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	(Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	(Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	(Ma)	conc %	
1a-2	2355	42	5	1,35	4044	0,0860	2,3	0,69	4,7	0,0581	4,1	0,48	532	12	532	20	533	90	100
1a-3	4719	74	9	1,24	7720	0,1048	2,1	0,88	4,1	0,0608	3,5	0,51	643	13	641	20	634	76	101
1a-4	4933	66	9	1,17	7948	0,1112	2,4	0,95	3,6	0,0622	2,7	0,67	680	15	680	18	681	57	100
1a-5	2290	56	5	1,81	1679	0,0700	2,3	0,54	4,6	0,0554	3,9	0,5	436	10	435	16	430	88	101
1a-6	5448	97	11	1,57	6051	0,0907	2,4	0,73	3,4	0,0586	2,4	0,7	560	13	558	15	553	53	101
1a-7	536	9	1	1,13	854	0,0942	3	0,77	6,7	0,0596	6	0,44	581	17	582	30	589	131	99
1a-8	6119	97	10	0,42	10161	0,0980	2,4	0,81	3,4	0,0600	2,4	0,71	602	14	603	16	603	52	100
1a-9	5137	12	5	1,16	4578	0,3332	2,3	5,16	3,4	0,1124	2,6	0,66	1854	36	1847	29	1839	46	101
1a-10	1522	42	4	1,5	2056	0,0683	2,7	0,52	6,2	0,0553	5,6	0,44	426	11	426	22	424	124	100
1a-11	1823	51	4	0,76	2395	0,0665	2,3	0,51	5,2	0,0551	4,7	0,44	415	9	415	18	416	105	100
1a-13	6477	23	8	0,89	3308	0,2948	2,2	4,11	3,2	0,1010	2,3	0,69	1666	32	1655	26	1642	43	101
1a-14	7043	177	17	1,86	4368	0,0710	2,3	0,54	3,3	0,0556	2,3	0,7	442	10	441	12	437	52	101
1a-15	3038	46	5	0,51	4943	0,1076	2,4	0,91	3,6	0,0614	2,7	0,67	659	15	657	18	653	58	101
1a-17	1037	17	2	1,08	1734	0,0963	2,4	0,8	5,7	0,0599	5,1	0,42	593	14	594	26	600	111	99
1a-18	40655	148	45	0,34	22971	0,2994	2,5	4,25	3,1	0,1029	1,8	0,81	1688	38	1683	26	1677	34	101
1a-19	7866	72	13	0,54	10769	0,1723	2,3	1,73	3,1	0,0729	2	0,74	1025	22	1020	20	1010	42	101
1a-20	4556	50	8	0,75	6779	0,1415	2,1	1,32	3,7	0,0674	3,1	0,57	853	17	852	22	850	64	100
1a-21	32497	70	29	0,45	25215	0,3828	2,4	6,81	2,9	0,1290	1,5	0,85	2089	44	2087	26	2085	26	100
1a-22	3716	60	7	0,81	1559	0,1049	2,6	0,88	4,7	0,0610	4	0,55	643	16	642	23	640	85	101
1a-25	2219	38	5	1,26	3651	0,1024	2,4	0,86	5,5	0,0608	5	0,43	629	14	629	26	632	108	100
1a-27	3618	97	8	1,19	6521	0,0699	2,3	0,54	3,4	0,0556	2,5	0,68	435	10	435	12	436	56	100
1a-28	2331	39	6	1,87	3815	0,1060	2,6	0,9	5,4	0,0613	4,7	0,48	649	16	649	26	649	101	100
1a-29	3405	72	7	0,77	5787	0,0905	2,3	0,73	4,3	0,0588	3,7	0,54	558	13	559	19	561	80	100
1a-30	3714	77	7	0,4	6247	0,0944	2,4	0,77	4,6	0,0594	3,9	0,52	581	13	581	21	582	85	100
1a-31	8796	123	13	0,52	14392	0,1049	2,3	0,88	3	0,0610	1,9	0,76	643	14	642	14	639	41	101
1a-32	15708	29	12	0,64	11963	0,3814	2,3	6,89	2,9	0,1311	1,8	0,79	2083	41	2098	26	2112	31	99
1a-33	21650	46	17	0,12	17387	0,3727	2,2	6,39	2,8	0,1244	1,8	0,77	2042	38	2031	25	2020	32	101
1a-36	2490	74	6	0,86	4482	0,0696	2,4	0,53	4,6	0,0554	3,9	0,52	434	10	433	16	430	88	101
1a-37	4913	78	8	0,04	8006	0,1061	2,6	0,89	3,6	0,0612	2,5	0,72	650	16	649	17	646	54	101
1a-38	954	23	2	0,7	1409	0,0774	2,7	0,6	9	0,0566	8,5	0,3	481	13	480	35	477	189	101
1a-39	2237	49	5	1,25	3853	0,0777	2,5	0,61	5,1	0,0568	4,4	0,49	482	12	483	20	484	98	100

Número	207Pb/a	Ub (cps)	Pbb (ppm)	Thb (ppm)	204Pb 204U	206PbC 238U	2 s %	207PbC 235U	2 s %	206Pb 206PbC	2 s %	207PbC 238U	2 s %	206Pb 206PbC	2 s %	207Pb 235U	2 s %	207Pb 206Pb	2 s %	207Pb (Ma)	206Pb (Ma)	2 s conc %
1a-40	4381	90	11	2,79	7504	0,0832	2,4	0,66	3,7	0,0576	2,8	0,65	515	12	515	15	516	62	100			
1a-42	16559	103	17	0,26	22679	0,1721	2,3	1,73	2,9	0,0729	1,7	0,81	1024	22	1020	19	1011	34	101			
2a-2	4039	92	7	0,55	7260	0,0728	1,2	0,56	3	0,0559	2,7	0,4	453	5	452	11	448	61	101			
2a-4	3843	62	8	1,75	6575	0,0903	1,9	0,73	4,7	0,0588	4,3	0,41	557	10	558	20	559	94	100			
2a-5	8748	120	16	1,23	6728	0,1096	1,1	0,93	2,1	0,0617	1,7	0,53	670	7	669	10	664	37	101			
2a-6	95559	168	76	0,83	75942	0,3851	1,1	6,71	1,3	0,1264	0,7	0,85	2100	20	2074	12	2049	13	103			
2a-7	7498	9	5	1,25	5008	0,4557	2,1	9,46	2,9	0,1505	2	0,72	2421	42	2383	27	2352	35	103			
2a-8	12092	21	10	1,02	2173	0,3687	1,3	6,27	2,1	0,1233	1,7	0,59	2023	22	2014	19	2005	30	101			
2a-9	3491	53	6	0,82	2661	0,1028	1,5	0,86	3,2	0,0605	2,8	0,47	631	9	629	15	622	61	101			
2a-10	3240	40	5	0,98	5212	0,1126	1,6	0,97	3,1	0,0624	2,7	0,51	688	10	688	16	689	57	100			
2a-11	3780	44	5	0,76	6198	0,1090	1,9	0,93	3,6	0,0616	3	0,53	667	12	666	18	662	65	101			
2a-13	4899	69	9	1,37	8130	0,1031	1,1	0,86	3,2	0,0608	3	0,35	633	7	632	15	631	65	100			
2a-14	2585	60	4	0,68	4720	0,0670	1,7	0,51	3	0,0551	2,5	0,56	418	7	418	10	418	56	100			
2a-15	23143	33	16	0,85	6884	0,4080	1,7	7,57	2,3	0,1345	1,5	0,75	2206	32	2181	21	2157	26	102			
2a-16	31599	72	27	0,7	28728	0,3313	1,9	5,04	2,5	0,1104	1,6	0,77	1844	31	1827	21	1807	29	102			
2a-17	6579	97	11	0,9	8269	0,1014	1,8	0,85	3,6	0,0605	3,2	0,48	622	10	622	17	622	69	100			
2a-18	3487	34	6	1,11	2106	0,1405	1,5	1,3	4,5	0,0672	4,3	0,32	848	12	847	26	845	89	100			
2a-19	6285	71	9	1,04	10082	0,1140	2	0,99	3,1	0,0627	2,4	0,65	696	13	697	16	699	51	100			
2a-20	3245	61	7	1,6	1834	0,1039	1,2	0,89	7,3	0,0618	7,2	0,16	637	7	644	36	668	155	95			
2a-21	6524	88	11	1,12	10530	0,1097	1,5	0,94	3,1	0,0619	2,7	0,49	671	10	671	15	672	58	100			
2a-22	5335	113	9	0,94	9691	0,0667	1,8	0,51	3,8	0,0551	3,4	0,47	416	7	416	13	416	75	100			
3a-4	8442	82	10	0,58	13310	0,1164	3	1,02	3,7	0,0633	2,2	0,81	710	20	712	19	719	46	99			
3a-5	7446	43	8	0,54	4974	0,1703	2,5	1,71	3,3	0,0728	2,2	0,75	1014	24	1012	22	1009	45	100			
3a-6	11268	13	7	1,07	8650	0,4042	2,8	7,23	3,4	0,1298	2	0,82	2188	52	2141	31	2095	35	104			
3a-7	4008	70	6	1,14	7197	0,0716	2,8	0,55	5,1	0,0559	4,2	0,55	446	12	446	19	448	94	100			
3a-8	4431	38	5	0,47	6810	0,1269	2,9	1,14	4,5	0,0650	3,5	0,65	770	21	772	25	775	73	99			
3a-9	7203	38	10	1,94	6507	0,1820	2,4	1,88	3,1	0,0748	2	0,78	1078	24	1074	21	1064	40	101			
3a-10	23536	183	27	1,24	2963	0,1262	2,7	1,16	4,3	0,0665	3,4	0,63	766	20	780	24	821	71	93			
3a-11	12806	156	18	0,87	21015	0,1036	2,9	0,87	3,4	0,0609	1,8	0,86	636	18	636	16	636	38	100			
3a-12	3212	37	4	0,58	5343	0,1000	2,7	0,83	3,9	0,0601	2,8	0,69	614	16	613	18	608	61	101			
3a-13	3394	41	4	0,6	5612	0,1014	2,9	0,85	4,3	0,0605	3,2	0,67	623	17	622	20	620	68	100			
3a-14	3550	45	4	0,78	3139	0,0870	2,6	0,71	4,3	0,0594	3,4	0,6	538	13	546	18	582	74	93			
3a-16	129661	189	79	0,41	52626	0,3894	2,6	7,09	2,7	0,1321	0,9	0,94	2120	47	2123	25	2125	16	100			
3a-17	8081	97	11	0,78	13086	0,1065	2,7	0,9	3,6	0,0613	2,4	0,75	652	17	652	17	650	51	100			
3a-18	5619	32	6	0,42	7634	0,1780	2,8	1,82	3,6	0,0742	2,4	0,76	1056	27	1053	24	1046	48	101			

Número	207Pba	Ub	Pbb	Thb	206Pbc	206Pbc	2 s	207Pbc	2 s	207Pbc	2 s	rhod	206Pb	2 s	207Pb	2 s	207Pb	2 s	conc %	
	(cps)	(ppm)	(ppm)	U	204Pb	238U	%	235U	%	206Pb	%	238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb	(Ma)	207Pb	(Ma)	
3a-19	26555	303	30	0,09	43367	0,1056	2,5	0,89	2,8	0,0612	1,2	0,91	647	16	647	13	646	25	100	
3a-20	6264	124	9	0,75	11209	0,0691	2,6	0,53	4	0,0556	3,1	0,64	431	11	432	14	437	69	99	
3a-21	4477	53	6	1	2308	0,0988	2,6	0,82	10,4	0,0599	10,1	0,25	607	15	606	48	599	218	101	
3a-22	4591	70	7	0,88	7814	0,0899	2,6	0,73	3,7	0,0588	2,6	0,71	555	14	555	16	558	58	99	
3a-24	2959	36	5	1,36	4732	0,1116	2,9	0,96	4,1	0,0623	2,9	0,71	682	19	683	21	684	62	100	
3a-25	2592	29	4	0,97	1187	0,1124	2,6	0,97	4,3	0,0624	3,5	0,6	687	17	687	22	689	74	100	
3a-26	5771	75	10	1,4	9392	0,1055	2,6	0,89	3,6	0,0614	2,4	0,74	647	16	648	17	654	51	99	
3a-27	3237	37	6	2,47	4367	0,1122	2,9	0,96	6	0,0623	5,2	0,49	685	19	685	30	685	112	100	
3a-28	3877	59	6	1,04	1645	0,0933	3	0,76	4,5	0,0593	3,3	0,68	575	17	576	20	579	71	99	
3a-29	7955	114	12	0,39	13122	0,1022	2,9	0,86	3,7	0,0607	2,3	0,78	628	17	627	17	627	49	100	
3a-30	20092	13	10	1,29	8946	0,6097	2,6	18,87	3,1	0,2244	1,6	0,85	3069	65	3035	30	3013	26	102	
3a-31	3989	54	6	0,88	6644	0,0971	2,8	0,8	4	0,0599	2,9	0,69	597	16	598	18	600	63	100	
3a-32	2551	78	5	1,02	4770	0,0560	2,5	0,41	4,4	0,0534	3,6	0,58	351	9	351	13	348	81	101	
3a-35	3124	52	5	0,89	5255	0,0926	3,2	0,76	4,9	0,0592	3,7	0,66	571	17	572	22	576	80	99	
3a-36	4940	68	9	1,32	7958	0,1108	2,6	0,95	3,6	0,0621	2,5	0,73	677	17	678	18	678	53	100	
3a-37	5547	80	9	0,91	9119	0,1025	2,7	0,86	4	0,0610	3	0,67	629	16	631	19	639	64	99	
3a-38	7824	116	12	0,79	12973	0,0954	2,6	0,79	3,4	0,0602	2,2	0,77	587	15	592	15	612	47	96	
3a-39	3012	34	4	1,43	5128	0,0974	3,1	0,8	4,8	0,0597	3,6	0,65	599	18	598	22	592	78	101	
3a-40	2065	29	4	2,22	2315	0,0881	2,8	0,71	5,1	0,0582	4,2	0,56	544	15	543	22	538	92	101	
3a-41	3029	33	4	1,12	3395	0,1072	2,9	0,91	4,8	0,0614	3,9	0,59	657	18	656	24	655	83	100	
3a-42	4664	57	7	1,69	7873	0,0933	2,7	0,76	3,9	0,0591	2,8	0,7	575	15	574	17	571	60	101	
3a-43	29880	107	24	0,58	36344	0,2124	2,6	2,39	2,9	0,0815	1,4	0,88	1242	29	1238	21	1233	27	101	
3a-44	57829	52	29	0,36	32607	0,4984	2,9	12,18	3,8	0,1773	2,5	0,76	2607	63	2618	37	2628	41	99	
3a-46	19051	45	12	0,44	20768	0,2585	2,6	3,27	3,2	0,0917	1,9	0,81	1482	34	1473	25	1461	35	101	
3a-47	14830	14	7	0,96	10741	0,4139	2,6	7,87	3	0,1379	1,6	0,85	2233	49	2216	28	2201	101		
3a-48	9678	83	9	0,72	15982	0,1008	2,9	0,84	3,4	0,0604	1,8	0,86	619	17	619	16	618	38	100	
3a-49	55136	55	23	0,57	28415	0,3756	2,6	6,68	2,8	0,1290	1,1	0,92	2056	46	2070	25	2084	19	99	
3a-50	5032	62	5	0,79	8913	0,0750	2,6	0,58	3,8	0,0564	2,8	0,67	466	12	466	14	468	63	100	
3a-55	6300	40	5	0,9	10351	0,1034	2,7	0,87	3,7	0,0608	2,5	0,73	634	16	634	17	633	53	100	
3a-57	6272	30	4	0,47	9472	0,1280	2,7	1,17	3,5	0,0663	2,2	0,77	777	20	787	20	815	47	95	
3a-58	6607	21	5	2,03	9023	0,1708	2,8	1,73	3,8	0,0734	2,6	0,74	1017	26	1019	25	1025	52	99	
3a-59	4724	28	3	1,17	5160	0,1016	2,9	0,85	4	0,0607	2,9	0,71	624	17	624	19	627	62	99	

Número	207Pb/a (cps)	Ub (ppm)	Pbb (ppm)	Thb (ppm)	206PbC 204Pb U	206PbC 238U	2 s % 235U	207PbC 2 s % 206Pb	2 s % 207PbC	2 s % 206Pb	rhod 238U (Ma)	206Pb 235U (Ma)	2 s % 207Pb	2 s % 206Pb (Ma)	conc %				
3a-60	2971	13	2	0,87	2590	0,1242	2,9	1,1	4,3	0,0642	3,3	0,66	755	20	747	69	101		
3a-62	3097	15	2	1,1	5008	0,1096	2,8	0,93	4,6	0,0618	3,7	0,61	671	18	670	23	667	78	100
3a-63	2362	27	2	0,54	4424	0,0559	3	0,41	4,8	0,0534	3,8	0,62	351	10	350	14	347	86	101
3a-64	9169	71	6	0,17	15873	0,0831	3	0,66	4,3	0,0577	3	0,7	514	15	515	17	517	66	100
3a-65	1902	16	1	1,05	3445	0,0677	2,8	0,51	4,5	0,0552	3,5	0,62	422	11	422	15	420	78	100
3a-66	6355	30	4	1,13	10192	0,1097	2,6	0,94	3,7	0,0520	2,6	0,7	671	17	671	18	673	57	100

8.2.4 Tabela-Anexo 2.4 - Amostra ST-3 (Formação dos Arenitos de Silves)

Amostra ST-3 - arenito (Fm. dos Arenitos de Silves)																			
Número	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{238}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{235}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{206}\text{Pb}}$	2 s %	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{238}\text{U}}$	2 s (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{235}\text{U}}$	2 s (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{206}\text{Pb}}$	2 s (Ma)	conc %	
1a-1	8587	250	19	0,17	15175	0,07789	3,5	0,6103	4,5	0,05682	2,8	0,78	484	16	484	17	485	62	100
1a-2	5029	128	12	0,36	8502	0,09078	3,1	0,7432	3,9	0,05938	2,4	0,78	560	17	564	17	581	53	96
1a-3	10052	277	24	0,2	9863	0,08223	3,5	0,6826	4,4	0,05808	2,6	0,8	527	18	528	18	533	58	99
1a-4	12771	582	35	0,44	23954	0,05427	3	0,4003	3,9	0,05349	2,5	0,76	341	10	342	11	350	57	97
1a-5	3100	130	8	0,32	5740	0,05605	3,1	0,4193	4,6	0,05425	3,3	0,69	352	11	356	14	382	74	92
1a-6	21822	453	55	0,53	35479	0,10491	3,1	0,8882	3,9	0,0614	2,3	0,8	643	19	645	19	653	50	98
1a-7	2626	62	7	0,68	4421	0,09676	2,9	0,7945	5	0,05956	4	0,59	595	17	594	23	587	87	101
1a-9	5946	285	20	0,8	11154	0,05584	2,8	0,4124	4,2	0,05356	3,1	0,67	350	9	351	12	353	70	99
1a-12	9345	432	25	0,23	17355	0,05642	3,1	0,4188	3,8	0,05384	2,2	0,81	354	11	355	11	364	50	97
1a-13	12924	419	31	0,15	23013	0,07533	4,3	0,5851	5,8	0,05633	3,9	0,75	468	20	468	22	465	86	101
1a-14	11265	103	21	0,26	13821	0,19112	3,3	2,1567	3,6	0,08184	1,6	0,9	1127	34	1167	25	1242	31	91
1a-15	6218	302	20	0,38	11458	0,06262	3,2	0,4701	4,6	0,05444	3,3	0,7	392	12	391	15	389	73	101
1a-16	84850	153	88	0,32	51802	0,51218	2,7	11,6257	3,2	0,16463	1,7	0,85	2666	60	2575	31	2504	29	106
1a-18	9118	228	28	0,57	14533	0,10636	3	0,9302	4,7	0,05343	3,6	0,64	652	18	668	23	723	76	90
1a-20	12271	549	34	0,08	22639	0,06477	3	0,48559	3,5	0,05441	1,9	0,84	405	12	402	12	388	43	104
1a-21	3178	36	9	1,04	4131	0,17576	4,6	1,8625	6,4	0,07685	4,4	0,72	1044	45	1068	43	1117	88	93
1a-22	2796	138	9	0,4	5247	0,06166	3,2	0,456	4,9	0,05364	3,7	0,66	386	12	382	16	356	83	108
1a-23	2077	54	7	0,82	3492	0,09742	3,1	0,8062	6,2	0,06002	5,4	0,49	599	18	600	28	604	116	99
1a-24	3237	167	11	0,44	6078	0,05807	2,6	0,4301	4,5	0,05372	3,7	0,57	364	9	363	14	359	84	101
1a-26	5349	145	19	0,87	8948	0,10267	3,4	0,8497	4,5	0,06002	3,1	0,74	630	20	624	21	604	67	104
1a-28	16437	552	45	0,2	9731	0,08202	2,9	0,6596	3,5	0,05833	1,8	0,85	508	14	514	14	542	40	94
1a-29	835	9	2	0,21	1081	0,18321	4,6	1,9672	7,9	0,07788	6,4	0,59	1084	46	1104	55	1144	127	95
1a-32	7455	439	26	0,37	13953	0,05548	2,9	0,4105	4	0,05367	2,8	0,73	348	10	349	12	357	62	97
1a-33	2747	158	10	0,4	5159	0,05791	3,1	0,4288	4,8	0,0537	3,6	0,65	363	11	362	15	358	82	101
1a-36	2163	121	7	0,33	4026	0,05828	3,3	0,4343	5,7	0,05404	4,7	0,57	365	12	366	18	373	107	98
1a-37	11870	445	37	0,18	20779	0,08484	2,8	0,6723	3,8	0,05747	2,5	0,74	525	14	522	16	509	56	103
1a-42	10476	643	39	0,24	9810	0,05917	3,4	0,4459	4,1	0,05465	2,3	0,83	371	12	374	13	398	52	93
1a-44	3512	207	13	0,31	6582	0,06274	3,3	0,4645	4,9	0,05369	3,7	0,66	392	12	387	16	358	83	110
1a-45	31904	162	64	0,59	28506	0,3262	3,3	5,059	3,7	0,11248	1,7	0,89	1820	52	1829	32	1840	31	99
1a-46	13550	418	48	0,44	22503	0,10201	3,1	0,8519	3,9	0,06057	2,3	0,81	626	19	626	18	624	49	100
1a-48	4606	303	18	0,3	8560	0,05567	2,8	0,415	4,2	0,05407	3,2	0,67	349	10	353	13	374	71	93

Número	207Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	T _h ^b U	206Pb ^c 238U	2 s %	207Pb ^c 235U	2 s %	206Pb ^c 207Pb	2 s %	207Pb ^c 235U	2 s %	207Pb ^c 206Pb	2 s %	conc (Ma)				
1a-49	4553	286	16	0,31	8439	0,05406	3,2	0,3997	4,2	0,05362	2,7	0,76	339	11	341	12	355	62	96
1a-50	4713	92	13	0,12	7104	0,14222	3	1,3083	4,6	0,06672	3,4	0,66	857	25	849	27	829	72	103
1a-53	8116	366	29	0,18	14135	0,07806	3,3	0,6207	4,1	0,05767	2,4	0,8	485	15	490	16	517	53	94
1a-56	39482	288	107	0,62	39381	0,30489	3,6	4,1873	4	0,09961	1,8	0,89	1716	54	1672	33	1617	34	106
1a-58	13057	941	54	0,3	8008	0,05409	3,5	0,4017	4,6	0,05386	2,9	0,77	340	12	343	13	365	65	93
1a-59	10645	748	45	0,35	20086	0,05597	3,5	0,4103	3,9	0,05317	1,7	0,9	351	12	349	11	336	38	104
2a-1	7489	125	14	0,11	11736	0,11304	3,7	0,9961	5	0,06391	3,4	0,74	690	24	702	26	739	71	93
2a-3	4290	91	9	0,23	7187	0,09941	3,5	0,8176	5,9	0,05965	4,7	0,6	611	20	607	27	591	102	103
2a-4	2627	104	9	1,39	4914	0,05659	2,9	0,4214	5	0,054	4	0,58	355	10	357	15	371	91	96
2a-5	3571	138	9	0,49	6711	0,05501	3,6	0,4041	5,3	0,05328	4	0,66	345	12	345	16	341	90	101
2a-10	4620	93	9	0,28	1992	0,09833	2,9	0,7999	4,7	0,05888	3,7	0,61	606	17	597	21	563	81	108
2a-12	30117	89	34	0,12	24113	0,37234	3,1	6,4251	3,5	0,12515	1,4	0,91	2040	55	2036	31	2031	25	100
2a-14	1926	36	4	0,56	3042	0,10827	3,6	0,9489	6,4	0,06357	5,3	0,57	663	23	678	32	727	111	91
2a-16	53402	190	69	0,33	47581	0,32959	2,8	5,1452	3,7	0,11322	2,4	0,75	1836	45	1844	32	1852	44	99
2a-18	5391	237	16	0,36	6513	0,06248	3,1	0,4703	4,6	0,05459	3,3	0,69	391	12	391	15	396	75	99
2a-19	5028	218	13	0,39	9548	0,05204	3,2	0,3789	4,8	0,05281	3,5	0,67	327	10	326	13	320	80	102
2a-21	3050	64	7	0,28	5104	0,10593	3,1	0,875	4,9	0,05991	3,8	0,63	649	19	638	23	600	82	108
2a-23	9329	28	12	0,4	2672	0,38486	3,2	6,7769	4,1	0,12771	2,6	0,77	2099	57	2083	37	2067	46	102
2a-24	3297	150	9	0,43	6208	0,05637	2,9	0,4139	4	0,05326	2,8	0,71	354	10	352	12	340	64	104
2a-25	2545	111	8	0,59	4751	0,05954	3,1	0,4426	5,5	0,05392	4,5	0,56	373	11	372	17	368	102	101
2a-29	1278	29	5	1,57	2125	0,10287	3,1	0,8556	7,6	0,06032	6,9	0,41	631	19	628	36	615	149	103
2a-30	3072	143	9	0,42	5693	0,0583	3,2	0,4337	4,9	0,05396	3,8	0,65	365	11	366	15	369	85	99
2a-32	53759	211	75	0,17	42556	0,33579	4,6	5,8795	5,4	0,12699	2,8	0,85	1866	75	1958	48	2057	49	91
2a-33	27921	97	41	0,52	22505	0,35401	2,6	6,062	3	0,1242	1,5	0,86	1954	44	1985	27	2017	27	97
2a-34	5359	277	18	0,64	5049	0,05482	2,7	0,3991	3,7	0,05279	2,5	0,74	344	9	341	11	320	56	108
2a-35	2646	119	9	0,72	3537	0,06061	3,2	0,453	5,5	0,0542	4,4	0,59	379	12	379	17	379	99	100
2a-42	32689	75	32	0,36	25834	0,3845	3	6,7039	3,7	0,12645	2,2	0,81	2097	54	2073	33	2049	38	102
2a-43	2860	108	7	0,4	5360	0,05566	3,1	0,4098	4,5	0,0534	3,3	0,68	349	10	349	13	346	75	101
2a-44	6298	106	13	0,48	10452	0,11072	3,1	0,9213	3,8	0,06035	2,2	0,81	677	20	663	19	616	48	110
2a-45	2637	28	5	0,63	3873	0,13587	3,1	1,2752	4,2	0,06807	2,9	0,72	821	24	835	24	871	60	94
2a-46	6006	124	11	0,31	10640	0,08437	2,7	0,65386	3,8	0,05662	2,7	0,7	522	13	514	16	477	61	110
2a-47	8962	18	7	0,26	7421	0,37562	2,9	6,2368	3,4	0,12107	1,7	0,86	2046	51	2010	30	1972	30	104

Número	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	$\frac{\text{Th}^b}{\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{205}\text{Pb}^c}{^{238}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{235}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{206}\text{Pb}}$	2 s %	$\frac{^{205}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 s (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 s (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 s (Ma)	conc %	
2a-48	4358	123	7	0,29	8157	0,05866	2,6	0,4327	3,9	0,0535	2,9	0,67	367	9	355	12	350	65	105
2a-50	2992	80	5	0,44	5636	0,05559	3	0,4078	4,6	0,05321	3,5	0,65	349	10	347	14	338	80	103
2a-51	1733	44	3	0,21	3190	0,06138	2,8	0,4675	6,9	0,0547	6,3	0,4	388	10	339	23	400	142	97
2a-53	4651	116	7	0,42	8628	0,05372	3,5	0,3991	4,5	0,05389	2,9	0,77	337	12	341	13	366	65	92
2a-56	3974	58	5	0,17	6903	0,08554	3,1	0,6796	4,2	0,05763	2,9	0,73	529	16	527	18	516	64	103
2a-57	1118	23	2	0,35	2073	0,06228	3,4	0,4646	6,5	0,0541	5,6	0,52	389	13	387	21	375	125	104
2a-60	6229	8	4	0,57	5061	0,40957	3,2	6,9627	4,1	0,12327	2,5	0,79	2213	61	2107	37	2004	45	110

8.2.5 Tabela-Anexo 2.5 - Amostra SC-4 (Formação dos Arenitos de Silves)

Amostra SC4 - arenito (Fm. dos Arenitos de Silves)

Número	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	U^b (ppm)	Pb^b (ppm)	Th^b (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{238}\text{U}}$ %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{235}\text{U}}$ %	$\frac{2\text{s}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{2\text{s}}{^{207}\text{Pb}}$ %	$\frac{206\text{Pb}^d}{^{238}\text{U}}$ %	$\frac{2\text{s}}{^{207}\text{Pb}}$ (Ma)	$\frac{2\text{s}}{^{206}\text{Pb}}$ (Ma)	conc %						
1a-1	5564	169	23	0,35	8238	0,13059	2,7	1,2229	4,5	0,06792	3,6	0,59	791	20	866	76	91		
1a-4	1089	85	5	0,5	2057	0,05702	3	0,4165	7	0,05298	6,3	0,43	358	10	354	21	328	143	109
1a-5	2000	145	9	0,41	3688	0,0571	2,9	0,4269	5,5	0,05423	4,6	0,53	358	10	361	17	381	105	94
1a-8	5793	34	12	0,19	4830	0,33945	2,6	5,6007	4,2	0,11966	3,3	0,61	1884	42	1916	37	1951	59	97
1a-13	1119	81	5	0,41	2112	0,05558	2,1	0,4072	4,8	0,05313	4,3	0,43	349	7	347	14	334	99	104
1a-15	985	44	4	0,39	1656	0,08983	2,6	0,7392	7,6	0,05968	7,2	0,34	555	14	562	33	592	155	94
1a-17	1217	89	7	1,04	2261	0,05747	3	0,4268	6,2	0,05387	5,5	0,48	360	10	361	19	365	124	99
1a-19	3199	237	14	0,18	5928	0,0605	2,3	0,4516	4,4	0,05413	3,7	0,53	379	9	378	14	377	83	101
1a-20	1909	62	7	0,15	2458	0,10813	2,4	0,9211	6,1	0,06178	5,6	0,4	662	15	663	30	667	120	99
1a-22	3607	171	15	0,31	6242	0,08667	2	0,6956	3,5	0,05821	2,9	0,56	536	10	536	15	538	63	100
1a-25	4306	164	20	0,5	3111	0,10834	3,1	0,9185	6,5	0,06149	5,8	0,47	663	19	662	32	656	124	101
2a-1	4805	1115	7	0,32	8897	0,06171	3,3	0,4601	4,7	0,05407	3,3	0,7	386	12	384	15	374	75	103
2a-2	41689	72	30	0,44	7688	0,39606	3,3	0,8179	3,6	0,12485	1,4	0,92	2151	60	2088	32	2027	24	106
2a-4	4386	61	7	1,1	7274	0,10473	3,4	0,8731	4,9	0,06046	3,5	0,69	642	21	637	23	620	76	104
2a-5	5001	60	9	1,6	6333	0,11631	3,9	0,0042	4,8	0,06261	2,8	0,81	709	26	706	25	695	60	102
2a-6	3192	43	5	0,51	2693	0,10622	3,4	0,9093	5,7	0,06209	4,6	0,6	651	21	657	28	677	99	96
2a-8	27705	222	39	1,02	6637	0,15017	3,1	1,4838	3,4	0,07166	1,4	0,91	902	26	924	21	976	29	92
2a-10	26679	46	25	1,84	20727	0,40395	3,3	7,9996	4,1	0,12926	2,3	0,82	2187	62	2136	37	2088	41	105
2a-11	11611	194	21	1,19	19527	0,09007	3,5	0,7402	4,5	0,05961	2,8	0,78	556	19	563	20	589	61	94
2a-15	13131	151	18	0,4	7534	0,11945	3,1	0,0723	3,7	0,0651	2	0,84	727	21	740	20	778	42	94
2a-16	3830	58	6	0,7	6317	0,10289	3,6	0,8609	5,2	0,06068	3,8	0,68	631	21	631	25	628	82	101
2a-18	5309	78	9	0,72	2545	0,10946	3,1	0,9201	4,2	0,06096	2,8	0,74	670	20	662	21	638	61	105
2a-19	35201	62	26	0,37	6967	0,40044	2,9	6,9887	3,4	0,12658	1,7	0,87	2171	54	2110	30	2051	29	106
2a-20	2776	48	6	2,21	1602	0,09298	3,6	0,7484	4,9	0,05838	3,3	0,74	573	20	567	22	544	73	105
2a-21	11396	62	14	0,6	4350	0,21623	3,1	2,4294	4	0,08149	2,5	0,78	1262	36	1251	29	1233	50	102
2a-22	3077	45	6	0,91	5018	0,11435	3,6	0,9685	5,9	0,06143	4,7	0,61	698	24	688	30	654	101	107
2a-23	9570	145	20	1,34	4791	0,11024	4,2	0,9286	5,7	0,06109	3,8	0,75	674	27	667	28	643	81	105
2a-27	1770	41	3	1,08	3150	0,07444	3,4	0,5765	6,2	0,05617	5,2	0,54	463	15	462	23	459	115	101
2a-28	13363	35	13	0,66	12482	0,32712	3,5	4,8167	4,2	0,10679	2,2	0,85	1824	56	1788	36	1745	40	105
2a-30	29890	60	24	0,19	23680	0,40148	3,4	6,9961	3,9	0,12638	1,9	0,88	2176	64	2111	35	2048	33	106
2a-32	7826	129	14	0,14	12608	0,11645	4,1	0,9927	5,1	0,06182	3,1	0,79	710	27	700	26	668	67	106

Número	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	$\frac{\text{Th}^b}{\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{238}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{235}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{206}\text{Pb}}$	2 s %	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	rho ^d	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 s (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 s (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 s (Ma)	conc %
2a-33	8208	119	14	0,55	13197	0,11329	3,6	0,9732	4,4	0,0623	2,6	0,81	692	24	690	22	685	55	101	
2a-35	2928	45	5	0,74	4733	0,10712	3,8	0,9163	5,4	0,06204	3,8	0,7	656	24	660	26	676	82	97	
2a-36	11419	31	14	1,86	10261	0,35092	3,2	5,3876	3,8	0,11135	2,1	0,83	1939	53	1883	33	1822	38	106	
2a-37	7164	51	10	0,87	9675	0,18294	3,4	1,8758	4,8	0,07437	3,3	0,71	1083	34	1073	32	1051	67	103	
2a-45	6091	60	7	0,77	9858	0,10065	3,7	0,856	5,4	0,06168	3,9	0,68	618	22	628	26	663	84	93	
2a-48	1371	25	2	0,65	691	0,06217	3,2	0,4678	7,3	0,05457	6,6	0,43	389	12	390	24	395	148	98	
2a-50	6198	27	5	0,33	4381	0,17839	3,8	1,8339	5	0,07435	3,3	0,75	1061	37	1058	34	1051	67	101	
2a-52	3561	14	3	0,84	3275	0,1754	3,9	1,7858	5,6	0,07384	4	0,7	1042	38	1040	37	1037	80	100	
2a-53	4041	62	4	0,45	7530	0,06053	4	0,4492	5,2	0,05382	3,2	0,78	379	15	377	16	364	73	104	
2a-55	5001	47	4	0,45	8354	0,09032	3,2	0,7481	4,6	0,06007	3,3	0,7	557	17	567	20	606	71	92	
2a-56	16841	14	7	1,43	4103	0,40811	3,4	7,4101	4	0,13169	2,1	0,84	2206	63	2162	36	2121	38	104	
2a-57	1815	25	2	0,89	3402	0,05827	4,5	0,4298	8,6	0,05349	7,4	0,52	365	16	363	27	350	167	104	
2a-58	995	9	1	0,92	1707	0,079	2,8	0,6365	6,1	0,05844	5,4	0,46	490	13	500	24	546	117	90	
2a-59	2803	36	2	0,52	5266	0,05997	3,1	0,4426	5,5	0,05352	4,5	0,56	375	11	372	17	351	103	107	
3a-1	21884	61	23	1,13	21481	0,31099	3,3	4,3521	4	0,1015	2,2	0,83	1746	51	1703	34	1652	41	106	
3a-2	3673	107	7	0,5	6688	0,05854	4	0,4432	6,1	0,05491	4,6	0,66	367	14	372	19	408	102	90	
3a-3	1275	35	2	0,75	2371	0,06183	3	0,4573	4,9	0,05364	3,9	0,6	387	11	382	16	356	89	109	
3a-6	120984	112	71	0,84	67116	0,52284	2,9	12,9366	3,2	0,17945	1,2	0,92	2711	65	2675	30	2648	20	102	
3a-10	2285	65	4	0,58	3040	0,06108	3,7	0,4556	5,3	0,0541	3,8	0,7	382	14	381	17	375	85	102	
3a-14	3181	48	6	0,21	1897	0,12243	3,8	1,0468	7	0,06216	5,9	0,54	743	27	727	37	680	125	109	
3a-15	3043	90	5	0,63	5644	0,05671	3,4	0,4204	5,2	0,05377	3,9	0,66	356	12	356	16	361	88	98	
3a-16	12518	32	12	0,97	11065	0,30135	3,5	4,6855	4,9	0,11277	3,4	0,72	1698	53	1765	42	1844	61	92	
3a-17	3533	48	6	0,51	5698	0,11717	2,5	0,9989	4,2	0,06183	3,3	0,6	714	17	703	21	668	72	107	
3a-18	2874	80	5	0,07	3473	0,06133	4,1	0,4593	6,1	0,05432	4,6	0,67	384	15	384	20	384	102	100	
3a-19	4562	62	8	0,57	509	0,12579	3,8	1,1619	7,5	0,06699	6,4	0,51	764	28	783	42	837	134	91	
3a-20	7993	124	16	1,13	4510	0,10773	3,2	0,9124	4,2	0,06142	2,6	0,78	660	20	658	20	654	56	101	
3a-22	17914	105	26	0,93	22071	0,21437	3	2,3892	3,5	0,08083	1,9	0,84	1252	34	1239	26	1217	38	103	
3a-23	2917	50	5	0,68	4787	0,09899	4	0,831	6,3	0,06088	4,8	0,64	609	23	614	29	635	103	96	
3a-24	62847	150	56	0,06	11201	0,38151	3,7	6,4703	4,8	0,123	3,1	0,76	2083	66	2042	43	2000	55	104	
3a-25	12172	64	17	1,18	2211	0,22461	3,8	2,7722	4,6	0,08952	2,7	0,81	1306	45	1348	35	1415	51	92	
3a-28	2414	82	5	0,52	4554	0,0607	2,7	0,4422	4,2	0,05284	3,2	0,65	380	10	372	13	322	72	118	
3a-30	2882	61	5	0,42	4987	0,08755	2,7	0,696	5	0,05765	4,2	0,54	541	14	536	21	517	92	105	
3a-34	23293	46	22	0,86	17786	0,41077	3,2	7,3899	3,6	0,13048	1,7	0,89	2218	60	2160	33	2104	29	105	
3a-35	43677	84	41	0,6	32104	0,44438	2,9	8,3177	3,2	0,13575	1,4	0,89	2370	57	2266	30	2174	25	109	
3a-36	7184	127	15	0,71	11856	0,10659	2,5	0,8879	3,7	0,06036	2,6	0,69	653	16	645	18	617	57	106	

Número	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	U^b (ppm)	Pb^b (ppm)	Th^b U	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{238}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{235}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{206}\text{Pb}}$	2 s %	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 s conc %				
3a-37	9518	133	17	0,92	7010	0,10902	3,4	0,9143	4,5	0,06082	2,9	0,75	667	21	633	63	105		
3a-38	44145	83	32	0,02	12944	0,39612	2,4	6,9959	2,9	0,12809	1,7	0,82	2151	44	2111	26	2072	30	104
3a-41	5231	63	9	1,05	8375	0,111854	2,8	1,0135	3,8	0,06201	2,6	0,73	722	19	711	20	674	56	107
3a-42	4277	24	6	1,65	5716	0,19687	3,7	2,019	4,9	0,07438	3,2	0,75	1158	39	1122	34	1052	65	110
3a-43	4234	66	6	0,46	4173	0,08185	3,4	0,6358	5	0,05634	3,7	0,68	507	17	500	20	466	81	109
3a-46	12587	54	13	0,83	16175	0,20904	2,8	2,2335	3,6	0,07749	2,3	0,78	1224	31	1192	26	1134	45	108
3a-47	30386	57	22	0,82	6998	0,33614	3	5,2542	4	0,11336	2,5	0,77	1868	49	1861	34	1854	46	101
3a-49	1888	35	2	0,85	954	0,0624	2,8	0,4707	5,5	0,0547	4,7	0,52	390	11	392	18	400	104	98
3a-50	5859	51	7	1,5	9284	0,11337	3,9	0,9627	5,2	0,06159	3,5	0,75	692	26	685	26	660	74	105
3a-52	36823	73	21	0,43	25176	0,28077	2,5	3,6976	2,9	0,09552	1,5	0,85	1595	35	1571	24	1538	29	104
3a-54	6902	115	7	0,39	12884	0,05791	3,8	0,4258	5,1	0,05333	3,3	0,76	363	14	360	15	343	75	106

8.2.6 Tabela-Anexo 2.6 - Amostra AM-1 (Formação dos Arenitos de Silves)

Amostra AM-1 - arenito (Fm. dos Arenitos de Silves)

Número	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	$\frac{^{205}\text{Pb}^c}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{238}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{235}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{206}\text{Pb}}$	2 s %	$\frac{^{205}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	(Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	(Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	(Ma)	conc %	
1a-2	7556	82	9	0.83	12665	0,1004	1,3	0,83	2,1	0,0597	1,7	0,62	617	8	611	10	593	36	104
1a-3	13253	18	9	1,51	6885	0,4115	1,3	7,24	2,7	0,1276	2,3	0,49	2222	24	2141	24	2065	41	108
1a-4	5265	49	6	0,72	8409	0,1147	1,4	0,99	3,2	0,0628	2,9	0,44	700	9	700	16	700	61	100
1a-5	9210	97	12	1,15	14959	0,107	2,1	0,9	3,3	0,0612	2,5	0,65	655	13	653	16	646	53	101
1a-6	16626	184	21	0,75	7783	0,1038	1,7	0,87	2,4	0,0607	1,6	0,72	636	10	635	11	628	35	101
1a-7	6384	66	9	1,25	10267	0,1163	1,1	1	2,3	0,0623	2	0,49	709	8	703	12	683	43	104
1a-8	4846	48	7	1,51	7880	0,1131	1,6	0,96	2,9	0,0617	2,4	0,57	691	11	684	14	663	51	104
1a-9	14550	162	16	0,24	13304	0,104	1,6	0,87	2,3	0,0607	1,7	0,68	638	10	636	11	630	36	101
1a-10	87567	247	67	0,57	92945	0,2511	1,3	3,26	1,8	0,0942	1,2	0,72	1444	16	1472	14	1512	23	95
1a-11	12282	136	16	0,88	11211	0,1027	1,6	0,86	2,6	0,0607	2	0,62	630	10	630	12	630	43	100
1a-13	5459	34	6	0,52	2481	0,1593	1,7	1,54	2,8	0,07	2,2	0,63	953	16	946	17	929	44	103
1a-14	105174	256	88	0,92	103435	0,2971	1,7	4,17	2	0,1018	1	0,87	1677	25	1669	16	1658	18	101
1a-15	12566	144	16	0,66	19966	0,1064	1,2	0,9	2,4	0,0613	2,1	0,51	652	8	651	12	649	44	100
1a-16	2067	20	2	0,71	3334	0,1116	2,1	0,96	4,1	0,0622	3,5	0,5	682	13	682	21	682	75	100
1a-17	658	7	1	2,6	872	0,1038	2,4	0,87	7,2	0,0609	6,8	0,33	636	14	636	35	635	147	100
1a-18	616	6	1	1,34	1023	0,102	2,8	0,86	8	0,0608	7,5	0,35	626	17	628	38	633	162	99
1a-19	2532	24	3	0,68	4018	0,1158	1,7	1,01	4,2	0,063	3,8	0,4	707	11	707	22	707	82	100
1a-20	36506	443	49	0,85	30628	0,0985	1,4	0,82	1,8	0,0602	1,1	0,78	606	8	607	8	611	24	99
1a-21	23971	285	31	0,57	33585	0,1055	1,3	0,89	1,9	0,061	1,3	0,71	646	8	645	9	640	28	101
1a-22	1763	14	3	1,66	592	0,176	2	1,79	8	0,0739	7,7	0,25	1045	19	1043	53	1040	156	101
1a-24	8082	88	11	1,02	13172	0,1076	2,1	0,91	3,1	0,0614	2,2	0,69	659	13	658	15	655	48	101
1a-25	5413	60	6	0,21	8809	0,1103	1,7	0,94	3,1	0,0615	2,6	0,54	674	11	670	15	657	56	103
1a-26	1379	16	2	1,2	2302	0,1022	2,3	0,85	6	0,0606	5,5	0,39	627	14	627	28	626	119	100
1a-27	5551	58	7	0,87	8918	0,1084	1,6	0,93	2,7	0,0623	2,2	0,58	664	10	668	13	683	47	97
1a-28	5808	61	8	1,33	9443	0,1073	2	0,91	3,1	0,0615	2,4	0,63	657	12	657	15	655	51	100
1a-29	167939	250	119	0,6	111613	0,4366	2,1	9,05	2,3	0,1503	1	0,91	2336	41	2343	21	2349	17	99
1a-31	4488	45	6	1	2951	0,1146	1,8	0,99	3,6	0,0628	3,2	0,48	700	12	700	19	702	68	100
1a-32	4704	58	9	2,08	7727	0,1047	1,3	0,88	2,9	0,061	2,6	0,44	642	8	641	14	639	56	100
1a-33	10320	122	13	0,92	17427	0,0928	1,7	0,76	2,5	0,0594	1,8	0,68	572	9	574	11	582	39	98
1a-35	11860	150	17	0,66	9888	0,1045	1,3	0,88	2,5	0,0611	2,2	0,51	640	8	641	12	641	46	100
1a-37	6921	83	9	0,64	11273	0,1074	1,5	0,91	2,6	0,0615	2,1	0,59	658	10	658	13	658	45	100

Número	207Pb/a	Ub (cps)	Pb _b (ppm)	Th _b (ppm)	204Pb U	206Pb _c 238U	2 s % 235U	207Pb _c 2 s % 206Pb	207Pb _c 2 s % 238U	rhod	206Pb 2 s (Ma)	207Pb 2 s (Ma)	206Pb 2 s (Ma)	conc %					
1a-38	2612	29	4	0,91	1291	0,113	2,1	0,97	6,4	0,0626	6,1	0,32	690	14	693	130	100		
1a-39	17711	200	22	0,44	29231	0,1045	1,2	0,88	2,2	0,0609	1,8	0,54	641	7	640	10	637	39	101
1a-40	5658	55	7	1,02	9121	0,1125	1,8	0,96	2,9	0,0521	2,4	0,6	688	11	685	15	678	50	101
1a-41	4226	37	4	0,03	6911	0,106	2,3	0,89	3,7	0,0612	2,9	0,61	649	14	649	18	647	63	100
1a-42	4329	40	4	0,6	7143	0,1034	1,6	0,87	3,3	0,0609	2,9	0,5	634	10	634	16	634	62	100
1a-43	13207	114	15	1,42	9637	0,1031	1,4	0,87	2,3	0,0609	1,8	0,64	632	9	633	11	636	38	100
1a-44	21049	107	20	1,12	30588	0,1547	1,4	1,47	2,1	0,0689	1,6	0,68	927	12	918	13	897	32	103
1a-46	4062	33	4	1,2	6755	0,0987	1,8	0,82	3,6	0,0601	3,1	0,51	607	11	607	17	608	67	100
1a-47	17213	131	13	0,22	26265	0,101	1,2	0,84	2,3	0,0605	2	0,53	620	7	620	11	620	42	100
1a-48	11349	76	9	0,91	1203	0,0978	2,3	0,81	5,4	0,0599	4,9	0,42	601	13	601	25	601	106	100
1a-49	6480	46	6	1,39	5374	0,0977	1	0,81	2,8	0,06	2,6	0,37	601	6	601	13	602	56	100
1a-50	10738	76	7	0,38	10566	0,0948	1,5	0,78	2,8	0,0594	2,4	0,54	584	8	584	12	582	51	100
1a-51	11376	74	8	0,74	18884	0,1007	1,6	0,84	2,7	0,0603	2,1	0,61	618	10	618	12	616	46	100
1a-52	23252	154	18	1,05	39101	0,0956	1,6	0,79	2,1	0,0596	1,5	0,73	588	9	588	10	589	32	100
1a-53	131214	107	42	0,51	107051	0,3608	1,3	6,1	1,6	0,1227	0,9	0,83	1986	23	1991	14	1995	16	100
1a-54	6587	41	5	1,35	10916	0,099	1,2	0,82	2,9	0,0603	2,6	0,41	609	7	610	13	616	57	99
1a-55	3642	22	3	1,16	2559	0,0959	1,2	0,79	3	0,06	2,7	0,4	590	7	593	13	605	59	98
1a-57	19187	243	14	0,69	23085	0,0524	1,6	0,38	2,3	0,053	1,7	0,67	329	5	329	7	331	39	99
1a-58	6420	34	4	1,19	10599	0,1001	1,5	0,83	3,1	0,0604	2,7	0,48	615	9	615	14	617	58	100
1a-59	4085	18	2	0,83	6542	0,1116	2	0,96	3,6	0,0624	3	0,57	682	13	683	18	687	63	99
1a-60	1447	7	1	0,8	2350	0,0963	1,6	0,79	5	0,0596	4,8	0,32	593	9	592	23	588	103	101
1a-61	6215	29	3	0,63	4989	0,1018	1,3	0,85	2,7	0,0606	2,4	0,49	625	8	625	13	625	51	100
1a-63	14050	3	2	0,41	7056	0,5886	1,9	16,2	2,6	0,1996	1,7	0,74	2984	46	2889	25	2823	28	106
1a-64	4210	18	2	0,75	6893	0,1052	1,3	0,89	3,6	0,061	3,4	0,37	645	8	644	17	641	72	101
1a-65	36240	56	13	0,58	37167	0,2072	1,6	2,32	2,2	0,0811	1,6	0,7	1214	17	1218	16	1224	31	99
1a-66	12835	54	7	1,28	20351	0,1038	1,5	0,87	2,3	0,0608	1,7	0,64	637	9	636	11	633	37	101
2a-2	6168	74	8	0,69	10281	0,0985	2,1	0,82	3,4	0,0601	2,7	0,62	606	12	606	16	608	57	100
2a-3	10094	119	14	0,88	11645	0,0985	1,9	0,82	3,1	0,0602	2,5	0,59	605	11	607	14	612	54	99
2a-4	8620	107	11	0,61	14442	0,0969	1,9	0,8	2,9	0,0597	2,2	0,64	596	11	595	13	594	48	100
2a-5	2997	37	4	0,53	5002	0,0985	2	0,81	4,2	0,0599	3,8	0,46	606	11	605	19	602	81	101
2a-6	13462	169	20	1,07	22449	0,0981	1,9	0,81	3	0,0601	2,3	0,64	603	11	604	14	609	50	99
2a-7	3684	127	6	0,87	7190	0,0411	2	0,29	4,1	0,0514	3,6	0,49	260	5	260	9	258	83	101
2a-8	131756	269	94	0,43	45173	0,3261	1,7	5,31	2,2	0,118	1,4	0,78	1819	27	1870	19	1927	24	94
2a-9	19714	247	29	0,92	32766	0,1012	1,9	0,84	2,4	0,0602	1,4	0,81	621	12	619	11	610	30	102
2a-10	104559	167	67	0,56	81974	0,3587	1,6	6,23	2	0,1259	1,1	0,83	1976	28	2008	17	2041	19	97

Número	207Pb (cps)	Ub (ppm)	Pbb (ppm)	Thb U	206PbC 204Pb	206PbC 238U	2 s %	207PbC 235U	2 s %	207PbC 206Pb	2 s %	rhod	206Pb (Ma)	207Pb (Ma)	206Pb (Ma)	207Pb (Ma)	2 s conc %		
2a-11	12809	168	18	0,77	9874	0,0959	1,7	0,79	2,3	0,0598	1,6	0,74	590	10	592	10	596	34	99
2a-13	6479	85	9	0,81	6784	0,0961	2,9	0,79	3,9	0,0596	2,6	0,74	591	16	591	18	589	57	100
2a-14	402	5	1	0,68	698	0,0969	4,8	0,77	10	0,0577	8,8	0,48	596	27	580	45	517	193	115
2a-15	5071	57	7	1,08	8355	0,1006	2	0,84	2,9	0,0604	2	0,71	618	12	618	13	618	44	100
2a-16	6870	82	8	0,23	7220	0,0964	2	0,79	3,1	0,0594	2,4	0,63	594	11	591	14	583	53	102
2a-17	2056	25	3	1,72	3393	0,1016	2,4	0,85	4	0,0606	3,2	0,6	624	14	624	19	626	68	100
2a-18	2660	33	5	1,86	4365	0,103	2,2	0,86	4,5	0,0608	3,9	0,49	632	13	632	21	632	84	100
2a-19	8793	107	11	0,37	14444	0,1062	2,2	0,89	3,3	0,0609	2,4	0,68	651	14	648	16	636	52	102
2a-20	5357	71	8	0,74	8921	0,1011	2	0,84	3,7	0,0604	3,1	0,56	621	12	620	17	617	66	101
2a-21	6312	91	10	0,69	8798	0,0935	1,9	0,76	3,2	0,0593	2,6	0,58	576	10	577	14	577	57	100
2a-22	3186	39	4	0,55	5220	0,1032	1,9	0,87	3,9	0,061	3,4	0,48	633	11	635	19	641	74	99
2a-24	83082	77	46	0,42	45284	0,5267	2,2	13,19	3,4	0,1816	2,6	0,63	2727	48	2693	33	2668	44	102
2a-25	4184	43	6	0,73	6488	0,1267	2,2	1,13	4,6	0,0648	4,1	0,48	769	16	758	25	766	86	100
2a-26	9898	124	14	0,41	16068	0,1082	2,1	0,92	2,9	0,0617	2	0,71	662	13	652	14	663	43	100
2a-27	10563	152	16	0,55	17564	0,098	1,9	0,81	2,7	0,06	1,8	0,73	602	11	603	12	605	39	100
2a-28	8234	113	13	0,7	13679	0,0987	1,8	0,82	2,7	0,0602	2,1	0,65	607	10	608	12	612	44	99
2a-29	2837	30	4	0,81	4564	0,1074	3,3	0,91	6,7	0,0616	5,8	0,5	658	21	658	33	659	125	100
2a-30	754	8	1	0,36	1222	0,1082	2,6	0,92	9,7	0,0617	9,3	0,27	662	16	662	48	663	200	100
2a-31	10937	219	17	0,81	12024	0,0683	1,7	0,52	3,8	0,0557	3,3	0,46	426	7	428	13	440	74	97
2a-32	192374	100	73	0,49	69939	0,5825	2,8	22,09	3,5	0,2751	2,2	0,78	2959	66	3188	35	3335	34	89
2a-33	4015	57	8	1,75	4107	0,1021	2,1	0,85	3,8	0,0606	3,1	0,55	627	12	627	18	626	68	100
2a-35	18482	44	18	1,1	16656	0,3269	2,2	5	2,9	0,111	1,9	0,77	1823	36	1820	25	1816	34	100
2a-37	12953	199	21	0,66	21945	0,0928	2,2	0,76	2,8	0,0591	1,8	0,77	572	12	572	13	569	39	100
2a-38	38678	550	51	0,38	65758	0,0911	2	0,74	2,5	0,0588	1,4	0,81	562	11	562	11	560	32	100
2a-39	4775	60	7	0,93	79659	0,0988	1,9	0,82	3,3	0,0601	2,8	0,56	607	11	607	15	607	60	100
2a-40	8276	83	10	0,9	13416	0,1081	2,2	0,92	3,2	0,0617	2,3	0,68	662	14	662	16	664	50	100
2a-41	13591	130	14	0,1	21779	0,116	3	1	4	0,0623	2,7	0,75	707	20	702	21	685	57	103
2a-42	61268	41	22	0,26	32945	0,4871	1,8	12,48	2,4	0,1859	1,5	0,76	2558	38	2642	23	2706	25	95
2a-43	28119	33	13	0,68	23070	0,3629	1,9	6,11	2,5	0,1221	1,7	0,74	1996	32	1992	22	1988	30	100
2a-44	7003	68	8	0,64	3929	0,1008	2	0,84	3,5	0,0604	2,9	0,57	619	12	618	16	617	62	100
2a-46	9143	68	8	0,23	13922	0,113	2,1	0,97	3,2	0,0625	2,4	0,66	690	14	690	16	692	51	100
2a-47	30572	46	17	0,93	28681	0,3115	1,8	4,56	2,4	0,1061	1,6	0,75	1748	28	1741	20	1733	29	101
2a-48	12926	45	10	0,92	10527	0,1811	1,7	1,88	2,5	0,0752	1,9	0,65	1073	16	1074	17	1075	38	100
2a-49	24507	84	17	0,57	9125	0,184	1,9	1,92	2,3	0,0755	1,3	0,82	1089	19	1087	16	1083	27	101
2a-50	12422	90	10	0,47	20480	0,1016	2,1	0,85	2,7	0,0606	1,7	0,77	624	12	624	13	626	37	100

Número	207Pb/a	Ub (cps)	Pbb (ppm)	Thb (ppm)	204Pb	206Pbc	2s	207Pbc	2s	206Pb	2s	207Pb	2s	207Pb	2s	206Pb (Ma)	235U (Ma)	238U (Ma)	rhod	206Pb (Ma)	235U (Ma)	238U (Ma)	207Pb (Ma)	206Pb (Ma)	conc %
2a-51	52104	88	26	0,49	19994	0,2738	1,9	3,64	2,3	0,0965	1,3	0,84	1560	27	1559	19	1557	24							100
2a-52	29077	29	12	0,92	24708	0,3496	1,9	5,68	2,5	0,1178	1,5	0,79	1933	32	1928	22	1924	27							100
2a-53	21916	110	15	0,77	34289	0,1225	1,9	1,08	2,5	0,064	1,6	0,76	745	14	744	13	742	34							100
2a-54	4124	25	3	0,85	6897	0,0972	2,1	0,8	3,8	0,0598	3,2	0,56	598	12	598	17	598	69							100
2a-55	28429	94	17	0,42	39091	0,1758	2	1,76	2,4	0,0727	1,3	0,84	1044	19	1032	16	1006	27							104
2a-57	10607	61	6	0,34	17663	0,0977	2,1	0,81	2,8	0,06	1,9	0,73	601	12	602	13	603	42							100
2a-58	12873	81	10	1,38	21951	0,0903	1,9	0,73	2,6	0,0587	1,7	0,74	558	10	557	11	555	38							100
2a-59	14713	83	8	0,41	24675	0,0955	1,7	0,79	2,3	0,0596	1,6	0,72	588	9	588	10	590	35							100
2a-60	3911	21	2	0,52	3548	0,0977	2,3	0,81	3,5	0,0599	2,6	0,65	601	13	601	16	600	57							100
2a-61	19790	95	11	0,79	32693	0,1017	1,7	0,85	2,4	0,0606	1,6	0,73	624	10	624	11	624	35							100
2a-62	13532	11	5	1,43	12047	0,3287	2	5,09	2,6	0,1123	1,7	0,77	1832	32	1834	22	1837	30							100
2a-63	23423	12	5	0,34	17405	0,4091	1,8	7,6	2,4	0,1348	1,7	0,73	2211	33	2185	22	2161	29							102
2a-64	15355	11	4	0,97	4444	0,3391	2	5,42	2,6	0,116	1,7	0,77	1882	33	1889	23	1896	31							99
2a-65	9700	41	4	0,51	6669	0,1026	1,7	0,86	2,5	0,0607	1,7	0,71	630	10	629	12	627	37							100
2a-66	8190	33	4	1,01	13287	0,1072	1,8	0,91	2,9	0,0615	2,3	0,62	656	11	656	14	656	49							100

8.2.7 Tabela-Anexo 2.7 - Amostra TH-4 (Formação dos Arenitos de Silves)

Número	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	$\frac{\text{Th}^b}{\text{U}}$	$\frac{^{205}\text{Pb}^c}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{238}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{235}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{206}\text{Pb}}$	2 s %	$\frac{^{205}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	(Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	(Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	(Ma)	conc %	
1a-2	2027	26	3	0,87	1940	0,1037	2	0,87	4	0,061	3,5	0,5	636	12	637	19	640	75	99
1a-3	6034	83	9	0,28	9928	0,1044	1,5	0,88	2,9	0,0608	2,5	0,5	640	9	639	14	634	54	101
1a-5	3720	45	6	0,65	5948	0,1115	1,8	0,99	3,8	0,0625	3,4	0,46	702	12	699	20	692	73	101
1a-6	2009	25	3	0,72	3214	0,1149	1,9	0,99	5,1	0,0628	4,8	0,37	701	13	701	26	701	101	100
1a-7	3976	55	6	0,84	4462	0,1034	1,8	0,86	3,9	0,0606	3,5	0,47	634	11	633	19	627	75	101
1a-8	1536	22	3	0,75	2506	0,1066	1,9	0,9	4,5	0,0613	4,1	0,42	653	12	652	22	649	88	101
1a-9	15611	34	13	0,47	12945	0,3584	2	5,95	2,6	0,1205	1,7	0,77	1974	34	1969	23	1954	30	101
1a-11	35505	162	44	0,84	41111	0,2339	1,6	2,76	1,9	0,0855	1	0,84	1355	19	1344	14	1327	20	102
1a-12	45550	1521	77	0,13	85261	0,0539	1,2	0,4	1,7	0,0534	1,2	0,72	339	4	339	5	344	27	98
1a-13	6051	92	11	0,69	9745	0,1107	1,8	0,95	5,2	0,0622	4,9	0,35	677	12	677	26	679	104	100
1a-15	9985	5	4	0,95	3634	0,6945	2,3	26,3	3,4	0,2746	2,5	0,69	3400	62	3358	34	3333	39	102
1a-16	5510	10	5	1,47	4308	0,3903	2,7	6,89	4,4	0,1279	3,4	0,63	2124	50	2097	40	2070	60	103
1a-17	1245	18	3	2,48	2051	0,1032	2	0,86	5,1	0,0608	4,7	0,39	633	12	633	24	632	100	100
1a-18	5690	90	9	0,18	9417	0,1012	1,8	0,84	3,1	0,0605	2,5	0,57	622	10	622	14	622	55	100
1a-19	1446	18	2	0,86	2347	0,106	2,2	0,9	5,7	0,0613	5,3	0,38	650	13	650	28	651	114	100
1a-20	4366	65	8	1,09	7230	0,1016	1,8	0,85	3,3	0,0605	2,8	0,54	624	11	623	15	621	60	100
1a-21	866	14	2	0,99	709	0,1	1,6	0,83	5,8	0,0603	5,6	0,27	615	9	615	27	615	120	100
1a-22	2164	36	4	1,19	1378	0,0853	2,2	0,69	6,3	0,0582	5,9	0,35	528	11	530	26	538	128	98
1a-25	7769	121	15	1	12731	0,106	1,4	0,89	2,5	0,061	2	0,56	649	8	648	12	641	44	101
1a-26	8247	132	13	0,21	7110	0,1046	1,4	0,88	2,4	0,0608	1,9	0,58	641	8	639	11	634	42	101
1a-27	837	13	1	0,47	1381	0,1059	2,3	0,89	6,8	0,0612	6,4	0,34	649	14	649	33	647	137	100
1a-28	6451	99	11	0,69	6442	0,1042	1,5	0,88	2,8	0,0609	2,4	0,55	639	9	638	13	637	51	100
1a-29	19292	53	21	1,06	18029	0,3223	2,4	4,75	2,7	0,1059	1,4	0,86	1801	37	1776	23	1747	26	103
1a-30	3363	15	4	0,5	3630	0,2509	2,1	3,2	5	0,0926	4,6	0,42	1443	27	1458	40	1479	87	98
2a-2	12861	132	17	1,08	20909	0,108	3,5	0,92	3,9	0,0616	1,7	0,9	661	22	661	19	662	35	100
2a-3	251307'	231	121	0,55	158736	0,4622	3,5	10,15	3,8	0,1594	1,5	0,92	2449	72	2449	36	2449	26	100
2a-4	5401	61	8	1,29	8790	0,1082	3,4	0,92	4,2	0,0617	2,4	0,82	662	21	662	20	662	52	100
2a-5	6552	179	15	1,89	12370	0,0539	3,4	0,4	5,2	0,0533	3,9	0,65	339	11	339	15	340	89	100
2a-6	15898	121	18	0,6	16643	0,141	3,5	1,31	4	0,0671	2	0,87	851	28	848	23	842	41	101
2a-7	15967	203	20	0,53	26510	0,0948	3,5	0,78	4	0,0596	1,9	0,89	584	20	585	18	587	40	99
2a-8	3870	43	5	0,94	6335	0,1072	3,5	0,91	4,6	0,0613	2,9	0,77	656	22	655	22	649	63	101

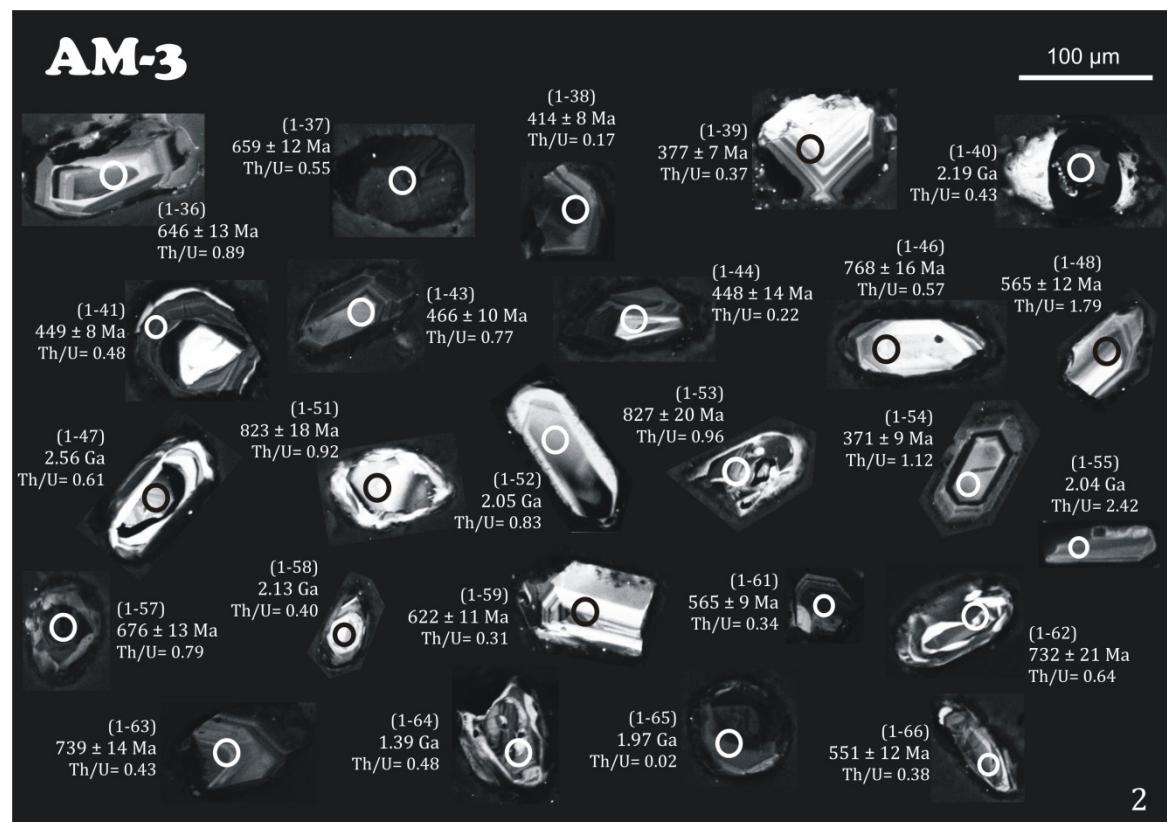
Número	207Pb/a	Ub (cps)	Pb _b (ppm)	Th _b (ppm)	204Pb U	206Pb _c 238U	2 s % 235U	207Pb _c 2 s % 206Pb	2 s % 207Pb _c	rhod	206Pb 2 s % 238U	207Pb 2 s % 235U	207Pb 2 s % (Ma)	206Pb 2 s % (Ma)	conc %				
2a-9	8681	91	10	0,48	14301	0,1055	3,5	0,89	4,1	0,061	2,1	0,85	647	21	639	45	101		
2a-10	10225	65	12	0,7	11167	0,1647	3,5	1,6	4,4	0,0703	2,6	0,81	983	32	938	53	105		
2a-13	4951	60	9	1,34	8368	0,1262	3,3	1,12	7,6	0,0545	6,8	0,44	766	24	758	144	101		
2a-14	3228	42	5	1	4385	0,106	3,4	0,89	4,6	0,0611	3,1	0,74	649	21	648	22	67	101	
2a-15	6449	78	9	1,26	4866	0,0967	3,6	0,8	4,3	0,06	2,5	0,82	595	20	597	20	603	53	99
2a-16	14364	211	17	0,02	24615	0,0892	3,4	0,72	4	0,0586	2,1	0,85	551	18	551	17	551	46	100
2a-17	3950	35	4	0,61	637	0,1051	3,8	0,88	14,3	0,061	13,7	0,26	645	23	643	70	639	296	101
2a-18	6116	80	9	1,01	10166	0,1003	3,6	0,84	4,3	0,0604	2,3	0,84	616	21	617	20	619	49	100
2a-19	6766	87	11	1,28	11343	0,0993	3,4	0,82	4,1	0,0601	2,3	0,82	610	20	610	19	608	50	100
2a-20	10101	136	16	0,71	16391	0,1099	3,5	0,94	4,3	0,0619	2,5	0,82	672	23	672	22	669	54	100
2a-21	10944	154	16	0,6	18331	0,0963	3,5	0,79	4,3	0,0597	2,5	0,81	593	20	593	19	593	54	100
2a-22	81593	190	68	0,46	18165	0,3379	3,6	5,37	3,9	0,1151	1,4	0,93	1877	59	1879	34	1882	26	100
2a-25	4405	63	8	1,44	7263	0,103	3,5	0,86	4,7	0,0608	3,1	0,75	632	21	632	22	631	67	100
2a-26	5662	85	9	0,64	6117	0,0941	3,7	0,77	4,5	0,0593	2,6	0,82	580	20	579	20	579	57	100
2a-27	79188	84	46	0,54	44364	0,4866	3,4	11,22	3,5	0,1672	1,1	0,95	2556	72	2541	34	2530	18	101
2a-28	4076	54	6	0,77	5346	0,1043	3,3	0,88	4,7	0,061	3,3	0,71	639	20	639	23	639	71	100
2a-29	5312	70	8	0,49	8502	0,1151	3,4	1	4,4	0,0627	2,9	0,77	702	23	701	23	699	61	100
2a-30	25233	357	39	0,36	26423	0,109	3,5	0,93	3,7	0,0616	1,2	0,95	667	22	665	18	660	26	101
2a-31	45654	179	49	0,81	52601	0,2385	3,5	2,86	3,6	0,0871	1	0,96	1379	43	1372	28	1363	20	101
2a-32	5041	53	8	0,75	7744	0,1279	3,4	1,15	4,1	0,0653	2,3	0,83	776	25	778	23	785	49	99
2a-33	23643	179	33	1,21	1351	0,1449	3,4	1,36	4,3	0,0681	2,6	0,8	873	28	872	25	871	54	100
2a-35	6433	48	9	0,78	8947	0,168	3,4	1,67	4,1	0,0721	2,3	0,83	1001	32	998	27	990	47	101
2a-36	12400	203	21	0,5	13651	0,0971	4	0,8	4,6	0,06	2,4	0,86	597	23	598	21	602	51	99
2a-37	2990	42	5	0,83	4927	0,1011	3,5	0,84	5,2	0,0605	3,8	0,68	621	21	621	25	622	83	100
2a-38	22557	115	26	0,79	28787	0,2005	3,5	2,17	3,8	0,0786	1,5	0,91	1178	37	1172	27	1162	31	101
2a-39	6572	75	10	1,1	6130	0,1069	3,4	0,91	3,9	0,0615	1,9	0,87	655	21	655	19	658	41	100
2a-40	13449	163	17	0,45	22194	0,1029	3,5	0,86	4	0,0607	1,9	0,87	631	21	631	19	629	42	100
2a-41	5557	59	6	0,13	9025	0,1087	3,4	0,93	4,2	0,0618	2,5	0,81	665	22	666	21	666	53	100
2a-42	10440	111	13	0,83	17009	0,1082	3,8	0,92	4,6	0,0617	2,7	0,82	662	24	662	23	663	57	100
2a-43	6347	62	8	1,14	10538	0,1013	3,3	0,84	4,1	0,0604	2,4	0,81	622	20	621	19	619	52	100
2a-44	60285	73	29	0,39	47683	0,3771	3,4	6,6	3,6	0,127	1,4	0,93	2063	60	2060	33	2057	24	100
2a-46	6590	10	4	0,84	2150	0,3226	3,7	4,9	4,9	0,1101	3,1	0,77	1802	59	1802	42	1802	56	100
2a-47	2196	16	2	1,09	1961	0,1153	3,5	1	4,8	0,0529	3,2	0,74	704	23	704	24	704	68	100
2a-48	6795	51	6	0,37	11119	0,1119	3,3	0,95	4	0,0614	2,1	0,84	684	22	677	20	653	46	105
2a-49	20514	88	16	0,69	29299	0,1662	3,3	1,61	3,5	0,0703	1,2	0,94	991	30	974	22	937	25	106

Número	207Pba (cps)	Ub (ppm)	Pbb (ppm)	Thb U	206Pbc 204Pb	206Pbc 238U	2 s %	207Pbc 235U	2 s %	207Pbc 206Pb	2 s %	rhod	206Pb (Ma)	207Pb (Ma)	206Pb (Ma)	207Pb (Ma)	2 s conc %		
2a-50	57611	60	24	0.41	46072	0,3771	3,4	6,53	3,7	0,1256	1,4	0,92	2063	60	2050	33	2037	25	101
2a-51	4670	33	4	0,87	7621	0,1088	3,4	0,93	4,7	0,0617	3,2	0,73	666	22	655	23	663	68	100
2a-52	8267	20	5	0,66	2514	0,23	3,7	2,74	4,7	0,0862	2,9	0,78	1335	44	1338	35	1344	56	99
2a-53	1147	8	1	0,87	1952	0,0983	3,9	0,81	7,5	0,0599	6,4	0,52	605	23	604	35	602	138	100
2a-54	8113	47	4	0,13	9739	0,0999	3,7	0,83	4,9	0,0603	3,2	0,76	614	22	614	23	614	69	100
2a-55	8480	55	6	0,5	7461	0,1034	3,4	0,87	3,9	0,0608	1,9	0,88	634	21	633	19	631	40	100
2a-57	9658	47	6	0,35	5190	0,1267	3,7	1,13	4,7	0,0648	2,9	0,79	769	27	769	26	767	61	100
2a-58	5268	31	3	0,19	6681	0,1049	3,8	0,88	4,9	0,0611	3,2	0,77	643	23	643	24	641	68	100
2a-59	1274	7	1	1,47	1388	0,112	3,5	0,96	6,4	0,0623	5,4	0,55	684	23	684	32	684	115	100
2a-60	6660	37	4	0,61	10981	0,1031	3,3	0,86	3,9	0,0607	2	0,86	633	20	632	18	630	43	100
2a-61	3459	17	2	0,77	5510	0,1132	3,6	0,98	5,1	0,0628	3,6	0,71	691	24	694	26	701	76	99
2a-62	50236	51	16	0,13	47667	0,3075	3,5	4,46	3,7	0,1051	1,1	0,95	1728	53	1723	31	1717	21	101
2a-63	13418	70	7	0,43	22192	0,1028	3,3	0,86	3,7	0,0607	1,5	0,91	631	20	630	17	628	32	100
2a-64	11517	58	6	0,24	8785	0,1	3,4	0,83	4,2	0,0603	2,4	0,83	614	20	614	19	615	51	100
2a-65	106772	70	26	0,23	85113	0,3645	3,4	6,33	3,6	0,1259	1	0,96	2004	59	2022	32	2041	18	98
2a-66	1893	8	1	0,49	3042	0,1125	3,4	0,97	4,9	0,0624	3,6	0,69	687	22	687	25	687	76	100
3a-2	2300	37	3	0,41	4024	0,0790	2,0	0,62	5,0	0,0572	4,6	0,40	490	9	492	20	499	101	98
3a-3	2063	29	3	0,47	3351	0,1090	1,7	0,93	5,1	0,0617	4,8	0,34	667	11	667	25	665	103	100
3a-4	4556	67	8	1,21	7496	0,1030	1,7	0,86	3,3	0,0608	2,9	0,50	632	10	632	16	633	62	100
3a-5	3068	35	5	1,17	4786	0,1207	1,8	1,06	3,8	0,0639	3,3	0,48	735	13	736	20	738	70	100
3a-6	3543	40	6	1,61	5538	0,1225	1,7	1,08	3,3	0,0642	2,9	0,50	745	12	746	18	748	61	100
3a-7	27060	34	18	0,66	17897	0,4541	1,5	9,49	2,0	0,1515	1,3	0,76	2414	30	2386	18	2363	22	102
3a-8	1923	25	3	0,98	3114	0,1100	1,8	0,94	5,0	0,0620	4,7	0,36	673	11	673	25	673	100	100
3a-9	1564	22	3	1,74	2474	0,1170	1,9	1,02	5,6	0,0634	5,3	0,34	713	13	715	29	721	112	99
3a-10	5537	78	7	0,31	9287	0,0955	1,7	0,79	3,1	0,0596	2,6	0,53	588	9	589	14	590	57	100
3a-11	1055	14	2	0,49	1717	0,1096	1,7	0,94	4,8	0,0619	4,5	0,35	671	11	671	24	670	97	100
3a-13	9246	45	10	0,35	11331	0,2176	1,4	2,45	2,4	0,0818	1,9	0,60	1269	16	1259	17	1241	38	102
3a-14	1243	16	2	0,98	1915	0,1242	1,3	1,11	5,3	0,0647	5,1	0,24	755	9	758	28	766	108	99
3a-15	2779	41	5	1,47	1820	0,0986	1,9	0,82	4,2	0,0600	3,7	0,45	606	11	606	19	605	81	100
3a-16	18647	22	11	0,61	11955	0,4539	1,7	9,77	2,7	0,1562	2,1	0,63	2412	35	2414	25	2415	36	100
3a-17	2424	32	4	1,34	3985	0,1041	2,3	0,88	4,1	0,0610	3,4	0,56	638	14	639	19	641	73	100
3a-18	3743	50	6	0,78	3211	0,1014	1,4	0,85	3,1	0,0605	2,8	0,44	622	8	622	14	621	60	100
3a-19	12103	90	16	0,84	17405	0,1540	1,1	1,48	2,1	0,0698	1,8	0,52	924	10	923	13	922	38	100
3a-20	19724	57	20	1,07	19643	0,2852	2,0	3,93	3,0	0,0998	2,2	0,66	1618	28	1619	24	1621	41	100
3a-21	8834	122	18	1,84	14334	0,1100	1,9	0,94	5,6	0,0618	5,2	0,35	673	12	672	28	668	112	101

Número	207Pb/a	Ub (cps)	Pbb (ppm)	Thb (ppm)	206Pb/c	206Pb/c 238U	2 s %	235U %	207Pb/c 206Pb	2 s %	206Pb 238U	2 s %	rhod	206Pb 235U	2 s %	207Pb 206Pb	2 s %	207Pb (Ma)	206Pb (Ma)	conc %
3a-22	3745	22	5	1.36	5040	0.1800	1.4	1.85	3.8	0.0747	3.5	0.38	1067	14	1065	26	1061	71	101	
3a-24	2477	31	4	0.73	2470	0.1105	1.9	0.95	4.5	0.0623	4.0	0.42	676	12	677	22	684	86	99	
3a-27	7228	79	8	0.10	11760	0.1098	1.7	0.93	2.6	0.0617	2.0	0.65	671	11	670	13	665	42	101	
3a-28	4746	61	7	0.60	7716	0.1087	1.6	0.93	3.0	0.0617	2.5	0.53	665	10	665	15	665	54	100	
3a-29	5471	72	9	1.02	2145	0.1073	1.3	0.91	2.2	0.0613	1.8	0.59	657	8	656	11	652	39	101	
3a-30	11254	313	20	0.90	2703	0.0546	1.4	0.40	3.8	0.0534	3.5	0.37	343	5	343	11	344	80	100	
3a-31	30128	58	24	0.91	25748	0.3532	1.4	5.71	2.0	0.1173	1.5	0.67	1950	23	1933	18	1916	27	102	
3a-33	342316	185	140	0.46	41543	0.6356	1.5	21.99	3.0	0.2509	2.6	0.51	3172	38	3183	29	3191	41	99	

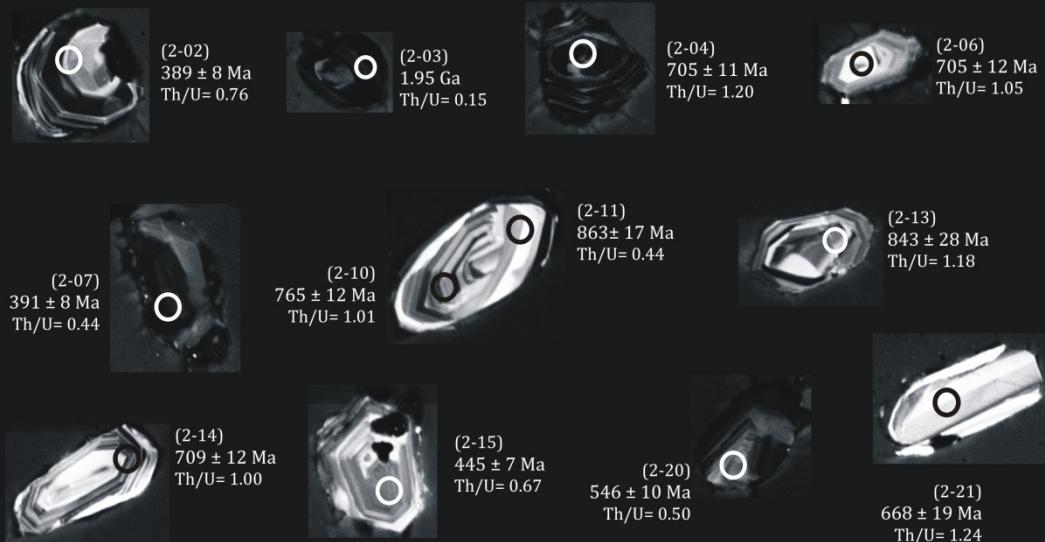
8.3. FIGURAS COM IMAGENS DE CATODOLUMINESCÊNCIA

8.3.1 Amostra AM-3 (Formação de Brejeira)



AM-3

100 μm



3

8.3.2 Amostra TH-5 (Formação de Brejeira)

TH-5

100 μm

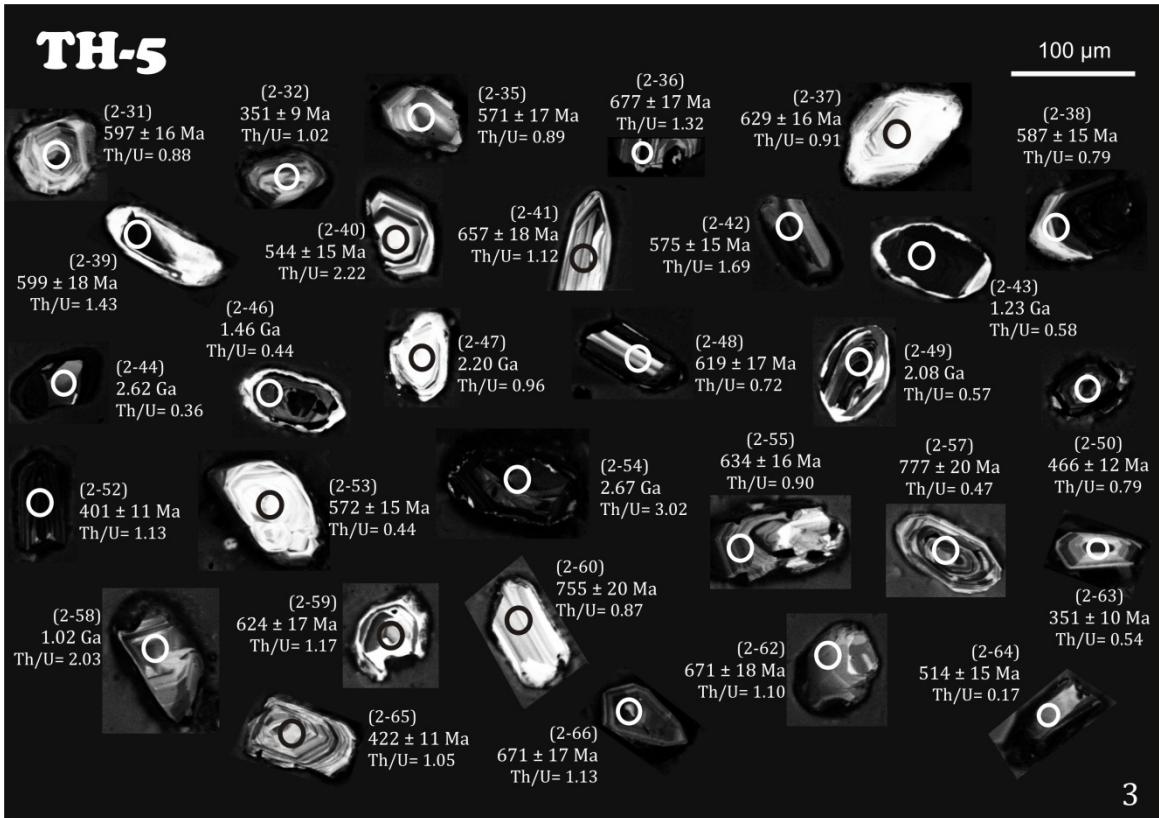


1

TH-5

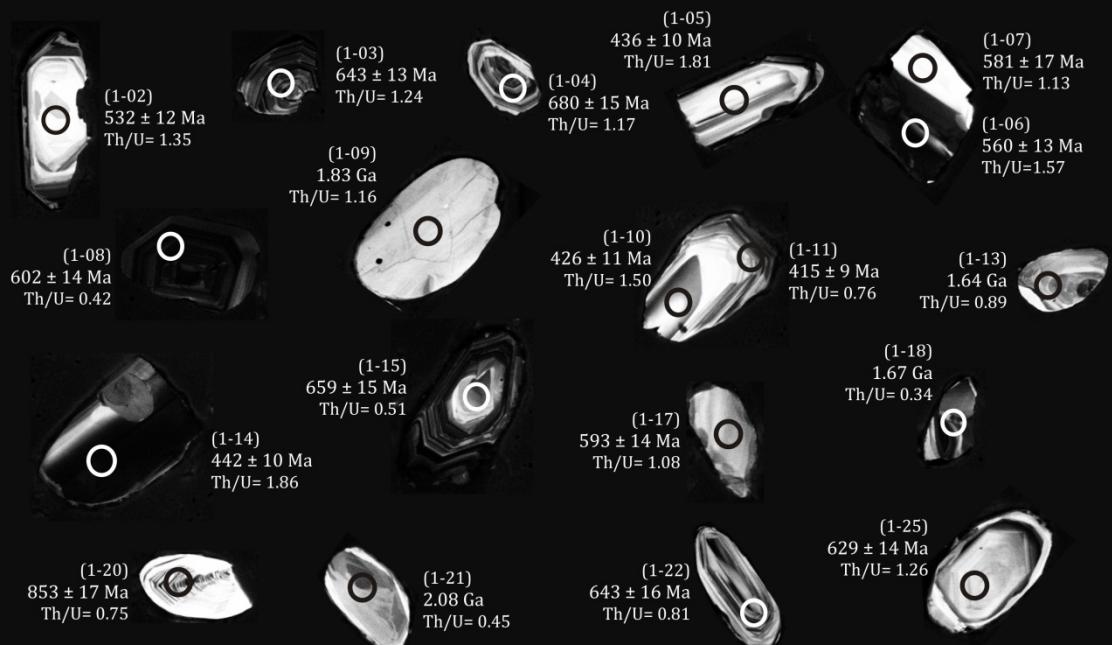


TH-5



TH-5

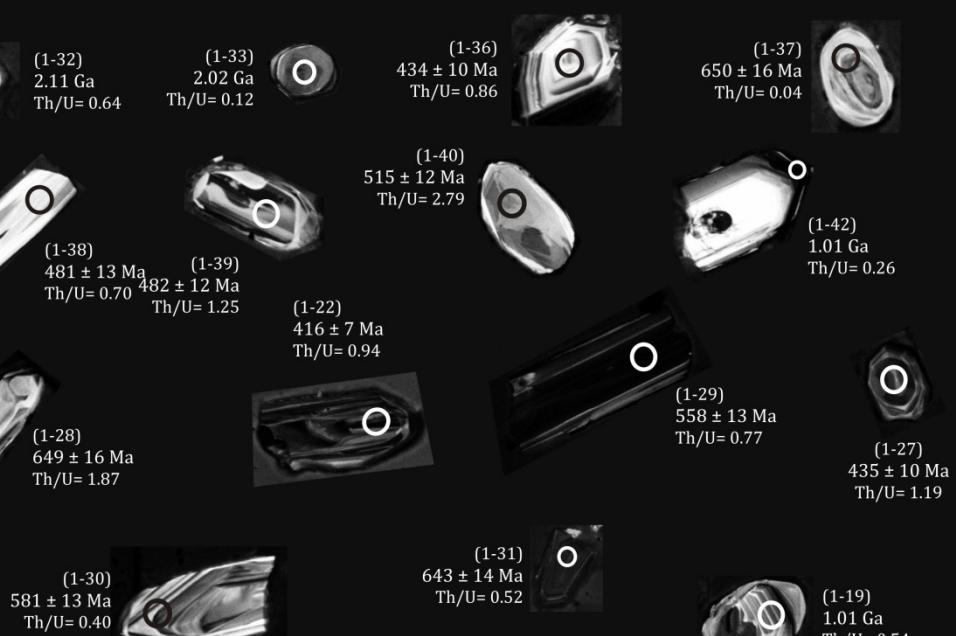
100 μ m



4

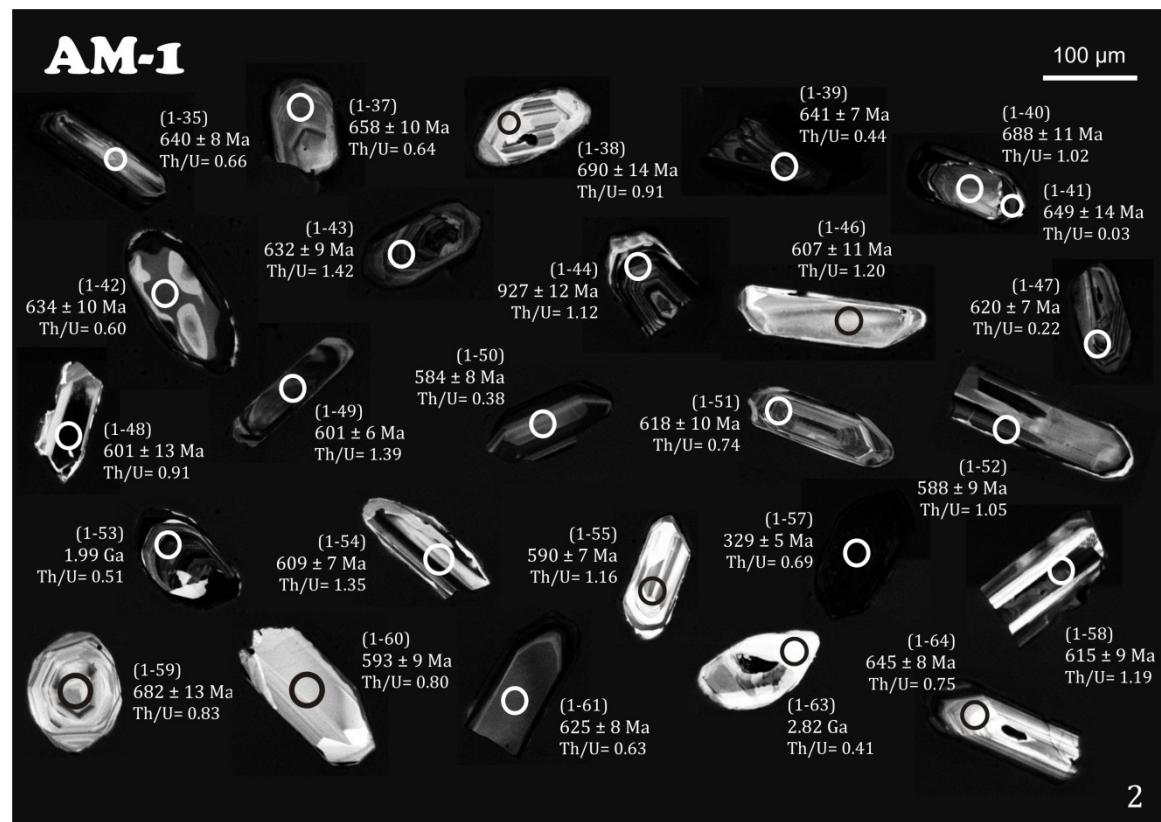
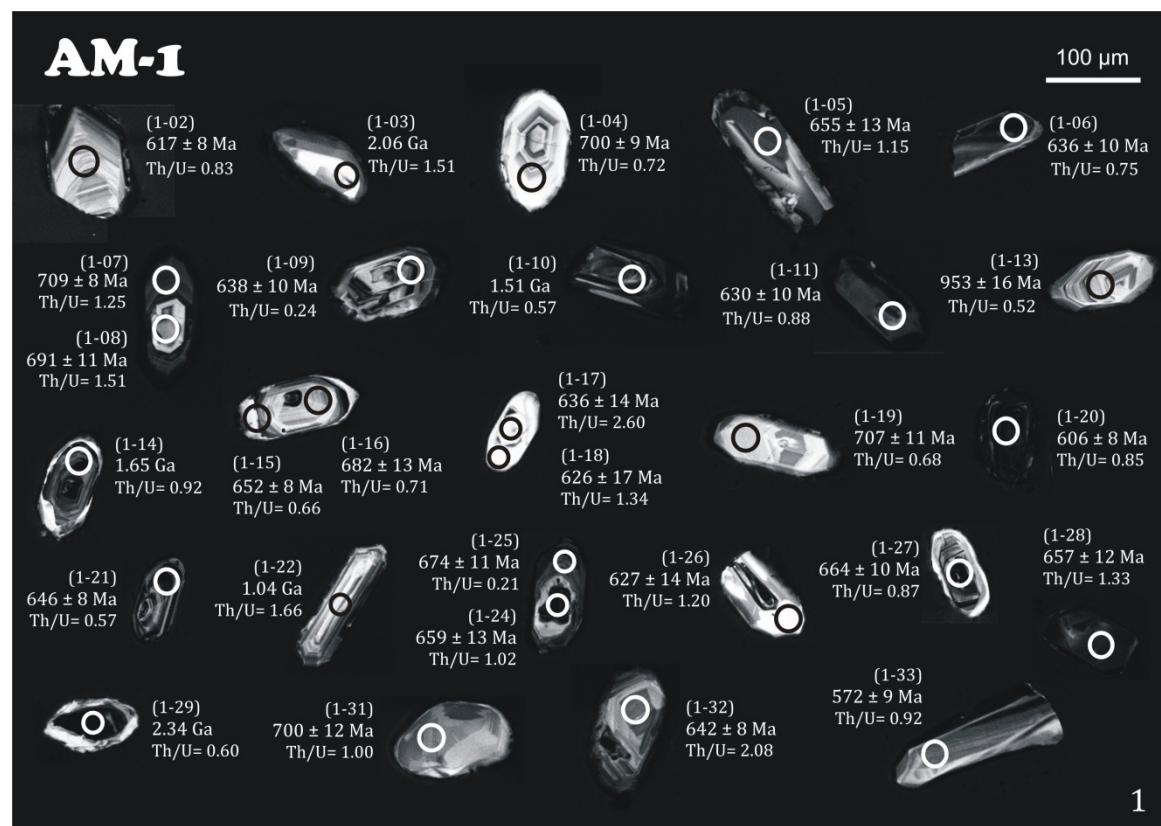
TH-5

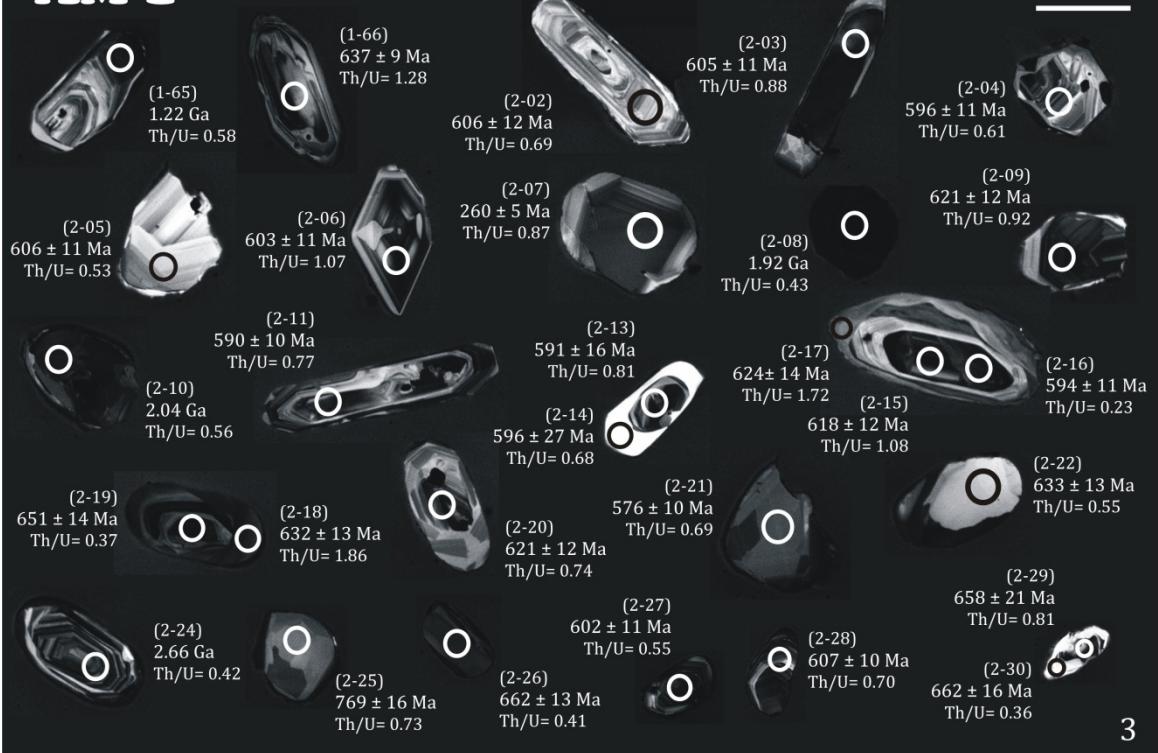
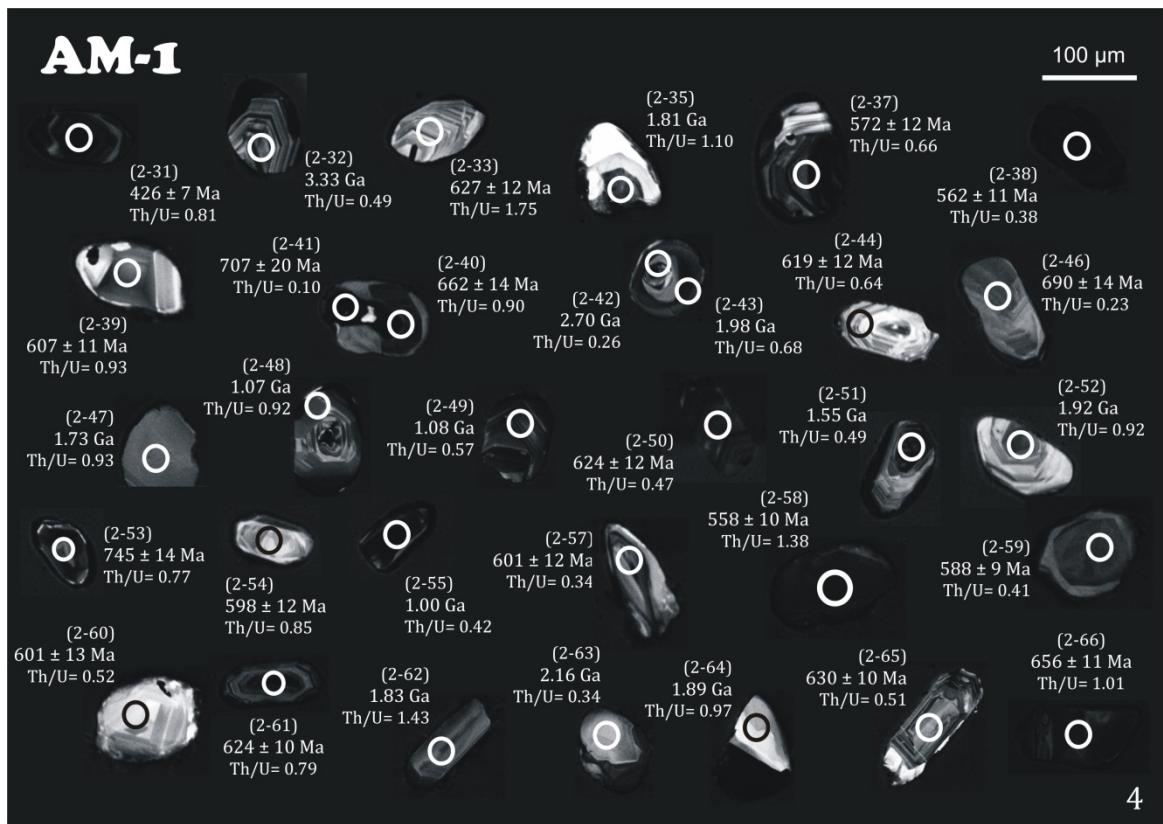
100 μ m



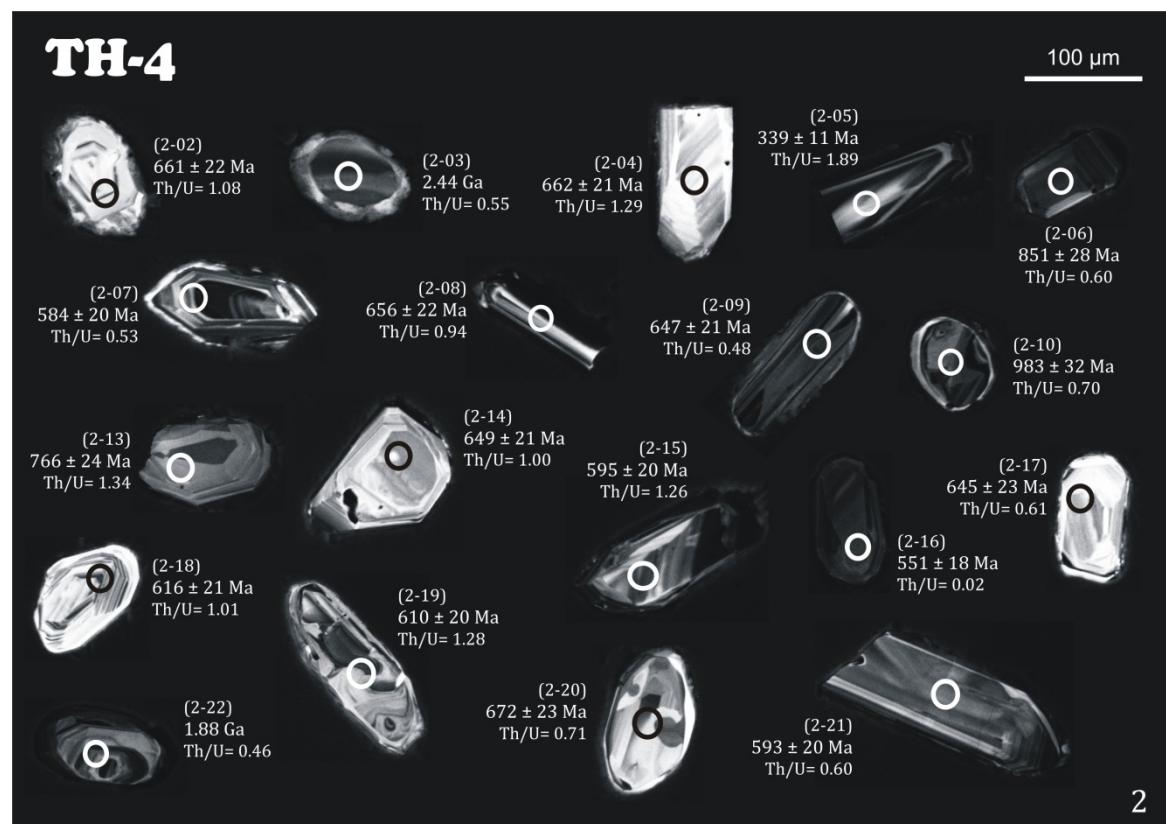
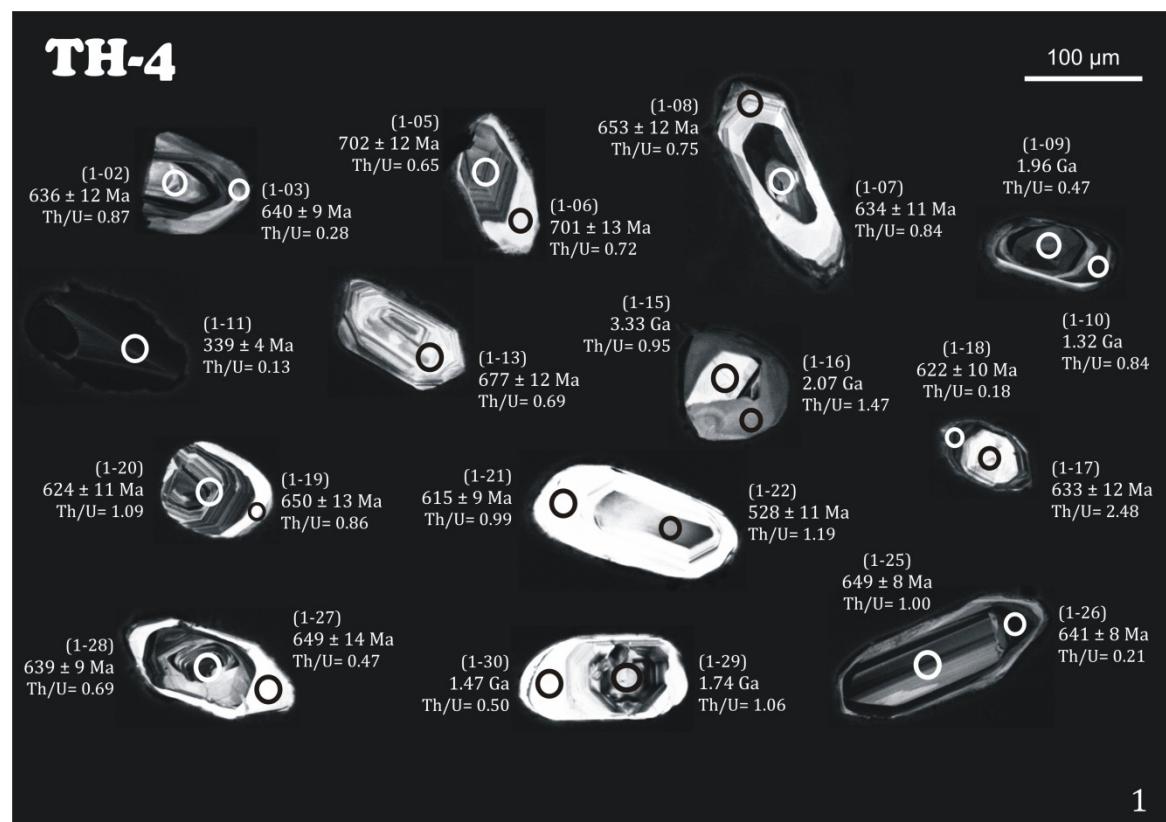
5

8.3.3 Amostra AM-1 (Formação dos Arenitos de Silves)

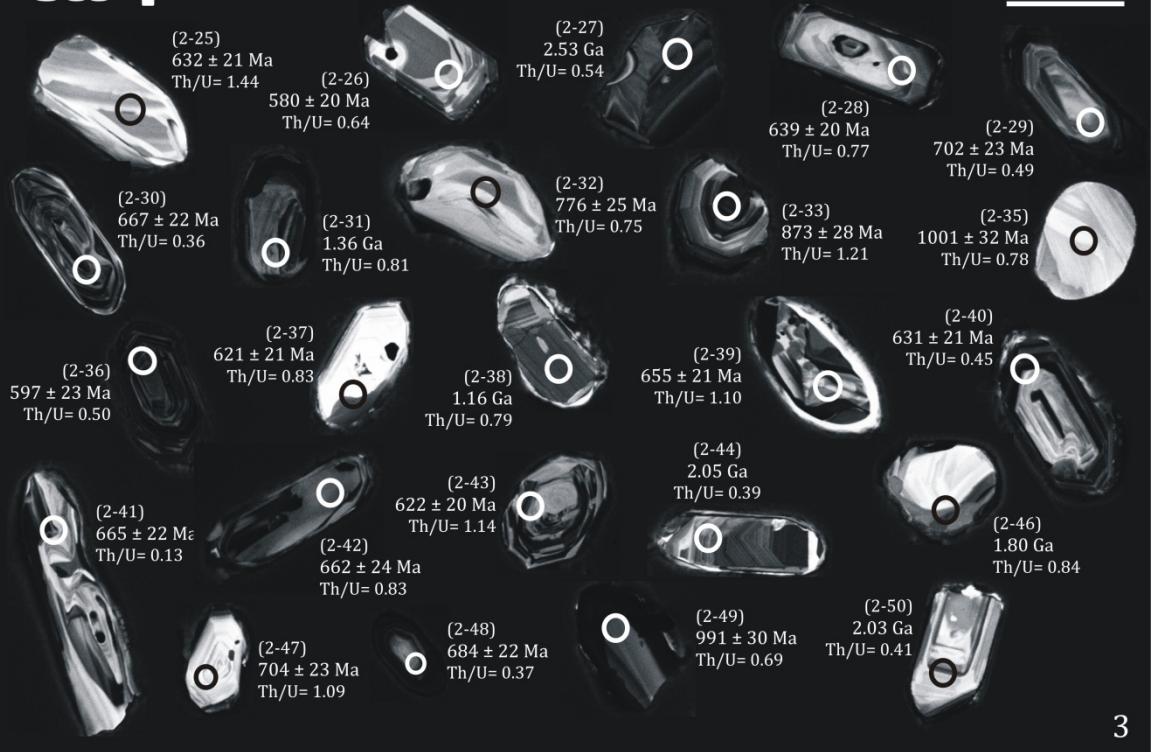


AM-1**AM-1**

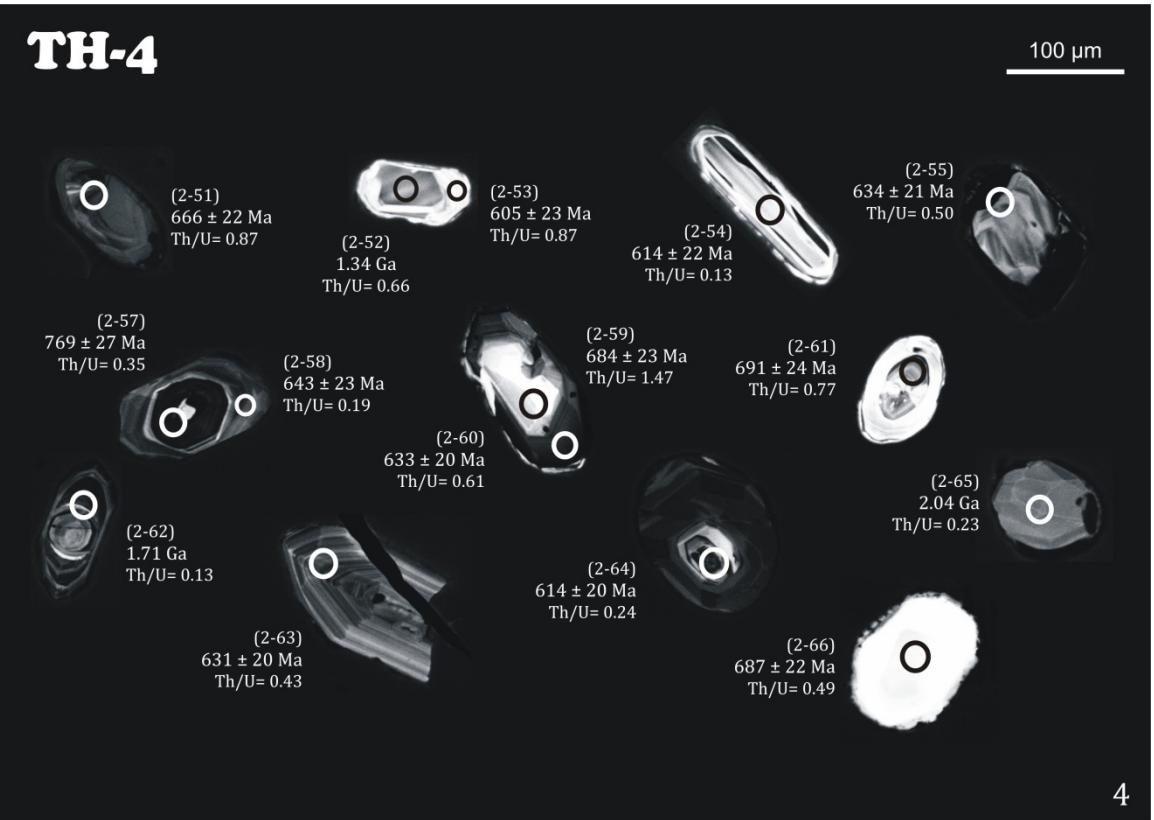
8.3.4 Amostra TH-4 (Formação dos Arenitos de Silves)



TH-4



TH-4



TH-4

100 μ m



8.4. BIBLIOGRAFIA

- Abati, J., Aghzer, A.M., Gerdes, A., Ennih, N., 2010. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. *Precambrian Research* 181, 115–128.
- Achauer, U., Maguire, P.K.H., Mechie, J., Green, W.V. The KRISP Working Group, 1992. Some remarks on the structure and geodynamics of the Kenya Rift. *Tectonophysics* 213, 257–268.
- Adams, A.E., MacKenzie, W.S., Guilford, C., 1994. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman Scientific & Technical, 1-104.
- Adloff, M.C., Doublinguer, J., Palain, C., 1974. Contribution à la Palynologie du Trias et du Lias inférieur de Portugal, "Grès de Silves" du Nord Tage. *Comm. Serv. Geol. Portugal* 58, 91–144.
- Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F.W., 1993. Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central–eastern Durango, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105: 1435–1444.
- Allen, M.B., Windley, B.F., 1993. Mongolian plateau: evidence for a late Cenozoic mantle plume under central Asia. *Geology* 21: 295–298.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F. and McDowell, F.W., 1997. Cenozoic volcanism and tectonics in NW Mexico a transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field and observations on extension related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces. In: Aguirre-Díaz, G.J., Aranda-Gómez, J.J., Carrasco-Nuñez, G. and Ferrari, L., (eds.), *Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico a selection of the 1997 IAVCEI general Assembly excursions*: México, Univ. Nac. Autón. México, Inst. Geología, p. 41-84.
- Arche, A., López-Gómez, J., 1996. Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266: 443-464.
- Atwater, T., Stock, J., 1998. Pacific–North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States — an update. *Int. Geol. Rev.* 40: 375–402.
- Aubert, D., Stille, P. and Probst, A., 2001. REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 387-406.
- Ayers, J.C. and Watson, E.B., 1991. Solubility of apatite, monazite, zircon and rutile in supercritical aqueous fluids with implications for subduction zone geochemistry. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, v. 335, p. 365-375.
- Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Henriques, M. H., Manuppella, G., 2003. Da dinâmica continental no Triásico aos Mares do Jurássico Inferior e Médio. In: *Cadernos de Geologia de Portugal*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 43 pp.
- Bhatia M.R. and Crook K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 181-193.
- Banfield, J.F. and Eggleton, R.A., 1989. Apatite replacement and rare earth mobilization, fractionation, and fixation during weathering. *Clays and Clay Minerals*, v. 37: p. 113-127.
- Baudon, C., Fabuel-Perez, I., Redfern, J. 2009. Structural style and evolution of a Late Triassic rift basin in the Central High Atlas, Morocco: controls on sediment deposition. *Geological Journal*, 44: 677-691.
- Bea, F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *J Petrol* 37: 521-552.
- Beauchamp, B., Baud, A., 2002. Growth and demise of Permian biogenic chert along northwest Pangea: evidence for end Permian collapse of thermohaline circulation. *Palaeogeogr. Palaeo- climatol. Palaeoecol.*, 184: 37–63.
- Beauchamp, B., 1997. The P-T and other stress-release events in NW Pangea. *Pangea (abs.)*, Gaea Heidelberg, 3: 1–68.

- Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., Fisher, N., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib Mineral Petrol*, 143:602-622.
- Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., 2006. Zircon morphology, trace element signatures and Hf-isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from Eastern Australian granitoids. *Journal of Petrology*, 47: 329-353.
- Berezhnaya, N. G., 1999. Criteria for the genetic typification of zircon from metamagmatic associations of the Aldan Shield. *Doklady Earth Sciences* 368(7), 982-984. (Translated from *Doklady Akademii Nauk* 368(3), 373-375).
- Bhatia, M. R., Crook, K. A. W., 1986. Trace-element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 181-193.
- Bhatia M. R. and Taylor S. R., 1981. Trace-element geochemistry and sedimentary provinces: a study from the Tasman Geosyncline, Australia. *Chemical Geology*, v. 33, p. 115-125.
- Bhatia, M. R., 1983. Plate-tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91: 611-627.
- Bhatia, M. R., 1985a. Composition and classification of Paleozoic flysch mudrocks of eastern Australia: Implications in provenance and tectonic setting interpretation. *Sedimentary Geology*, v. 41, p. 249-268.
- Bhatia M. R., 1985b. Rare earth element geochemistry of Australian Paleo-zoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. *Sedimentary Geology*, v. 45, p. 97-113.
- Bock, B., McLennan, S. M., Hanson, G. N., 1994. Rare earth element re-distribution and its effects on the neodymium isotope system in the Austin Glen Member of the Normanskill Formation, New York, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 5245-5253.
- Boehm, J., 1903. Description de la faune des couches de Pereiros. *Com. Serv. Géol. Portugal* V (1), 1-48, Lisboa.
- Boehm, G., 1904. Beiträge zur Geologie von Niederländischen Indien, 1: Die Südküste der Sula Inseln Taliabu und Mangoli; part 1, Grenzschichten zwischen Jura und Kreide; part 2, Der Fundpunkt am oberen Lagoi auf Taliabu; part 3, Oxford des Wai Galo. *Palaeontographica* 4(1): 1-46.
- Boles, J. R. and Franks, S. G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas, implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *J. Sed. Petrol* 49, 55-70.
- Bonatti, E., Fisher, D. E., Joensuu, O., Rydell, H.S., 1971. Post-depositional mobility of some transition elements, phosphorus, uranium and thorium in deep sea sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 35, p. 189-201.
- Bonavia, F., Chorowicz, J., Collet, B., 1995. Have wet and dry Precambrian crust largely governed Cenozoic intraplate magmatism from Arabia to East Africa? *Geophysical Research Letters*, 22 (17): 2337-2340.
- Bosellini A., 1989. Dynamics of Tethyan carbonate platforms. *SEPM Spec. Publ.* 44, 3-13.
- Bosworth, W., Strecker, M. R., Bliniuk, P. M., 1992. Integration of East African paleostress and present-day stress data: implications for continental stress field dynamics. *Journal of Geophysical Research* 97 (B8), 11851-11865.
- Bouch, J. E., Role, M. J., Trewin, N. H., Morton, A.C., 1995. Low-temperature aqueous mobility of the rare-earth elements during sandstone diagenesis. *Journal of the Geological Society of London*, v. 152, p. 895-898.
- Bourquin, S., Eschard, R., Hamouche, B., 2010. High-resolution sequence stratigraphy of Upper Triassic succession (Carnian - Rhaetian) of the Zarzaitine outcrops (Algeria): a model of fluvio-lacustrine deposits. *J. African Earth Sciences*, v. 58, no. 2, pp. 365-386.
- Boynton, W. V., 1984. Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 63-114.

- Braid, J. A., Murphy, J. B., Quesada, C., 2010. Structural analysis of an accretionary prism in a continental collisional setting, the Late Paleozoic Pulo do Lobo Zone, Southern Iberia. *Gondwana Research* 17: 422–439.
- Braid, J. A., Murphy, J. B., Quesada, C., Mortensen, J., 2011. Tectonic escape of a crustal fragment during the closure of the Rheic Ocean: U–Pb detrital zircon data from the late Palaeozoic Pulo de Lobo 250 and South Portuguese Zones, Southern Iberia. *Journal of the Geological Society of London* 168, 383–392.
- Brimhall, G. H. and Dietrich, W. E., 1987. Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems. Results on weathering and pedogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 567–587.
- Brimhall, G. H., Chadwick, O. A., Lewis, C. J. and 7 others, 1991. Deformational mass transpmi and invasive processes in soil evolution. *Science*, v. 255, p. 695–702.
- Brun, J. P., Burg, J. P., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 61: 319–332.
- Brunet, M. F., Le Pichon, X., 1982. Subsidence of the Paris Basin. *J. Geophys. Res.* 87, B10: 8547–8560.
- Burnett, D. J., Quirk, D. G., 2001. Turbidite provenance in the Lower Palaeozoic Manx Group, Isle of Man: implications for the tectonic setting of Eastern Avalonia. *Journal of the Geological Society, London*, 158: 913–924.
- Cawood, P. A., McCausland, P. J. A., Dunning, G. R., 2001. Opening Iapetus: Constraints from the Laurentian margin in Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 443–453.
- Cawood, P. A. and Nemchin, A. A., 2001. Paleogeographic development of the east Laurentian margin: Constraints from U–Pb dating of detrital zircons in the Newfoundland Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, 113, p. 1234–1246.
- Chakoumakos, B. C., Murakami, T., Lumpkin, G. R., Ewing, R. C., 1987. Alpha-decay-induced fracturing in zircon: the transition from the crystalline to the metamict state. *Science*, 236:1556–1559.
- Cherniak, D. J., Hanchar, J.M., Watson, E.B., 1997a. Rare-earth diffusion in zircon. *Chem Geol*, 134: 289–301.
- Cherniak, D. J., Hanchar, J. M., Watson, E. B., 1997b. Diffusion of tetravalent cations in zircon. *Contrib Mineral Petrol*, 127: 383–390.
- Chichorro, M., Pereira, M.F., Diaz-Azpiroz, M., Williams, I.S., Fernandez, C., Pin, C., Silva, J.B., 2008. Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm–Nd isotopes and SHRIMP zircon U–Th–Pb geochronology. *Tectonophysics* 461, 91–113.
- Choffat, P., 1880. Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal. Première livraison - Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. *Mem. Sec. Trab. Géol. Portugal* 22, 72 p., Lisboa.
- Choffat, P., 1882. Note sur les vallées tiphoniques et les éruptions d'ophite et de teschenites en Portugal. *Bull. Soc. Géol. France* 3 e sér., X, 267–295, Paris.
- Choffat, P., 1885. Description de la faune jurassique du Portugal. Mollusques Lamellibranches. Deuxième ordre. Asiphonidae. *Comm. Trav. Géol. Portugal*, 1–7, Lisboa.
- Choffat, P., 1887. Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. *Com. Com. Trab. Geol. Portugal* I (II), 222–312, Lisboa.
- Choffat, P. 1903–1904. L’Infracrias et le Sinémurien du Portugal. *Comunicações da Comissão do Serviço Geológico de Portugal* 5, 49–114.
- Chorowicz, J., 1990. Dynamics of the different basin-types in the East-African Rift. *Journal African Earth Sciences, Book on African Continental Sediments*, 10 (1/2), 271–282.
- Chorowicz, J., Le Fournier, J., Vidal, G., 1987. A model for rift development in Eastern Africa. In: Bowden, P., Kinnaird, J. (Eds.), *African Geology Reviews. Geological Journal* 22 (Thematic Issue), 495–51.

- Chorowicz, J., 2005. The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 379-410.
- Cocks, L. R. M., Torsvik, T. H., 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. *Journal of the Geological Society of London*, 159: 631–644.
- Cohen, A. S., Coe, A. L., 2007. The impact of the Central Atlantic Magmatic Province on climate and on the Sr- and Os-isotope evolution of seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 374–390.
- Colley, S., Thomson, J., Wilson, T. R. S., Higgs, N. C., 1984. Post-depositional migration of elements during diagenesis in brown clay and turbidite sequences in the North East Atlantic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 1223-1235.
- Compston, W., Williams, I. S., Kirschvink, J. L., Zang, Z., Ma, G., 1982. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *J. Geol. Soc. London*, 149: 171-184.
- Compston W, Williams I. S., Meyer C., 1984. U-Pb geochronology of zircons from Lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J. Geophys Res* 89B: 525-534.
- Compston, W., Williams, I. S., Clement, S. W., 1992. U-Pb ages within single zircons using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *30th Am. Soc. Mass Spectrom. Conf.*, 593-595.
- Compston, W., 1999. Geological age by instrumental analysis: the 29th Hallimond Lecture. *Mineral Mag* 63: 297-311.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and geochemistry*, 53: 469-500.
- Crossley, R., 1984. Controls of sedimentation in the Malawi Rift Valley, Central Africa. *Sedimentary Geology*, 40: 33–50.
- Cullers, R. L., Baretz, T., Carlson, R., Robinson, B., 1987. Rare-earth element and mineral-ologic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. *Chemical Geology*, 63: 275–297.
- Cullers, R. L., Yek, L. I., Chaudhuri, S., Guidott, C.V, 1974. Rare earth elements in Silurian pelitic schists from NW Maine. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 389–400.
- Cullers, R. L., Chaudhuri, S., Arnold, B., Lee, M., Wolf, C. W. J., 1975. Rare earth distributions in clay minerals and in the clay-sized fraction of the Lower Permian Havensville and Eskridge shales of Kansas and Oklahoma. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39: (12), 1691-1703.
- Davis, J. C., 1986. *Statistic and Data Analysis in Geology*, 2nd edition: John Wiley and Sons Limited, New York, 646 p.
- Davis, B. A. S., Brewer, S., Stevenson, A. C., Guiot, J., 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1701-1716.
- de la Rosa, J. D., Jenner, G. A., Castro, A., 2002. A study of inherited zircons in granitoid rocks from the South Portuguese and Ossa–Morena Zones, Iberian Massif: support for the exotic origin of the South Portuguese Zone. *Tectonophysics*, 352: 245–256.
- Delvaux, D., Levi, K., Kajara, R., Sarota, J., 1992. Cenozoic paleostress and kinematic evolution of the Rukwa-North Malawi rift valley (East African rift system). *Bulletin des Centres de Recherche Exploration- Production Elf-Aquitaine*, 16: 383–406.
- Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B., 1993. *Atlas Tethys, Palaeoenvironmental Maps*. GauthierVillars, Paris, 307 p.
- Dias, R. & Ribeiro, A., 1994. Constriction in a transpressive regime: the case of Ibero-Armoricain Arc. *J. Struct. Geol.*, 16(11): 1545-1554.
- Díaz García, F., Arenas, R., Martínez Catalán, J. R., González del Tánago, J., Dunning, G., 1999. Tectonic evolution of the Careón ophiolite (Northwest Spain): a remnant of oceanic lithosphere in the Variscan belt. *Journal of Geology*, 107: 587–605.

- Dickerson, P. W., Muehlberger, W. R., 1994. Basins in the Big Bend segment of the Rio Grande rift, Trans-Pecos Texas. In: Keller, G.R., Cather, S.M. (Eds.), *Basins of the Rio Grande Rift: Structure, Stratigraphy, and Tectonic Setting*, Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 291: 283–297.
- Dickinson, W. R., Suczek, C. A., 1979. Plate-tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2164–2182.
- Dickinson, W. R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G. G. (ed.) *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Holland: Reidel: 333–361.
- Dickinson, W. R., 1988. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. In: *New Perspectives in Basin Analysis* (eds), Kleinspehn K L and Paola C (Berlin: Springer-Verlag), pp. 3–25.
- Dinarès-Turell, J., Diez, J.B., Rey, D., Arnal, I., 2005. “Buntsandstein” magnetostratigraphy and biostratigraphic reappraisal from eastern Iberia: Early and Middle Triassic stage boundary definitions through correlation to Tethyan sections. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 229: 158–177.
- Doré, A. G., 1992. Synoptic palaeogeography of the Northeast Atlantic Seaway: late Permian to Cretaceous. In *Basins on the Atlantic Seaboard: Petroleum Geology, Sedimentology and Basin Evolution*, Parnell J (ed.). Geological Society of London: London; Special Publication. 62: 421–446.
- Driese, S. G., Mora, C. I., Stiles, C. A., Joeckel, R. M., Nordt, L.C., 2000. Mass-balance reconstruction of a modern Vertisol: Implications for interpreting the geochemistry and burial alteration of paleo-Vertisols. *Geoderma*, v. 95, p. 179–204.
- Drost, K., 2008. Sources and geotectonic setting of Late Neoproterozoic - Early Paleozoic volcano-sedimentary successions of the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif): Evidence from petrographical, geochemical, and isotopic analyses. PhD thesis, *Journal of Central European Geology*, 54: 1–168.
- Duarte, L. V. e Soares, A. F., 2002. Litostratigrafia das series margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 89: 135–154.
- Dupré, B., Gaillardet, J., Rousseau, D., Allègre, C. J., 1996. Major and trace elements of river-borne material: The Congo Basin. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1301–1321.
- El Arabi, E. H., Bienvenid, J. D., Broutin, J., Essa-moud, R, 2006. Première caractérisation palynologique du Trias moyen dans le Haut Atlas; implications pour l'initiation du rifting téthysien au Maroc. *Comptes Rendus de Géoscience*, 338: 641–649.
- Elderfield, H. and Sholkovitz, E.R., 1987. Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments. *Eaith and Planetary Science Letters*, v. 82, p. 280–288.
- Elderfield, H., Kennedy, H., Klinkhammer, G., Sholkovitz, E. R., 1985. Rare earth elements distributions in marine pore waters and associated sediments. *Terra Cognita*, v. 5, p. 188–195.
- Elderfield, H., Uppstill-Goddard, R.; Sholkovitz, E. R., 1990: The rare earth elements in riyers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(4): 971–991.
- Eriksson, K. A., Taylor, S. R., Korsch, R.J., 1992. Geochemistry of the 1.8–1.67Ga mudstones and siltstones from the Mount Isa Inlier, Queensland, Australia: Provenance and tectonic implications. *Geochirnica et Cosmochimica Acta*, v. 56, p. 899–909.
- Fairhead, J. D., Henderson, N. B., 1977. The seismicity of southern Africa and incipient rifting. *Tectonophysics*, 41: 19–26.
- Fairhead, J. D., Reeves, C. V., 1977. Teleseismic delay times, Bouguer anomalies and inferred thickness of the African lithosphere. *Earth Planetary Science Letters*, 36: 63–76.
- Fairhead, J. D., Stuart, G. W., 1982. The seismicity of the East Africa rift system and comparison with others continental rifts. In: Palmason, G. (Ed.), *Continental and Oceanic Rifts. Geodynamics Series*, 8: 41–61.

- Fairhead, J. D., 1976. The structure of the lithosphere beneath the eastern rift, East Africa, deduced from gravity studies. *Tectonophysics*, 30 (3–4): 268–298.
- Fernandez-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G. A., Tubrett, M. N., 2000. New ideas on the Proterozoic-Early Palaeozoic evolution of NW Iberia: insights from U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Res.*, 102: 85–206.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jeffries, T.E., 2002a. The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Planetary Science Letters*, 204 (1–2): 75–88.
- Fernández-Suárez, J., Corfu, F., Arenas, R., Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Díaz García, F., Abati, J., Fernández, F.J., 2002b. U–Pb evidence for a polyorogenic evolution of the HP–HT units of the NW Iberian Massif. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 236–253.
- Fernandes, P., Jorge, R. C. G. S., Oliveira, J. T., Pereira, Z., Rodrigues, B., 2010. Análise de proveniência dos sedimentos siliciclásticos do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, Zona Sul Portuguesa. VIII Congresso Nacional de Geologia, Universidade do Minho, e-Terra, volume, 13 (2): 1–4.
- Fernández-Suárez, J., Gutierrez-Alonso, G., Jeffries, T.E., 2002. The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Planetary Science Letters*, 204 (1–2): 75–88.
- Ferrari, L., Nelson, S. A., Rosas-Elguera, J., Aguirre-Díaz, G., Venegas-Salgado, S., 1997. Tectonics and volcanism of the western Mexican Volcanic Belt. In: Aguirre-Díaz, G., Aranda-Gómez, J., Carrasco Nuñez, G., Ferrari, L., (Eds.), *Magmatism and tectonics in central and northwestern Mexico—A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions*, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 85–29.
- Fischer, J. C. & Palain, C., 1971. Nouvelles observations sédimentologiques et paléobiologiques sur l'Hettangien du Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. LV, pp.105–132, 5 fig., pl. I.
- Fleet A. J., 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: Henderson P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, pp. 343–373.
- Floyd, P. A., Leveridge, B. E., 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London*, 144: 531–542.
- Floyd P. A., Winchcster J. A., Park R.G., 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Maree group of Gairloch, NW Scotland. *Precambrian Res.*, 45: 203–214.
- Ford, D., and Golonka, J., 2003. Phanerozoic paleogeography, paleoenvironment and lithofacies maps of the circum-Atlantic margins. In: Golonka, J. (Ed.), *Thematic Set on Paleogeographic Reconstruction and Hydrocarbon Basins: Atlantic, Caribbean, South America, Middle East, Russian Far East, Arctic. Marine and Petroleum Geology*, vol. 20: 249–285.
- Fowler, A., Prokoph, A. E. Dupuis, C., 2002. Organization of oscillatory zoning in zircon: analysis, scaling, geochemistry, and mode of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 311–328.
- Fralick, P. W., 2003. Geochemistry of clastic sedimentary rocks: ratio techniques. In: Lentz, D.R., (ed.), *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit Environments*: Geological Association of Canada, GeoText 4.
- Fralick, P. W. and Kronberg, B. I., 1997. Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. *Sedimentary Geology*, v. 113, p. 111–124.
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Eds.), *Orogenic Processes, Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geological Society of London. Special Publications, 179: 35–61.

- Fraser, G., Ellis, D., Eggins, S., 1997. Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. *Geology*, 25 (7): 607–610.
- Frostick, L. E., Reid, I., 1990. Structural control of sedimentation patterns and implications for the economic potential of the East African Rift basins. *Journal African Earth Sciences*, 10 (1/2): 307–318.
- Froude, D. O., Ireland, T. R., Kinny, P. D., Williams, I. S., Compston, W., 1983. Ion microprobe identification of 4100–4200 Myr-old terrestrial zircons. *Nature*, 304: 616–618.
- Gabaldón, V., Garrot, A., Quesada, C., 1983a. Las cuencas de Valdeinferno y Benajarafe (Tournaisiense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana (Zona de Ossa Morena). *Com. Serv. Geol. Portugal*. T. 69, nº2, pp. 209–218.
- Gaillardet, J., Dupré, B. and Allegre, C. J., 1995. A global geochemical mass balance applied to the Congo Basin rivers: Erosion rates and continental crust composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, p. 3469–3485.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Allegre, C. J., 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon River basin. *Chemical Geology*, v. 142, p. 141–173.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Allegre, C. J., 1999. Geochemistry of large river suspended sediments: Silicate weathering or recycling tracer? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 63, p. 4037–4051.
- Gans, P. B., 1997. Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*, 16: 388–408.
- Gao, S., Davis, P. M., Liu, H., Slack, P. D., Zorin, Yu. A., Logatchev, N. A., Kogan, M. G., Burkholder, P. D., Meyer, R. P., 1994a. Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia. *J. Geophys. Res.* 99, 15319–15330.
- Gao, S., Davis, P. M., Liu, H., Slack, P. D., Zorin, Yu. A., Mordinova, V. V., Kozhevnikov, V. M., Meyer, R. P., 1994b. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone. *Nature* 371, 149–151.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., and Allison, E. C., 1975. Reconnaissance geology of the State of Baja California: Geological Society of America Memoir 140, 170 p.
- Gehrels, G. E., Dickinson, W. R., 1995. Detrital zircon provenance of Cambrian to Triassic miogeoclinal and eugeoclinal strata in Nevada. *Am J Sci* 295:18–48.
- Gehrels, G. E., Ross, G. M., 1998. Detrital zircon geochronology of Neoproterozoic to Permian miogeoclinal strata in British Columbia and Alberta. *Can J Earth Sci* 35:1380–1401.
- Gehrels, G. E., Dickinson, W.R., Ross, G. M., Stewart, J. H., Howell, D. G., 1995. Detrital zircon reference for Cambrian to Triassic miogeoclinal strata of western North America. *Geology* 23:831–834.
- Gehrels, G. E., Stewart, J. H., Ketner, K. B., 2002. Cordilleran-margin quartzites in Baja California—implications for tectonic transport. *Earth Planet Sci Lett* 199:201–210.
- Gerdes, A., and Zeh, A., 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*. 249/1-2, 47–62.
- Gennan, C. R. and Elderfield, H., 1990. Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: the ground rules: *Paleoceanography*, v. 5, p. 823–833.
- Girdler, R. W., 1978. Comparison of the East African Rift System and the Permian Oslo Rift. In: Ramberg, C.B., Neumann, E.R. (Eds.), *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*. Reidel, Dordrecht: 347–350.
- Golenetsky, S. I., 1990. Problems of the seismicity of the Baikal rift zone. *J. Geodyn*, 11: 293–307.
- Golonka, J., 2002. Plate-tectonic Maps of the Phanerozoic. In: Kiessling, W., Flügel, E., Golonka, J. (Eds.), *Phanerozoic Reef Patterns. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*, vol. 72: 21–75.

- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381: 235–273.
- Golonka, J., 2007. Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 297–307.
- Golonka, J., Ford, D. W., 2000. Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161: 1–34.
- Golonka, J., Bocharova, N. Y., Ford, D., Edrich, M. E., Bednarczyk, J., Wildharber, J., 2003a. Paleogeographic reconstructions and basins development of the Arctic. In: Golonka, J. (Ed.), *Thematic Set on Paleogeographic Reconstruction and Hydrocarbon Basins: Atlantic, Caribbean, South America, Middle East, Russian Far East, Arctic. Marine and Petroleum Geology*, vol. 20, pp. 211–248.
- Gu, X .X., 1994. Geochemical characteristics of the Triassic Tethys-turbidites in northwestern Sichuan, China: Implications for prove- nance and interpretation of the tectonic setting: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 4615-4631.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T., Jenner, G.A., Cox, R., Jackson, S.E., 2003. Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. *Tectonophysics* 365, 221–232.
- Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S. T., Weil, A. B., Pastor-Galán, D., Fernández-Suárez, J., 2012. Buckling an orogen: the Cantabrian Orocline. *GSA Today* 22, 4-9.
- Hanchar, J. M., Miller, C. F., 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustas histories. *Chem. Geol.*, 110: 1-13.
- Hancock, P., Skinner, B. J., 2000. Variscan Orogeny. *The Oxford Companion to the Earth*.
- Hausback, B.P., 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. In: Frizzell Jr., A. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula. Pacific Section, SEPM*, 39: 219–236.
- Ebinger, C. J., Hayward, N. J., 1996. Soft plates and hot spots: Views from Afargy: evolution of the Northern Malawi (Nyassa) Rift. *Journal of Geophysical Research*, 101 (B10): 21859–21876.
- Heaman, L. M., Bowins, R., Crocket, J., 1990. The chemical composition of igneous zircon suites: Implications for geochemical tracer studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 1597-1607.
- Helmholt, K. P. and van de Kamp, P. C., 1984. Diagenetic mineralogy and controls on albitization and laumontite formation in Paleogene arkoses. Santa Ynez Mountains. California, McDonald. D. A and Surdam. R. C. Clastic genesis: *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 37. p. 239–276.
- Hemming, S. R., 1994. Pb isotope studies of sedimentary rocks and detrital components for provenance analysis: unpublished Ph.D. Dissertation. State University of New York at Stony Brook, 212 p.
- Hemming, S. R., Broecker, W. S., Sharp, W. D., Bond, G. C., Gwiazda, R. H., McManus , J. F., Klas, M., Hajdas, I., 1998b. Provenance of the Hein- rich layers in core V28-82, northeastern Atlantic: 40Ar/39Ar ages of ice-rafted homblende, Pb isotopes in feldspar grains, and Nd-Sr-Pb isotopes in the fine sediment fraction. *Earth and Planetary Sciences Letters*, V. 164, p. 317-333.
- Hemming, S. R., Gwiazda, R. H., Andrews, J. T., Broecker, W. S., Jennings, A. E., Onstott, T., 2000a. 40Ar/39Ar and Pb-Pb study of individual homblende and feldspar grains from southeastern Baffin Island glacial sediments: implications for the provenance of the Heinrich layers. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, p. 879-890.
- Henry, C. D. & Aranda-Gómez, J. J., 1992. The real southern Basin Lindstrom, D. J. & Korotev, R. L., 1982. TEABAGS: computer proand Range: mid- to late-Cenozoic extension in México. *Geology* 20, grams for instrumental neutron activation analysis. *Journal of Radio-* 701–704.
- Henry, C. D., Aranda-Gomez, J. J., 2000. Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, 318: 1-26.

- Herron M. M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J., Sed. Petrol.*, 58; 820-829.
- Hibbard, J. P., van Staal, C. R., Rankin, D. W., Williams, H., 2006. Lithotectonic map of the Appalachian Orogen, Canada–United States of America: Geological Survey of Canada Map 2096A, scale 1:1,500,000.
- Hibbard, J. P., van Staal, C. R., Rankin, D. W., 2007a. A comparative analysis of pre-Silurian crustal building blocks of the northern and the southern Appalachian orogen. *American Journal of Science*, 307: 23–45.
- Hibbard, J. P., van Staal, C. R., Miller, B. V., 2007b. Links between Carolina, Avalonia, and Ganderia in the Appalachian peri-Gondwanan Realm. In: Evenchick, C.A. (Ed.), *Whence the Mountains? Inquiries into the Evolution of Orogenic Systems: A Volume in Honor of Raymond A. Price*: Geological Society of America, Special Papers, vol. 433, pp. 291–311.
- Hirdes, W., Davis, D.W., 2002. U–Pb geochronology of Paleoproterozoic rocks in the southern part of the Kedougou-Kenieba inlier, Senegal, West Africa: evidence for diachronous accretionary development of the Eburnean Province. *Precambrian Research* 118, 83–99.
- Hiscott, R. N., 1984. Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: trace element evidence. *Geological Society of America, Bulletin*, v. 95, p. 1261-1267.
- Hoffman, C., Courtillot, V., Feraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E., Pik, R., 1997. Timing of the Ethiopian flood basalt event: implications for plume birth and global change. *Nature*, 389: 838–841.
- Holm, D., Schneider, D., Coath, C. D., 1998. Age and deformation of Early Proterozoic quartzites in the southern Lake Superior region: implications for extent of foreland deformation during final assembly of Laurentia. *Geology*, 26: 907-910.
- Hoskin, P. W. O., Black, L. P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 423–439.
- Hoskin, P. W. O., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J. M.; Hoskin, P. W. O. (Eds.), *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 27-62.
- Hower, J., Eslinger, E. V., Hower, M. E., Perry, E. A., 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America, Bulletin*, v. 87, p. 725-737.
- Humphries, S. E., 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: Henderson, P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 315-341.
- Ingersoll, R. V., 1988. Teaonics of scdimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1704-1719.
- Inverno, C. M. C., Manuppella, G., Zbyszewski, G., Pais, J., Ribeiro, M. L., 1993. *Carta Geológica de Portugal na Escala 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 42-C Santiago do Cacém*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 75 pág.
- Ireland, T. R., Williams, I. S., 2003. Considerations in zircon geochronology by SIMS. *Reviews in Mineralogy and geochemistry*, 53: 215-241.
- Ireland, T. R., 1992. Crustal evolution of New Zealand: Evidence from age distributions of detrital zircons in Westem Province paragneisses and Torlesse greywacke. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, p. 911-920.
- Jackson, S. E., 2001. The application of Nd:YAG lasers in LA-ICP-MS. In: *Laser Ablation-ICPMS in the Earth Sciences*. Sylvester, P., (eds), Mineral Assoc Can Short Course Handbook, 29: 29-46.
- Jackson, S. E., Longerich, H. P., Dunning, R., Fryer, B. J., 1992. The application of laser-ablation microprobe-inductively coupled plasma mass spectrometry LAM-ICP-MS to in situ trace element determinations in minerals. *Can. Mineral* 30: 1049–1064.

- Jarvis, I., and Higgs, N. C., 1987. Trace-element mobility during early diagenesis in distal turbidites: late Quaternary of the Madeira Abyssal Plain, N. Atlantic. In: Weaver, P. P. E. and Thomson, J., (Eds.), *Geology and Geochemistry of Abyssal Plains*. Geological Society, Special Publication, n. 31, p. 179-209.
- Jarvis, I., Pearce, T. J., Higgs, N. C., 1988. Early diagenetic geochemical trends in Quaternary distal turbidites. *Chemical Geology*, v. 70, p.10.
- Jeffries, T. E., Jackson, S. E., Longerich, H. P., 1998. Application of a frequency quintupled Nd:YAG source (= 213 nm) for laser ablation ICP-MS analysis of minerals. *J Anal. Atom. Spectrom.*, 13 :935-940.
- Jesus, A., Munhá, J., Mateus, A., Tassinari, C., Nutman, A., 2007. The Beja layered gabbroic sequence (Ossa-Morena Zone, Southern Portugal): geochronology and geodynamic implications. *Geodinamica Acta*, 20: 139–157.
- Johnsson, M. J. & Meade, R. H., 1990. Chemical weathering of fluvial sediments during alluvial storage: the Macuapanim island point bar, Solimões river, Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 827-842.
- Johnson, R. H., Rickenbach, T. M., Rutledge, S. A., Ciesielski, P. E., and Schubert, W. H. (1999). Trimodal characteristics of tropical convection. *J. Climate*, 12, 2397-2418.
- Johnsson, M. J., 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. In: Johnsson, M.J. and Basu, A. (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America, Special Paper, n. 284, p. 1-19.
- Johnsson, M. J., Ellen, S. D., McKittrick, M. A., 1993. Intensity and duration of chemical weathering: an example from soil clays of the southeast in Koolau Mountains, Oahu, Hawaii. In Johnsson, M. J. and Basu, A., (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geo-logical Society of America, Special Paper n. 284, p. 147-157.
- Julivert, M., 1987. The structure and evolution of the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Jour. Sci.*, 270: 1-29.
- Kairo, S., Suttnar, L. J., Dutta, P. K., 1993. Variability in sandstone composition as a function of depositional environment. In: Johnsson, M. J. and Basu, A., (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America, Special Paper n. 284, p. 263-283.
- Kampunzu, A. B., Lubala, R. T., 1991. Magmatic evolution and petrogenesis in the East African rift system. In: *Magmatism in Extensional Structural Settings*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 131–135.
- Kampunzu, A. B., Bonhomme, M. G., Kanika, M., 1998. Geochronology of volcanic rocks and evolution of the Cenozoic Western Branch of the East African Rift System. *Journal African Earth Sciences* 26 (3), 441–461.
- Keller, G. R., Prodehl, C., Mechle, J., Fuchs, K., Khan, M. A., Maguire, P. K. H., Mooney, W. D., Achauer, U., Davies, P. M., Meyer, R. P., Braile, L. W., Nyambok, I. O., Thompson, G. A., 1994. The East African rift system in the light of KRISP 90. *Tectonophysics*, 236: 465–483.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Murphy, J. B., Nance, R.D., 2008. Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: from rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461: 277–290.
- Key, R. M., Loughlin, S. C., Gillespie, M., Del Rio, M., Horstwood, M. S. A., Crowley, Q. G., Darbyshire, D. P. F., Pittfield, P. E. J., Henney, P. J., 2008. Two Mesoarchean terranes in the Reguibat shield of NW Mauritania. *Geological Society, London, Special Publications* 297(1), 33–52.
- Klein, C., Hurlbut, C. S., 1993. *Manual of Mineralogy* (after J.D. Dana). 21st edition, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Klinkhammer, G. P., Heggie, D. T., Graham, D. W., 1982. Metal diagenesis in oxic marine sediments. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 61, p. 211-219.
- Knudsen, T. L., Anderen, T., Whitehouse , M. J., Vestin, J., 1997. Detrital zircon ages from southern Norway -implications for the Proterozoic evolution of the southwestern Baltic Shield: Contributions to Mineralogy. *Petrology*, v. 130, p. 47-58.

- Köppen, A., Carter, A., 2000. Constraints on provenance of the central European Triassic using detrital zircon fission track data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 193–204.
- Kosler, J., Sylvester, P.J., 2003. Present trends and the future of zircon in geochronology: Laser Ablation ICPMS. *Reviews in Mineralogy and geochemistry*, 53: 469-500.
- Koulamelan, A. N., Delor, C., Peucat, J. J., 1997. Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise, West African craton). *Precambrian Research*, 86: 177–199.
- Krasnobayev, A. A., 1986. Zircon as an Indicator of Geological Processes (in Russian), Moscov. Nauka, 146 pp.
- Kronberg, B. I., Nesbitt, H. W., Lam, W.W., 1986. Upper Pleistocene Amazon deep-sea fan muds reflect intense chemical weathering of their mountainous source lands. *Chemical Geology*, v. 54, p. 283-294.
- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, A. F., Rey, J., Terrinha, P., Callapez, P., Martins, L., 2006. A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectônica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C., (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora, pp. 317-368.
- Kutek, J., 2001. The Polish Permo-Mesozoic Rift Basin. In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Soleau (Eds), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mém. Mus. Natn. Hist. Nat., 186: 213-236.
- Lambiase, J. J., and Bosworth, W., 1995. Structural controls on sedimentation in continental rifts. In: Lambiase, J.J., (Ed), *Hydrocarbon habitat in rift basins*. Geological Society Special Publication 80, p. 117-144.
- Land, L.S., 1984. Frio sandstone diagenesis, Texas Gulf Coast: A regional isotopic study. In: McDonald, D.A, Surdam, R. C. (Eds.), *Clastic Diagenesis*. AAG Memoir 37, Part 1. Concepts and Principles, 47-62.
- Laville, E., Pique, A., Amrhar, M., Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 38: 145–153.
- Le Fournier, J., Chorowicz, J., Thouin, C., Balzer, F., Chenet, Y., Henriet, J. P., Masson, D., Mondeguer, A., Rosendahl, B., Spy, Anderson, F.-L., Tiercelin, J. J., 1985. Le bassin du lac Tanganyika: evolution tectonique et sédimentaire. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 301 (II, 14), 1053–1058.
- Lee, J., Miller, M. M., Crippen, R., Hacker, B., Ledesma-Vasquez, J., 1996. Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California: evidence from the southern Sierra Juarez. *Geol. Soc. Am. Bull.* 108, 505–525.
- Lee, J. K. W., Williams, I. S., Ellis, D. J., 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, 390: 159– 161.
- Lesne, O., Calais, E., Deverchère, J., 1998. Finite element modeling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the active-passive debate. *Tectonophysics*, 289: 327–340.
- LeTourneau, P. M. and Olsen, P. E. (eds.), 2003. *The Great Rift Valleys of Pangea in Eastern North America*, vol. 1-2, Columbia University Press. Volume 1: Tectonics, Structure, and Volcanism, 214 p. Volume 2: Sedimentology, Stratigraphy, and Paleontology, 384 p.
- Liati, A., Gebauer, D., 1999. Constraining the prograde and retrograde P–T–t path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating different zircon domains: inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135: 340– 354.
- Liegeois, J. P., Claessens, W., Camara, D., Klerkx, J., 1991. Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. *Geology, Tectonics, U–Pb and Rb–Sr geochronology*. *Precambrian Research*, 50(1-2): 111–136.
- Lima, S. M., Corfu, F., Neiva, A. M. R., Ramos, M. F., 2012. Dissecting Complex Magmatic Processes: an in-depth U–Pb Study of the Pavia Pluton, Ossa-Morena Zone, Portugal. *Journal of Petrology*, 53(9): 1887-1911.

- Linn, A. M. and DePaolo , D. K., 1993. Provenance controls on the Nd-Sr-O isotopic composition of sandstones: Example from Late Mesozoic Great Valley forearc basin, California. In: Johnsson, M. J. and Basu, A., (Eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America, Special Paper n. 284, p. 121-133.
- Linnemann, U., McNaughton, N.J., Romer, R.L., Gehmlich, M., Drost, K., Tonk, C., 2004. West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? U-Pb SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. International Journal of Earth Sciences, 93: 683–705.
- Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K., Buschmann, B. 2007. The continuum between Cadomian Orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, NE Bohemian massif, Germany). In: Linnemann, U., Nance, D., Kraft, P., Zulauf, G. (Eds.), The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision. Boulder, Colorado. Geological Society of America, Special Paper. 423, 61-96.
- Linnemann, U., Pereira, M.F., Jeffries, T., Drost, K., Gerdes, A., 2008. Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: New insights in the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs)", Tectonophysics 361: 21-43.
- López-Gómez, J., Arche, A., Marzo, M., Durand, M., 2005. Stratigraphical and palaeogeographical significance of the continental sedimentary transition across the Permian-Triassic boundary in Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 229: 3–23.
- Macdonald, D., Gomez-Perez, I., Francese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M., Paton, D., 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. In: Golonka, J. (Ed.), Thematic Set on Paleogeographic Reconstruction and Hydrocarbon Basins: Atlantic, Caribbean, South America, Middle East, Russian Far East, Arctic. Marine and Petroleum Geology, vol. 20, pp. 287–308.
- Mahoney, J. B., Mustard, P. S., Haggart, J. W., Friedman, R. M., Fanning, C. M., McNicoll, V. J., 1999. Archean zircons in Cretaceous strata of the western Canadian Cordillera: the "Baja B.C." hypothesis fails a crucial test. Geology, 27: 195-198.
- MacKenzie, W. S., Donaldson, C. H., Guilford, C., 1993. Atlas of igneous rocks and their textures. Longman Scientific & Technical, 1-148.
- Manuppella, G., 1983. O Dogger de Santiago do Cacém. Comun. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 69 (1), pp. 47-61.
- Manuppella, G., Marques, B., Ramalho, M. M. & Rocha, R. B., 1987a. Le Jurassique de l'Algarve: stratigraphie et evolution sédimentaire. Excursão C, 2º Int. Symposium on Jurassic Stratigraphy, Lisboa.
- Manuppella, G., Marques, B., Rocha, R. B., 1988. Evolution tectono-sédimentaire du basin de l'Algarve pendant le Jurassique. 2º Int. Symposium on Jurassic Stratigraphy, Lisboa, pp. 1031-1046.
- Manuppella, G. (coordenador), 1992. Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100 000. Notícia Explicativa. Serv. Geol. Port.; Lisboa, 15 p.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Gómez-Barreiro, J., Abati, J., Castiñeras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F. J., Valle Aguado, B., 2007. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt. In: Hatcher, R. D. Jr., Carlson, M. P., McBride, J. H., Martínez Catalán, J. R. (Eds.), 4-D Framework of Continental Crust. Geological Society of America Memoir 200, p. 403–423.
- Martins, L. T., Madeira, J., Youbi, N., Munhá, J., Mata, J., Kerrich, R., 2008. Rift-related magmatism of the Central Atlantic magmatic province in Algarve, Southern Portugal. Lithos, 101: 102–124.

- Martins, L. T., 1991. Actividade ígnea mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica). Tese de Doutoramento (não publicada), Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 418p.
- Marzoli, A., Renne, P. E., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A., 1999. Extensive 200 million-year-old continental flood basalts of Central Atlantic Magmatic Province. *Science* 284, 616–618.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329–374.
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova* 13, 122–128.
- Matte, P., 2002. Variscides between the Appalachians and the Urals. In: Martínez- Catalán, J.R., Hatcher Jr., R.D., Arenas, R., Díaz García, F. (Eds.), Variscan–Appalachian dynamics: the building of the Late Paleozoic basement: Geological Society of America Special Paper, vol. 364, pp. 239–251.
- Matte, P., and Ribeiro, A., 1975. Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la viration Hercynienne de Galicia: relation avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc Iberio-Armoricain: *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, v. 280, p. 2825-2828.
- Maynard, J.B., 1992. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *Journal of Geology*, v. 100, p. 279-289.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., Amaya Martínez, R., 1997. The interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 109, p. 1349-1360.
- McHone, J. G., Puffer, J. H., 2003. Flood basalt province of the Pangean Atlantic rift: regional extent and environmental significance. In: LeTourneau, P.M., Olsen, P.E. (Eds.), *The great rift valleys of Pangea in Eastern North America, Aspects of Triassic–Jurassic Rift Basin Geoscience*, vol. 1. Columbia University Press, pp. 141–154.
- McKerrow, W. S., Scotese, C. R. (Eds.), 1990. Palaeozoic palaeogeography and biogeography. Geological Society of London Memoir 12. Praeger, New York, p. 435.
- Mckie, T., Williams, B., 2009. Triassic palaeogeography and fluvial dispersal across the northwest European Basins. *Geological Journal*, 44: 711-741.
- McLaren, A. C., Fitz Gerald, J. D., Williams, I. S., 1994. The microstructure of zircon and its influence on the age determination from Pb/U isotopic ratios measured by ion microprobe. *Geoch. Cosm. Acta*, 58: 993-1005.
- McLennan, S.M., 1988. Recycling of the Continental-Crust. *Pure and Applied Geophysics*, 128(3-4): 683-724.
- McLennan, S. M., 1989a. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and mineralogy of the rare earth elements. Rev. Mineral. Geochem.*, 21: 169-200.
- McLenna S. M.; Hemming, S.; McDaniel, D. K.; Hanson, G. N. (1993): Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. - In: Johnsson, M. J.; Basu, A . (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Geological Society of America Special, Paper 284: 21-40, Boulder, Colorado.
- McLennan, S. M., 1995. Sediments and soils: Chemistry and abundances. In: Ahems, T. J., (Ed), *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants*. American Geophysical Union Reference Shelf, v. 3, p. 8-19.
- McLennan S. M., 2001b. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem. Geophys. Geosys.* 2.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R., McCulloch, M. T., Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonics associations. *Geochimica et. Cosmochimica Acta*, 54, pp. 2015-2050.

- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G. N., 1993. Geochemical Approaches to Sedimentation, Provenance and Tectonics. In: Johnson, M.J. and A. Basu (Eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America, Special Paper, USA., pp: 21-40.
- McLennan, S. M., Hemming, S., Taylor, S. R., Eriksson, K.A., 1995. Early Proterozoic crustal evolution: Geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, p. 1153-1177.
- McLennan, S. M., Bock, B., Hemming, R., Hurowitz, J. A., Lev, S. M., McDaniel, D. K., 2003. The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks. In: Lentz, D. R. (ed.), *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks*. Geological Association of Canada, p. 7-38.
- McLennan, S. M., Bock, B., Compston, W., Hemming, S. R., McDaniel, D.K., 2001. Detrital zircon geochronology of Taconian and Acadian foreland sedimentary rocks from New England. *Journal of Sedimentary Research*, v. 71, p. 305-317.
- Mechie, J., Fuchs, K., Altherr, R., 1994. The relationship between seismic velocity, mineral composition and temperature and pressure in the upper mantle, with an application to the Kenya Rift and its eastern flank. *Tectonophysics* 236, 453-464.
- Medina, F., 1995. Syn-and postrift evolution of the El Jadida-Agadir basin (Morocco): constraints for the rifting models of the Central Atlantic. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 1273-1291.
- Medina, F., 2000. Structural styles of the Moroccan Triassic basins. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil 1 9-10, 1167-1192 (Epicontinental Triassic International Symposium).
- Mège, D., Korme, T., 2004. Dyke swarm emplacement in the Ethiopian large igneous province: not only a matter of stress. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 132, 283-310.
- Meinhold, G., Morton, A.C., Avigad, D., 2012. New insights into peri-Gondwana paleogeography and the Gondwana super-fan system from detrital zircon U-Pb ages. *Gondwana Research*.
- Melfi, A. J., Cerri, C. C., Kronberg, B. I., Fyfe, W. S., McKinnon, B., 1983. Granitic weathering: a Brazilian study. *Journal Soil Sciences*, v. 34, p. 841-851.
- Miller, C. F.; Lowery, L. E.; Bea, F., 2005. Zircon and Zr/Hf ratios: Assessing magmatic fractionation in the crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69: (10, Supplement), AIO.
- Milodowski, A. E. and Zalasiewicz, J. A., 1991. Redistribution of rare earth elements during diagenesis of turbidite/hemipelagite mudrock sequences of Llandovery age from central Wales. In: Morton, A. C., Todd, S. P., Haughton, P. D. W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society of London, Special Publication n. 57, p. 101-124.
- Mittlefehldt, D. W., 1999. Alkalis and alkaline earth elements. In : Marshall, C. P., Fairbridge, R. W. (Eds.), *Encyclopedia of Geochemistry*: 198-204, Dordrecht, Boston, London (Kluwer Academic Publishers).
- Mondeguer, A., Ravenne, Ch., Masse, P., Tiercelin, J.J., 1989. Sedimentary basins in an extension and strike-slip background: the South Tanganyika troughs complex, East African Rift. *Bulletin Société géologique de France* 3, 501-522.
- Moore Jr., T.C., Klitgord, K.D., Golmshtok, A.Y., Weber, E., 1997. Sedimentation and subsidence patterns in the central and north basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 109(6), 746-766.
- Moores, E. M., and Twiss, R. J., 1995. Tectonics. In. Condie, K. C., (Ed), *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. New York, Freeman & Company, W. H., 415 pp.
- Moran, P. C., Barr, S. M., White, C. E., Hamilton, M. A., 2007. Petrology, age, and tectonic setting of the Seal Island Pluton, offshore southwestern Nova Scotia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44: 1467-1478.

- Morey, G. B. and Setterholm, D. R., 1997. Rare earth elements in weathering profiles and sediments of Minnesota: Implications for provenance studies. *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 105-115.
- Morgan, W. J., 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42-43.
- Morgan, W. J., 1972. Mantle Convection Plumes and Plate Motions. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 203-213.
- Mougenot, D., Monteiro, J. H., Dupeuble, P. A., Malod, J. A., 1979. La marge continentale sud-portugaise: évolution structurale et sédimentaire. *Ciências Terra (UNL)* 5, 223-246, Lisboa.
- Mouterde, R., Ramalho, M., Rocha, R. B., Ruget, C., Tintant, H., 1972. Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. *Bol. Soc. Geol. Portugal XVIII* (1), 73-104, Lisboa.
- Morton, A., Clauoé-Long, J. C., Berge, C., 1996. SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Statfjord Formation, North Sea. *J. Geol. Soc. London*, 153: 915-929.
- Mueller, R. F., 1967. Mobility of the elements in metamorphism: *Journal of Geology*, v. 75, p. 565-582.
- Murakami, T., Chakoumakos, B. C., Ewing, R. C., Lumpkin, G. R., Weber, W. J., 1991. Alpha-decay event damage in zircon. *Am Mineral*, 76: 1510-1532.
- Murali, A. V., Parthasarathy, R., Mahadevan, T. M., Sankar Das, M., 1983. Trace element characteristics, REE patterns and partition coefficients of zircons from different geological environments - a case study on Indian zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 2047-2052.
- Murray, R. W., Buchholtz, T., Brink, M. R., Brumsack, H. J., Gerlach, D. C. Russ, G. P., 1991. Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behavior of Ce/Ce*: Results from ODP Leg 127. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 2453-2466.
- Murphy, J. B., Eguiluz, L., Zulauf, G., 2002. Cadomian orogens, peri-Gondwanan correlatives and Laurentia-Baltica connections. *Tectonophysics*, 352: 1-9.
- Murphy, J. B., Gutiérrez-Alonso, G., Nance, R. D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J. D., Quesada, C., Strachan, R. A., Dostal, J., 2006. Origin of the Rheic Ocean: rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology*, 34: 325-328.
- Murphy, J. B., Nance, R. D., Cawood, P.A., 2009. Contrasting modes of supercontinent formation and the conundrum of Pangea. *Gondwana Research*, 15: 408-420.
- Murphy, J. B., Gutierrez-Alonso, G., Nance, R. D., Fernandez-Suarez, J., Keppie, J. D., Quesada, C., Dostal, J., Braid, J. A., 2009. Rheic Ocean mafic complexes: overview and synthesis. In: Murphy, J.B., Keppie, J.D., Hynes, A.J. (Eds.), *Ancient Orogenes and Modern Analogues*. Geological Society of London, Special Publication 327, pp. 343-369.
- Murphy, J. B., Keppie, J. D., Nance, R.D., Dostal, J., 2010. Comparative evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: A North America perspective. *Gondwana Research*, 17: 482-499.
- Murphy, J. B., van Staal, C. R., Collins, W. J., 2011. A comparison of the evolution of arc complexes in Paleozoic interior and peripheral orogens: Speculations on geodynamic correlations. *Gondwana Research*, 19 (3): 812-827.
- Nagasawa, H., 1970. Rare earth concentrations in zircon and apatite and their host dacites and granites. *Earth and Planetary Science Letters* 9, 359-364.
- Nagy, E. A., Samson, S. D., D'Lemos, R. S., 2002. U-Pb geochronological constraints on the timing of Brioherian sedimentation and regional deformation in the St. Brieuc region of the Neoproterozoic Cadomian orogen, northern France. *Precambrian Research*, 116: 1-17.
- Nance, R. D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Strachan, R. A., Woodcock, N. H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17(2-4); 194-222.
- Nance, R. D., Linnemann, U., 2008. The Rheic Ocean: origin, evolution and significance. *GSA Today*, 18(12): 4-12.

- Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B., Dostal, J., 2006. The Acatlán Complex, southern Mexico: record of Pangea assembly to breakup. *Geology*, 34: 857–860.
- Nance, R. D., Murphy, J. B., Strachan, R. A., Keppie, J. D., Gutierrez-Alonso, G., Fernandez-Suarez, J., Quesada, C., Linnemann, U., D'Lemos, R., Pisarevsky, S. A., 2008. Neoproterozoic–early Palaeozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian vs West African connections. *Geological Society, London, Special Publications*, 297(1): 345–383.
- Nance, R. D., Keppie, J. D., Miller, B. V., Murphy, J. B., Dostal, J., 2009. Palaeozoic palaeogeography of Mexico: constraints from detrital zircon age data. In: Murphy, J. B., Keppie, J. D. (Eds.), *Ancient Orogenes and Modern Analogues*. Geological Society of London, Special Publication 327, pp. 239–269.
- Nance, R. D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Strachan, R. A., Woodcock, N. H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research* 17 (2–4), 194–222.
- Nelson, B. K. and DePaolo, D. J., 1988. Comparison of isotopic and petrographic provenance indicators in sediments from Tertiary continental basins of New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 348–357.
- Nesbitt, H. W., Markovics, G., Price, R. C., 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(11): 1639–1666.
- Nesbitt, H. W. and Wilson, R. E., 1992. Recent chemical weathering of basalts. *American Journal of Science*, v. 292, p. 740–777.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1523–1534.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.* 97, 129–147.
- Nesbitt, H. W., Markovics, G. and Price, R. C., 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkali earths during continental weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 1659–1666.
- Nesbitt, S., A., Ogden, J., C., Kale II, H., W., Patty, B. W., Rowse, L. W., 1982. Florida Actlas of Breeding Sites for Herons and Their Allies: 1976–1978. FWS/OBS-81/49. Washington, D. C.: U. S. Fish and Wildlife Service. 449pp. Available from NTIS as PB83-138-438.
- Nesbitt H. W., MacRae N. D., Kronberg B. I., 1990. Amazon deep-sea fan muds: light REE enriched products of extreme chemical weathering. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 100: 118–123.
- Nesbitt, H. W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, v. 279, p. 206–210.
- Nesbitt, H. W., 2003. Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. In: Lentz, D.R., (Ed.), *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit Forming Environments*. Geological Association of Canada, GeoText 4.
- Nesbitt, H. W., Young, G. M., McLennan, S. M., Keays, R. R., 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *J. Geol.* 104: 525–542.
- Nesbitt, H. W., C. M. Fedo, G. M. Young, 1997. Quartz and feldspar stability, steady and non-steady state weathering and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. *J. Geol.*, 105: 173–191.
- Nicolas, J.J., Richard-Forget, F., Goupy, P., Amiot, M.J., Aubert, S., 1994. Enzymatic browning reactions in apple and apple products. *C. R. C. Crit. Rev. Food Sci. Nutr.* 34, 109–157.
- Nieto-Samaniego, A. F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S. A., Labarthe-Hernandez, G., Rosas-Elguera, R., 1999. Variation of cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* in press.

- Nutman, A.P., Green, D.H., Cook, C.A., Styles, M.T., Holdsworth, R.E., 2001. SHRIMP U–Pb zircon dating of the exhumation of the Lizard Peridotite and its emplacement over crustal rocks: constraints for tectonic models. *Journal of the Geological Society, London* 158: 809–820.
- Ohr, M., Halliday, A. N., Pecor, D. R., 1991. Sr and Nd isotopic evidence for punctuated clay diagenesis, Texas Gulf Coast. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 105, p. 110-126.
- Ohr, M., Halliday, A. N., Pecor, D. R., 1994. Mobility of rare earth elements in argillaceous sediments: Implications for dating diagenesis and low-grade metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 289-312.
- Oliveira, V. M., 1984. Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal Juromenha (Alto Alentejo). *Est. Not. Trab., Serv. Fom. Mineiro* XXVI (1-4): 103-126.
- Oliveira, J.T., 1984. Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000. Notícia explicativa da Folha 7.
- Oliveira, J.T., 1990. Stratigraphy and synsedimentary tectonism in the South PortugueseZone. In: Dallmeyer, R.D., Martínez, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 334–347.
- Olsen, P. E., 1997. Stratigraphic record of the early Mesozoic breakup of Pangea in the Laurasia Gondwana rift system. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25, 337–401.
- Oxburgh, E. R., Turcotte, D. L., 1974. Membrane tectonics and the EastAfrican Rift. *Earth Planetary Science Letters* 22, 133–140.
- Palain, C., 1976. Une série détritique terrigène. Les "Grès de Silves": Trias et Lias inférieur du Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N. S. 25, 377 p., Lisboa.
- Palain, C., 1979. Connaissances stratigraphiques sur la base du Mésozoïque portugais. *Ciências da Terra*, Univ. Nova Lisboa, 5, pp. 11-28.
- Pastor-Galán, D., Gutierrez-Alonso, G., Murphy, J.B., Fernandez-Suarez, J., Hofmann, M., Linnemann, U., 2012. Provenance analysis of the Paleozoic sequences of the northern Gondwana margin in NW Iberia: Passive margin to Variscan collision and orocline development. *Gondwana Research*.
- Pereira, M. F., Chichorro, M., Linnemann, U., Eguiluz, L., Silva, J. B., 2006. Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa–Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): Paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives. *Precambrian Research*, 144: 297–315.
- Pereira, M.F., Silva, J.B., Chichorro, M., Moita, P., Santos, J.F., Apraiz, A., Ribeiro, C., 2007. Crustal growth and deformational processes in the northern Gondwana margin: constraints from the Évora Massif (Ossa–Morena Zone, southwest Iberia, Portugal). In: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., Zulauf, G. (Eds.), *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian–Cadomian Active Margin to Alleghenian–Variscan Collision: Boulder, Colorado*: Geological Society of America Special Paper, 423, pp. 333–358.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B., 2008. Zircon U–Pb geochronology of paragneisses and biotite granites from the SW Iberian Massif (Portugal): evidence for a paleogeographic link between the Ossa–Morena Ediacaran basins and the West African craton. In: Liégeois, J.P., Nasser, E. (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton*, vol. 297. Geological Society of London Special Publication, pp. 385–408.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B., Fernández, C., Díaz-Azpiroz, M., Apraiz, A., Castro, A., 2009a. Variscan intra-orogenic extensional tectonics in the Ossa–Morena Zone (Évora–Aracena–Lora del Rio metamorphic belt, SW Iberian Massif): SHRIMP zircon U–Th–Pb geochronology. In: Murphy, J.B., Keppie, J.D., Hynes, A.J. (Eds.), *Ancient Orogens and Modern Analogues: Geological Society, London, Special Publications*, 327, pp. 215–237.
- Pereira, M.F., Silva, J.B., Chichorro, M., 2009a. Comment on “Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides” by António Ribeiro et al.. *Tectonics* 28, doi:10.1029 /2008TC002430.
- Pereira, M.F., Silva, J.B., Chichorro, M., Medina, J., Solá, A.M.R., 2010. Evolução estratigráfica do sudoeste do Maciço Ibérico do Ediacariano ao Devónico inferior. In: J.M. Cotelo Neiva, A. Ribeiro, Mendes

Victor, F. Noronha, Magalhães Ramalho (Eds.). Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História. Volume I. Geologia Clássica, 337-389, APG-SPG, Publicação Comemorativa do “Ano Internacional do Planeta Terra”.

Pereira, M.F., Chichorro, M., Solá, A.R., Silva, J.B., Sanchez-Garcia, T., Bellido, F., 2011. Tracing the Cadomian magmatism with detrital/inherited zircon ages by in-situ U-Pb SHRIMP geochronology (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif). *Lithos* 123, 204–217.

Pereira, M.F., Linnemann, U., Hofmann, M., Chichorro, M., Solá, A.R., Medina, J., Silva, J.B., 2012a. The provenance of Late Ediacaran and Early Ordovician siliciclastic rocks in the Southwest Central Iberian Zone: Constraints from detrital zircon data on northern Gondwana margin evolution during the late Neoproterozoic. *Precambrian Research* (192– 195), 166– 189.

Pereira, M.F., Solá, A.R., Chichorro, M., Lopes, L., Gerdes, A., Silva, J.B., 2012b. North-Gondwana assembly, break-up and paleogeography: U-Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Research*.

Pereira, M.F., Chichorro, M., Johnston, S.T., Gutierrez-Alonso, G., Silva, J.B., Linnemann, U., Hofmann, M., Drost, K., 2012c. The missing Rheic Ocean magmatic arcs: provenance analysis of Late Paleozoic sedimentary clastic rocks of SW Iberia. *Gondwana Research*, 22, Issues 3–4, 882-891.

Pereira, M.F., Chichorro, M., Silva, J.B., Ordóñez-Casado, B., Lee, J.K.W., Williams, I.S., 2012d. Early Carboniferous wrenching, exhumation of high-grade metamorphic rocks and basin instability in SW Iberia: Constraints derived from structural geology and U-Pb and 40Ar–39Ar geochronology. *Tectonophysics* 558–559, 28-44.

Pereira, M.F., Ribeiro, C., Vilallonga, F., Chichorro, M., Drost, K., Silva, J.B., Albardeiro, L., Hofmann, M., Linnemann, U., em impressão. Variability over time in the sources of South-Portuguese Zone turbidites: evidence of denudation of different crustal blocks during the assembly of Pangaea. *International Journal of Earth Sciences*.

Petit, C., Deverchère, J., Houdry, F., Sankov, V. A., Melnikova, V. I., Delvaux, D., 1996. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications. *Tectonics* 15, 1171–1191.

Petit, C., Koulakov, I., Deverchère, J., 1998. Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 296: 125–144.

Pettijohn, F. J., Potter, P.E. and Siever, R., 1973. *Sand and Sandstone*: Springer, New York, 618 p.

Pettijohn, F.J., 1975. *Sedimentary Rocks*: Harper and Row, New York, 628 p.

Pettijohn, F. J., Potter, P.E. and Siever, R., 1972. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag. New York, NY, 618 pp.

Philip, J., 2003. Peri-Tethyan neritic carbonate areas: distribution through time and driving factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 196, 19–37.

Philip, J., Masse, J. P., Camoin, G., 1996. Tethyan Carbonate Platforms. In: Nairn, A.E.M., Ricou, L.-E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds.), *The Tethys Ocean. The Oceans Basins and Margin*, vol. 8. Plenum Press, New York, pp. 239–266.

Pimentel, N. L., 1998. Considerações sedimentológicas sobre o Triásico de Santiago do Cacém. *Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa. Comun. Inst. Geol. Mineiro, Lisboa*, 84 (1), A38-A40.

Pin, C., Paquette, J. L., Santos Zalduegui, J. F., Gil Ibarguchi, J. I., 2002. Early Devonian supra-subduction ophiolite related to incipient collisional processes in the Western Variscan Belt: the Sierra Careon unit, Ordóñez Complex, Galicia. In: Martínez Catalán, J.R., Hatcher, R.D., Arenas, R., Díaz García, F. (Eds.), *Variscan–Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement*: Geological Society of America Special Paper, 364, pp. 57–71.

Pinheiro, L. M., Wilson, R. C. L., Reis, R. P., Whitmarsh, R. B., Ribeiro, A., 1996. The western Iberia margin: a geophysical and geological overview. In Whitmarsh, R. B., Sawyer, D. S., Klaus, A & Masson, D. G. (Eds.), *Proc. Ocean Drilling Program Sc. Res.*, 149, 3- 23.

- Potrel, A., Peucat, J. J., Fanning, C. M., Auvray, B., Burg, J. P., Caruba, C., 1996. 3.5 Ga old terranes in the West African craton, Mauritania. *Journal of the Geological Society* 153 (4), 507–510.
- Potter P. E., 1978. Petrology and chemistry of modern big river sands. *J. Geol.*, 86, 423-449.
- Pratsch, J. C., 1958. Stratigraphisch-tectonische Untersuchungen im Mesozoikum von Algarve (Südportugal). *Beih. Zum Geol. Jahr.*, Hannover, heft 30, 123 p.
- Price, R. C., Gray, C. M., Wilson, R. E., Frey, F. A., Taylor, S.R., 1991. The effects of weathering on rare-earth element, Y and Ba abundances in Tertiary basalts from southeastern Australia. *Chemical Geology*, v. 93, p. 245-265.
- Pupin, J. P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib Mineral Petrol*, 73: 207-220.
- Quesada, C., Apalategui, O., Eguiluz, L., Liñan, E., Palacios, T., 1990. Ossa-Morena Zone. Precambrian. In: R. D. Dallmeyer, E. Martinez (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verla, Berlin, Heidelberg, pp. 252-258.
- Quesada, C., Fonseca, P., Munhá, J., Oliveira, J. T., Ribeiro, A., 1994. The Beja–Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): geological characterization and geodynamic significance. *Boletín Geológico y Minero* 105, 3–49.
- Ramalho, M. M., 1988. 400 milhões de anos de história do Algarve. *Anais do Município de Faro, Faro*, XVII, 45 p.
- Rawlings-Hinchey, A. M., Sylvester, P. J., Myers, J. S., Dunning, G.R., Kosle, J., 2003. Paleoproterozoic crustal genesis: Calc-alkaline magmatism of the Torngat Orogen, Voisey's Bay area, Labrador. *Precambrian Res.*, 125: 55-85.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D. & Monteiro, J. H., 1979. *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, 114 p., Lisboa.
- Ribeiro, A., Oliveira, J. T., Ramalho, M., Ribeiro, M., L., Silva, L., 1987. *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 48-D Bordeira*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 30 pág.
- Ribeiro, A., Silva, J. B., Cabral, J., Dias, R., Fonseca, P., Kullberg, M. C., Terrinha, P. & Kullberg, J. C., 1996. *Tectonics of the Lusitanian Basin*. Final Report, Proj. MILUPOBAS, Contract nº JOU-CT94-0348, ICTE/GG/GeoFCUL; 126 p., Lisboa.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, D., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, J. T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., Pedro, J., 2007. Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics* 26.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Fonseca, P. E., Araújo, A., Pedro, J. C., Mateus, A., Tassinari, C., Machado, G., Jesus, A., 2010. Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena zone (southwest Iberia): geological characterization and geodynamic significance. *Gondwana Research* 17(2-3), 408–421.
- Riché, P., 1962. Note sur le bassin mesozoïque et tertiaire delÁlgarve. *Relatório interno da C. P. P.*, pp. 1-10, 3 pl.
- Roberts, M.P., Finger, F., 1997. Do U–Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? *Geology* 25 (4), 319–322.
- Rocha, R. B., 1971a. Contribuição para o estudo geológico da região do Cabo de S. Vicente - Alvor. B. S. G. P., Lisboa, vol. XVII, fasc. II-III, pp. 139-168, 8 fig., 2 cartas.
- Rocha, R. B., Ramalho, M. M., Manuppella, G., Zbyszewski, G., M. Y., Coelho, A. P., 1979. *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 51-B, Vila do Bispo*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Rocha, R. B., 1976. Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. *Ciências Terra (UNL)* 2, 1-178, Lisboa.

- Rocha, R. B., 1976. Estudio estratigrafico e paleontológico do Jurassico do Algarve Occidental. Ciências da Terra (UNL), Lisboa, vol. 2, 178 pp.
- Rocha, R. B. & Soares, A. F., 1984. Algumas reflexões sobre a sedimentação jurássica na orla meso cenozóica ocidental de Portugal. Mem. Notícias 97, 133-142, Coimbra.
- Rocha, R. B., Mouterde, R., Tintant, H., 1972. Formationsrecifales dans le Jurassique moyen d'Algarve occidental. R. F. C. L., Lisboa, 2^a sér., C, vol. XVII, fasc. 1^o, pp. 45-58, 1 fig.
- Rocha, R. B., Henriques, M. H., Soares, A. F., Mouterde, R., Caloo, B., Ruget, C. & Fernandez-Lopez, S., 1990. The Cabo Mondego section as a possible Bajocian boundary stratotype. Mem. Desc. Carta Geol. Italia XL, 49-60, Roma.
- Rocha, R. B. (coord.), Marques, B. L., Kullberg, J. C., Caetano, P. C., Lopes, C., Soares, A. F., Duarte. L. V., Marques, J. F. & Gomes, C. R., 1996. The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. Final Report C. E. C. Proj. MILUPOBAS, Lisboa.
- Rogers, N., Van Staal, C., McNicoll, V., Pollock, J., Zagorevski, A., Whalen, J., 2006. Neoproterozoic and Cambrian arc magmatism along the eastern margin of the Victoria Lake Supergroup: a remnant of Ganderian basement in central Newfoundland? *Precambrian Research* 147, 320–341.
- Rollinson H.R., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, Longman, UK. 352 pp.
- Ronov, A., Khain, V., Balukhovski, A., 1989. *Atlas of Lithological Paleogeographical Maps of the World: Mesozoic and Cenozoic of the Continents*. USSR Academy of Sciences, Leningrad.
- Rosa, D. R. N., Finch, A. A., Andersen, T., Inverno, C. M. C., 2008. U–Pb geochronology and Hf isotope ratios of magmatic zircons from the Iberian Pyrite Belt. *Mineralogy and Petrology* 95, 47–69.
- Roser, B. P., Korsch, R. J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂-content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology* 94, 635–651.
- Roser, B. P. & Korsch, R. J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67, 119–139.
- Roser B. P. and Korsch R. J., 1999. Geochemical characterization, evolution and source of a Mesozoic accretionary wedge: The Torlesse terrain, New Zealand: *Geological Magazine*, v. 136, p. 493-512.
- Ross GM, Bowring SA (1990) Detrital zircon geochronology of the Windermere Supergroup and the tectonic assembly of the southern Canadian Cordillera. *J. Geol.*, 98: 879-893.
- Rubatto, D., Gebauer, D., Compagnoni, R., 1999. Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia–Lanzo Zone (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* 167, 141–158.
- Rubatto, D., Williams, I. S., Buick, I.S., 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 458– 468.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geology*, 184: 123-138.
- Rudnick, R. L., 1999. Large-ion lithophile elements. - In Marshall, C. P.; Fairbridge, R. W. (Eds.): *Encyclopedia of Geochemistry*: 214, Dordrecht, Boston, London (Kluwer Academic Publishers).
- Ruellan, E., Auzende, J. M., Dostmann, H., 1985. Structure and evolution of the Mazagan (El Jadida) plateau and escarpment off central Morocco. *Oceanologica Acta* 5, 59–72.
- Ruellan, E., 1985. Géologie des marges continentales passives: évolution de la marge atlantique du Maroc (Mazagan); étude par submersible seabeam et sismique réflexion. Comparaison avec la marge NW africaine et la marge homologue E américaine. PhD thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 297 pp.
- Russel, D., 1977. Premiers résultats d'une prospection paléontologique dans le Trias de l'Algarve (Portugal). *Ciências da Terra* 3: 167-178.

- Sánchez Martínez, S., Arenas, R., Díaz García, F., Martínez Catalán, J. R., Gómez Barreiro, J., Pearce, J. A., 2007. New geochemical data of the Careón Ophiolite: suprasubduction zone setting for the youngest Rheic oceanic floor. *Geology* 35: 53–56.
- Sánchez Martínez, S., Arenas, R., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T., 2009. From Rodinia to Pangea: ophiolites from NW Iberia as witness for a long lived continental margin. In: Murphy, J.B., Keppie, J.D., Hynes, A.J. (Eds.), *Geological Society, London, Special Publications*, 327, pp. 317–341.
- Sánchez Martínez, S., Arenas, R., Gerdes, A., Castiñeiras, P., Potrel, A., Fernández-Suárez, J., 2011. Isotope geochemistry and revised geochronology of the Purrido Ophiolite (Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif): Devonian magmatism with mixed sources and involved Mesoproterozoic basement. *Journal of the Geological Society* 168, 733–750.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Quesada, C., 2003. Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian–Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*, 365: 233–255.
- Sánchez-García, T., Quesada, C., Bellido, F., Dunning, G. R., González de Tánago, J., 2008. Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: the Early Paleozoic of the Ossa Morena Zone (SW Iberia). *Tectonophysics* 461: 72–90.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M. F., Chichorro, M., Quesada, C., Pin, C., Silva, J. B., 2010. Rift related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa- Morena Zone, SW Iberia). *Gondwana Research*, 17(2-4): 392–407.
- Sanchez-Martinez, A., Calleja, M., Peralta, S., Matsushima, Y., Hernandez-Sierra, R., Whitworth, A. J., Kaguni, L. S., Garesse, R., 2012. Modeling pathogenic mutations of human twinkle in *Drosophila* suggests an apoptosis role in response to mitochondrial defects. *Plus One* 7(8): 643-954.
- Santos, J., Mata, J., Gonçalves, F., Munhá, J., 1987. Contribuição para o conhecimento geológico-petrológico da região de Santa Susana: o complexo vulcão-sedimentar da Toca da Moura. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 73/1-2, 29-48.
- Santos, M., Maruyama, S., Yamamoto, S., 2009. The making and breaking of supercontinents: some speculations based on superplumes, super downwelling and the role of tectosphere. *Gondwana Research*, 15: 324–341.
- Sastri, G. G. K. and Sastry, G. S., 1982. Chemical characteristics and evolution of the laterite profile in Hazaridadar Bauxite Plateau, Madhya Pradesh, India. *Economic Geology*, v. 77, p. 154-161.
- Sawlan, J. J. and Murray, J. W., 1983. Trace metal remobilization in the interstitial waters of red clay and hemipalagic marine sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 64, p. 213-230.
- Sawyer, E. W., 1986. The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada. *Chemical Geology*, v. 75, p. 77-95.
- Schilling, J. G., 1973. Afar mantle plume: rare earth evidence. *Nature*, 242: 2–5.
- Schilling, J. G., Kingsley, R., Hanan, B., McCully, B., 1992. Nd-Sr-Pb isotopic variations along the Gulf of Aden: evidence for Afar mantle plume-continental lithosphere interaction. *Journal of the Geophysical Research* 97, 10927–10966.
- Scotese, C.R., 2004. A continental drift flipbook. *Journal of Geology*, 112: 729–741.
- Sengör, A. M. C., 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America Special Paper*, 195: 1–82.
- Sengör, A. M. C., Natalin, B. A., 1996. Paleotectonics of Asia: fragment of a synthesis. In: An, Yin, Harrison, T.M. (Eds.), *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 486–640.
- Silver L. T., Deutsch, S., 1963. Uranium-lead isotopic variations in zircons: A case study. *J. Geol.*, 71: 721–758.
- Simiyu, S. M., Keller, G. R., 1997. An integrated analysis of lithospheric structure across the East African plateau based on gravimetry anomalies and recent seismic studies. *Tectonophysics*, 278: 291–313.

- Soares, A. F. & Duarte, L. V., 1995. A organização da Bacia Lusitana. O ciclo Trias-Caloviano e o espetro das influências tectónicas e eustáticas. IV Congr. Nac. Geologia, Mem. Museu Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto 4, 139-142.
- Soares, A. F., Marques, J. F., Rocha, R. B., 1985. Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. Mem. Notícias 100, 41-71, Coimbra.
- Soares, A. F., Rocha, R. B., Elmi, S., Henriques, M. H., Mouterde, R., Almeras, Y., Ruget, C., Marques, J., Duarte, L. V., Carapito, M. C. & Kullberg, J., 1993. Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". C. R. Acad. Sci. Paris, série II, 317, 1659-1666.
- Soares, A. F., Rocha, R. B., Marques, B., Duarte, L. V., Marques, J., Henriques, M. H. & Kullberg, J. C., 1993a. Contribution to the sedimentary organization of the Lusitanian Basin (Triassic to Malm). In: Morton, N. & Boyd, D. (Eds.), Abstracts Arkell Int. Symp. Jurassic Geol., 2 p., London.
- Solá, A. R., Pereira, M. F., Williams, I. S., Ribeiro, M. L., Neiva, A. M. R., Montero, B., Bea, F., Zinger, T., 2008. New insights from U-Pb zircon dating of Early Ordovician magmatism on the northern Gondwana margin: The Urra Formation (SW Iberian Massif, Portugal). Tectonophysics.
- Stallard, R. F., 1985. River chemistry, geology, geomorphology and soils in the Amazon and Orinoco basins. In: Drever, J. I., (Ed.), The Chemistry of Weathering. Dordrecht, D. Reidel, p. 293-316.
- Stampfli, G. M., Borel, G. D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. Earth Planet. Sci. Lett., 196: 17-33.
- Stampfli, G. M., Kozur, H. W., 2006. Europe from the Variscan to the Alpine cycles. In: Gee, D. G. and Stephenson, R. A., (Eds), European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 32: 57-82.
- Steidtmann, J. R. and Schmitt, J. G., 1988. Provenance and dispersal of tectogenic sediment in thin skinned thrusted terranes. In: Kleinspehn, K. and Paola, C., (Eds.), New Perspectives in Basin Analysis. Springer-Verlag, New York, p. 353-366.
- Stevens, J. B., Stevens, M. S., 1990. Stratigraphy and major structural-tectonic events along and near the Rio Grande, Trans-Pecos Texas and adjacent Chihuahua and Coahuila, Mexico. S. Tex. Geol. Soc. Field Trip Guide., 1-73.
- Stewart, J. A., 1978. Basin-range structure in western North America, a review. In: Smith, R.B., Eaton, G.P. (Eds.), Cenozoic Tectonics and Regional Geophysics of the Western Cordillera, Geol. Soc. Am. Mem. 152, 1-13.
- Stewart, J. A., 1978. Basin-range structure in western North America, a review. In: Smith, R.B., Eaton, G.P. (Eds.), Cenozoic Tectonics and Regional Geophysics of the Western Cordillera, Geol. Soc. Am. Mem. 152, 1-13.
- Stock, J. M., Atwater, T., 1997. Revised Pacific-North American plate reconstructions: implications for Neogene tectonics and volcanism in northwestern Mexico and southern California. EOS 78, F842.
- Stock, J. M., Hodges, K. V., 1989. Pre-Pleistocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. Tectonics, 8: 99-115.
- Strecker, M. R., Blisniuk, P.M., Eisbacher, G.H., 1990. Rotation of extension direction in the central Kenya Rift. Geology 18, 299-302.
- Taylor S. R. and McLennan S. M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. Phil. Trans. R. Soc., A301, 381-399.
- Taylor S. R. and McLennan S. M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford.
- Taylor, P. D., Fahrig, L., Henein, K., Merriam, G., 1993. Connectivity is a vital element of landscape structure. Oikos, 68: 571-573.
- Tera, F., Wasserburg, G., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. Earth Plan. Sci. Lett., 14: 281-304.

- Terrinha, P., 1998. Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal. Tese, Univ. London, 430 p.
- Terrinha, P., Ribeiro, C., Kullberg, J. C., Lopes, C., Rocha, R., Ribeiro, A., 2002. Compressive episodes and faunal isolation during rifting, Southwest Iberia. *J. Geol.*, 110: 101–113.
- Thompson R. N., 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, 18: 49-107.
- Tiercelin, J. J., Soreghan, M., Cohen, A. S., Lezzar, K. E., Bouroullec, J. L., 1992a. Sedimentation in large Rift lakes: examples from the middle Pleistocene-modern deposits of the Tanganyika trough, east African Rift system. *Bulletin des Centres de Recherche Pau-SNPA*, 83–111.
- Tiercelin, J. J., Stoffers, P., Tschiband Kimunõa, D., Ndontoni, Z., Nzojibwami, E., 1992b. Sublacustrine hydrothermal seeps in northern lake Tanganyika, East African Rift: 1991 Tanganydro expedition. *Bulletin des Centres de Recherche Pau-SNPA*, 57–81.
- Thieblemont, D., Goujou, J. C., Egal, E., Cocherie, A., Delor, C., Lafon, J. M., Fanning, C. M., 2004. Archean evolution of the Leo Rise and its Eburnean reworking. *Journal of African Earth Sciences*, 39 (3-5): 97–104.
- Totten, M. W., Hanan, M. A., Weaver, B. L., 2000. Beyond whole-rock geochemistry of shales: The importance of assessing mineralogic controls for revealing tectonic discrimination of multiple sediment sources for the Ouachita Mountain flysch deposits. *Geological Society of America, Bulletin*, v.112, p. 1012-1022.
- Valloni, R. and J.B. Maynard, 1981. Detrital modes of recent deep sea sands and their relation to tectonic setting: A first approximation. *Sedimentol.*, 28: 75-83.
- Van Baalen, M. R., 1993. Titanium mobility in metamorphic systems: a review. *Chemical Geology*, v. 110, p. 233-249.
- Van der Beek, P., 1997. Flank uplift and topography at the Central Baikal Rift (SE Siberia): a test of kinematic models for continental extension. *Tectonics*, 16: 122–136.
- van Staal, C. R., Dewey, J. F., Mac Niocaill, C., McKerrow, W. S., 1998. The Cambrian-Silurian tectonic evolution of the Northern Appalachians and British Caledonides: history of a complex, west and southwest Pacific-type segment of Iapetus. In: Blundell, D., Scott, A. C. (Eds.), *Lyell: The Past is the Key to the Present*. Geological Society of London Special Publication, vol. 143, pp. 199–242.
- van Staal, C. R., 2007. Pre-Carboniferous tectonic evolution and metallogeny of the Canadian Appalachians. In: Goodfellow, W.D. (Ed.), *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposit Division, Special Publication, vol. 5, pp. 793–818.
- van Staal, C. R., Whalen, J. B., Valverde-Vaquero, P., Zagorevski, A., Rogers, N., 2009. Pre-Carboniferous, episodic accretion-related, orogenesis along the Laurentian margin of the northern Appalachians. *Geological Society, London, Special Publications*, 327: 271–316.
- Vauchez, A., Barruol, G., Tommasi, A., 1997. Why do continents break up parallel to ancient orogenic belts? *Terra Nova*, 9: 62–66.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmidt, R., Compston, W., 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122: 337–358.
- Vavra, G., 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106: 90-99.
- Veevers, J. J., 1994. Pangea: evolution of a supercontinent and its consequences for Earth's paleoclimate and sedimentary environments. In: Klein, G.D. (Ed.), *Pangea: Paleoclimate, Tectonics and Sedimentation during Accretion, Zenith and Breakup of a Supercontinent*. Geological Society of America, Special Paper, vol. 228, pp. 13–23.

- Veevers, J. J., 2004. Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Science Reviews*, 68: 1–132.
- Veizer, J. and Jansen, S. L., 1979. Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *Journal of Geology*, v. 87, p. 341–370.
- Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., 2007. $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic–Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Vervoort, M., Crozatier, M., Valle, D., Vincent, A. (1999). The COE transcription factor collier is a mediator of short-range hedgehog-induced patterning of the *Drosophila* wing. *Curr. Biol.* 9(12): 632–639.
- Wagner, R. H. & Lemos de Sousa, M. J., 1983. The Carboniferous Megafloras of Portugal - A revision of identifications and discussion of stratigraphic ages. In: Lemos de Sousa, M. J. & Oliveira, J. T. (Eds), *The Carboniferous of Portugal. Mem. Serv. Geol. Portg, Lisboa*, 29, pp. 127–152.
- Wallin, E. T., Noto, R. C., Gehrels, G. E., 2000. Provenance of the Antelope Mountain Quartzite, Yreka terrane, California: evidence for large-scale late Paleozoic sinistral displacement along the North American Cordilleran margin and implications for the mid-Paleozoic fringing-arc model. *Geol Soc Am Spec Paper* 347: 119–132.
- Wang, X. & Kienast, J. R. (1999). Morphology and geochemistry of zircon: a case study on zircon from the microgranitoid enclaves. *Science in China, Series D* 42, 544–552.
- Wang, X., 1998. Quantitative description of zircon morphology and its dynamics analysis. *Science in China, Series D* 41(4), 422–428.
- Watson, E. B., Cherniak, D. J., Hanchar, J. M., Harrison, T.M., Wark, D.A., 1997. The incorporation of Pb into zircon. *Chem Geol*, 141:19–31.
- Watson, E. B., 1979. Zircon saturation in felsic liquids: Experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib Mineral Petrol*, 70: 407–419.
- Watson, E. B., 1996. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance. *Trans Roy Soc Edinburgh: Earth Sci* 87: 43–56.
- Webber, G. R. and Jellema, J. U., 1965. Comparison of chemical composition of soils and bedrock of Mont St. Hilaire, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 2, p. 44–58.
- Weil, A. B., Van der Voo, R., van der Pluijm, B., 2001. New paleomagnetic data from the southern Cantabria–Asturias Arc, northern Spain: implications for true oroclinal rotation and the final amalgamation of Pangea. *Geology*, 29: 991–994.
- Weil, A., Gutiérrez-Alonso, G., Conan, J., 2010. New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero–Armorican Arc: a palaeomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia. *Geological Society of London Journal*, 167: 127–143.
- Weyer, S., Münker, C., Mezger, K., 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the-depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4): 309–324.
- Whiteside, J. H., Olsen, P. E., Kent, D. V., Fowell, S. J., Et-Touhami, M., 2007. Synchrony between the Central Atlantic magmatic province and the Triassic–Jurassic mass-extinction event? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 345–367.
- Whitehouse, M. J., Bridgwater, D. and Park, R. G., 1997. Detrital zircon ages from the Loch Maree Group, Lewisian Complex, NW Scotland: confirmation of a Palaeoproterozoic Laurentia Fennoscandia connection. *Terra Nova*, v. 9, p. 260–263.
- Williams, I. S., Claesson, S., 1987. Isotopic evidence for Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. *Ion microprobe zircon U–Th–Pb. Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97: 205–217.

- Williams, I. S., 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M. A., Shanks, W. C., Ridley, W. I.,(Eds), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Economic Geology*, 7: 1-35.
- Williams, I. S., 2001. Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and hostrock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 557-580.
- Wilson, R. C. L., 1988. Mesozoic development of the Lusitanian basin, Portugal. *Rev. Soc. Geol. España* 1 (3-4), 393-407, Madrid.
- Wilson, R. C. L., Allan, D., Ellis, P. M., Ellwood, P., Kitson, D. C., Skelton P. W. & Wright, V. P., 1983. Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin, Portugal. Pointers to other Margin Basins. Open University Milton Keynes.
- Winchester, J. A., Pharaoh, T. C., Verniers, J., 2002. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. In: Verniers, J. (Ed.), Palaeozoic amalgamation of Central Europe: Geological Society of London Special Publication, vol. 201, pp. 1-18.
- Withjack, M. O., Schlische, R. W., Olsen, P. E., 1998. Diachronous rifting, drifting, and inversion on the passive margin of central eastern North America; an analog for other passive margins. *AAPG Bull*, 82: 817-835.
- Wohlenberg, J., 1975a. Geophysikalische Aspekte der ostafrikanischen Grabenzonen. *Geologische Jhamburg*, 4: 1-82.
- Wohlenberg, J., 1975b. The structure of the lithosphere beneath the East African Rift zones from interpretation of Bouguer anomalies. In: Pilger, A., Rösler, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974. E. Schweizerbartösche Verlagsbuchhandlung (Nagel u. Obermiller), Stuttgart, pp. 125-130.
- Zeck, H. P., Williams, I. S., 2002. Inherited and magmatic zircon from Neogene Hoyazo Cordierite Dacite, SE Spain- Anatetic source rock provenance and magmatic evolution. *Jour. Petrol.*, 43: 1089-1104.
- Zeh, A., Gerdes, A., 2010. Baltica and Gondwana derived sediments in the Mid-German Crystalline Rise (Central Europe): implications for the closure of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17(2-3): 254-263.
- Zeh, A., Brätz, H., Millar, I. L., Williams, I. S., 2001. A combined zircon SHRIMP and Sm-Nd isotope study of high-grade paragneisses from the Mid-German Crystalline Rise: evidence for northern Gondwanan and Grenvillian provenance. *J. Geol. Soc. Lond.*, 158: 983-994.
- Ziegler, P. A., 1982. Permo-Triassic development of Pangaea. In: Ziegler, P.A., (Ed.), Geological Atlas of Western and Central Europe (1rst edit.). Shell Internationale Maatsschappij B.V., The Hague, pp. 44-57.
- Ziegler, P. A., 1988. Post-Hercynian plate reorganization in the Tethys and Artic-North Atlantic domains. In: W. Manspeizer (Ed.), Triassic-Jurassic Rifting. Elsevier, Amsterdam, pp. 711-755.
- Ziegler, P. A., 1990. Permo-Triassic development of Pangaea. In: Ziegler, P.A., (Ed.), Geological Atlas of Western and Central Europe (2nd edit.). Shell Internationale Maatsschappij B.V. and Geological Society of London, pp. 68-90.
- Ziegler, P. A., Stampfli, G. M., 2001. Late Palaeozoic-Early Mesozoic plate boundary reorganization: collapse of the Variscan orogen and opening of Neotethys. *Ann. Mus. Sci. Nat. Brescia*, 25: 17-34.