

**CARTOGRAFIA E ESTRUTURA DA REGIÃO
ESTE DO ANTICLINAL DE CRIBAS - IMPLICAÇÕES
PARA A GÉNESE DE HIDROCARBONETOS**



Valente Ferreira

Orientadores: Professor Doutor Pedro Nogueira (Univ. Évora)

Professor Doutor Rui Dias (Univ. Évora)

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

Universidade de Évora

Escola de Ciências e Tecnologia – Departamento de Geociências

2011

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus queridos e amados pais, Pedro Martins e à memória da minha mãe Domingas Soares, pelos vossos apoios e dedicações incondicionais, por todo carinho e amor.

Agradeço aos meus familiares, em especial à Zulmira e à Diana pelo grande amor da minha vida, por estar sempre ao meu lado ajudando-me em tudo que for preciso, apoiando-me nas minhas decisões e dando-me alegria de viver.

Agradeço ao governo da *República Democrática de Timor Leste* (RDTL), principalmente à *Secretaria de Estado dos Recursos Naturais* que, no âmbito de um projecto me ofereceu a oportunidade de poder estudar, financiando a minha ida e estadia em Portugal e tornando possível que eu realizasse o curso de mestrado em Ciências da Terra, da Atmosfera e do Espaço na Universidade de Évora.

Agradeço à Universidade de Évora que me ofereceu o curso de mestrado e criando as condições para que eu tenha conseguido terminar os meus estudos.

Agradeço ao Professor Doutor Pedro Miguel Madureira Pimenta Nogueira, como orientador científico e também meu tutor, que me dedicou e facilitou os meus estudos na Universidade de Évora e em Timor-Leste, sem o qual nada disso teria sido possível.

Ao Professor Doutor Rui Manuel Soares Dias como co-orientador científico que me orientou e ajudou na realização do meu trabalho fim do curso.

Agradeço aos professores do curso de Mestrado em Ciências da Terra e da Atmosfera e do Espaço da Universidade de Évora, especialmente do Departamento de Geociências, e também aos professores da língua portuguesa e inglês.

Agradeço a todos os professores que contribuíram para o meu crescimento e minha formação em especial ao Alexandre Araújo, Luís Lopes, Rui Dias, Pedro Nogueira; a todos vocês o meu respeito e admiração.

Agradeço à Sandra Velez pela sua disponibilidade em me ter ensinado a fazer lâminas delgadas no laboratório geológico da Universidade Évora.

Agradeço aos meus amigos do curso de mestrado em Ciências da Terra e da Atmosfera e do Espaço, valeram as novidades, o sorriso aberto, as trocas de experiências e toda a ajuda.

Agradeço a todos os companheiros de timorenses no curso de mestrado pela amizade sincera.

Agradeço ao Mário Soares como guia que me acompanhou durante o trabalho de campo e ao Gregório pelo apoio logístico no campo, tendo sido e foi ele que nos conduziu ao local do trabalho.

A todos aqueles que de alguma forma participaram desta etapa da minha vida deixo meus mais sinceros votos de felicidades.

Muito obrigado e abraços aos todos, Timor-Leste e Portugal

VALENTE FERREIRA

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	i
ÍNDICE	iii
LISTA DAS FIGURAS	v
LISTA DAS TABELAS	viii
RESUMO	ix
ABSTRACT	x
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1. Conceito Geral	1
1.2. Objetivo	2
1.3. Metodologia	3
1.3.1. Trabalho de Campo	3
1.3.2. Investigação no Laboratório	4
1.3.3. Análise e Interpretação dos Dados	4
1.3.3.1. A Interpretação das Estruturas	4
1.3.3.2. A Interpretação dos Dados Estruturais	4
1.3.3.3. A Interpretação das Observações nas Laminas Delgadas	5
1.4. Localização da Área de Estudo	5
CAPÍTULO 2 - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	7
CAPÍTULO 3 - LITO-ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DE CRIBAS	14
3.1. Unidades Parautóctones	16
3.1.1. Formação de Atahoc	20
3.1.2. Formação de Cribas	22
3.1.3. Formação de Aituto	27
3.2. Unidades Autóctones	28
3.2.1. Formação de Ainaro	28
3.2.2. Aluviões Recentes	29
CAPÍTULO 4 - A ESTRUTURA GEOLÓGICA DA REGIÃO ESTE DE CRIBAS	31
4.1. A Primeira Fase de Deformação (D ₁)	31
4.2. A Segunda Fase de Deformação (D ₂)	40
4.3. As Deformações Recentes	48

4.4. Cartografia Geológica da Região Este de Cribas	48
CAPÍTULO 5 - A REGIÃO DE CRIBAS NO CONTEXTO DA TECTÓNICA DE TIMOR	50
CAPÍTULO 6 - IMPLICAÇÕES PARA A GÉNESE E MIGRAÇÃO DE HIDROCARBONETOS	53
6.1. A Exploração de Petróleo na Região de Timor	53
6.2. A Geologia do Anticlinal de Cribas e a Exploração do Petróleo em Timor-Leste	54
6.2.1. As Rochas-Mãe	55
6.2.2. As Rochas Reservatórios	64
6.2.3. Os Horizontes Selantes	64
6.2.4. A Estrutura	65
6.3. Implicações das Conclusões deste Estudo para a Exploração do Petróleo na Região de Timor	67
BIBLIOGRAFIA	68
ANEXOS	73
Anexo 1. Mapa Geológico da Região Este do Anticlinal de Cribas	73
Anexo 2. Mapa de Estruturas Geológicas da Região Este do Anticlinal de Cribas	74
Anexo 3. Mapa Estrutural com Eixos de Dobra da Região Este do Anticlinal de Cribas ...	75
Anexo 4. Mapa de Localização de Amostras da Região Este do Anticlinal de Cribas	76

LISTA DAS FIGURAS

Figura 1.1. Extrato do mapa geológico do Audley-Charles (1968) onde é apresentada a estrutura do anticlinal de Cribas	2
Figura 1.2. Localização geográfica da área de estudo (quadrado vermelho)	6
Figura 2.1. Contexto tectónico da ilha de Timor	8
Figura 2.2. Diferentes modelos tectónicos de Timor modificado por Barber (1981)	10
Figura 2.3. Esboço tectónico de Timor-Leste realçando a relação entre o Complexo de Lolotoi e as estruturas de dobras anticlinais e sinclinais marcadas (adaptado de Audley-Charles, 1968)	11
Figura 2.4. Esboço tectónico simplificado de Timor (Charlton, 2002)	12
Figura 2.5. Cartografia geológica do anticlinal de Cribas	13
Figura 3.1. As megasequências existentes em Timor Keep <i>et al</i> (2009)	16
Figura 3.2. Coluna estratigráfica das formações de Atahoc e Cribas para diversos sectores (Audley-Charles, 1968)	18
Figura 3.3. Unidades lito-estratigráficas do Pérmico de Timor (<i>in</i> Charlton <i>et al.</i> , 2002)	19
Figura 3.4. Algumas das litologias existentes na Formação de Atahoc	21
Figura 3.5. Um dique de brecha sedimentar que corte a estratificação de margas Vermelhas da Formação de Atahoc	22
Figura 3.6. Fósseis encontrados na Formação de Atahoc	22
Figura 3.7. Litologias da Formação de Cribas	24
Figura 3.8. Fósseis encontrados na Formação de Cribas	25
Figura 3.9. Escoada basáltica que separa as formações de Atahoc e de Cribas	25
Figura 3.10. Unidades lito-estratigráficas das Formações de Atahoc e Cribas na região Este do anticlinal de Cribas	26
Figura 3.11. Litologias da Formação de Aituto	28
Figura 3.12. Depósitos dos terraços da Formação de Ainaro na região de Cribas, ao longo da ribeira de Sumasse	29
Figura 3.13. Aluviões recentes na ribeira de Hacraun (norte da aldeia de Cribas)	30
Figura 4.1. Mapa de estruturas geológicas da região Este de Cribas	33
Figura 4.2. Corte geológico N-S da região Este do anticlinal de Cribas	34
Figura 4.3. Inclinações das camadas na região central do anticlinal de Cribas	34
Figura 4.4. As estruturas menores associadas a D ₁	34
Figura 4.5. Mapa estrutural com os eixos de dobras apresentados da região Este do	

anticlinal de Cribas	35
Figura 4.6. Diagrama de densidade (para percentagens de 1, 2 e 4%) das atitudes da estratificação (S_0) no periclinal central do anticlinal de Cribas, com indicação das principais famílias identificadas (letras A a C); rede de <i>Schmidt</i> , hemisfério inferior	36
Figura 4.7. Projeção estereográfica das atitudes médias da estratificação em ambos os flancos no periclinal central do anticlinal de Cribas, com indicação do plano axial e do eixo; rede de <i>Schmidt</i> , hemisfério inferior	37
Figura 4.8. Diagrama de densidade (para percentagens de 2, 4, 8 e 16%) das atitudes da estratificação (S_0) na terminação periclinal Este do anticlinal de Cribas, com indicação das principais famílias identificadas (letras A a C); rede de <i>Schmidt</i> , hemisfério inferior	38
Figura 4.9. Projeção estereográfica das atitudes médias da estratificação em ambos os flancos da terminação periclinal este do anticlinal de Cribas, com indicação do plano axial e do eixo; rede de <i>Schmidt</i> , hemisfério inferior	39
Figura 4.10. Modelo das estruturas de D_2	40
Figura 4.11. As estruturas associadas a segunda fase de deformação (D_2)	41
Figura 4.12. Aspectos geométricos e cinemáticos associados aos cavalgamentos para N	42
Figura 4.13. Pormenor das estruturas da figura 4.12	43
Figura 4.14. Dobras nos argilitos negros que mostram a relação entre a D_1 e D_2	43
Figura 4.15. As falhas com o movimento esquerdo que vê-se ao longo da ribeira de Hacraun	44
Figura 4.16. Zona de contacto por falhas	45
Figura 4.17. Modelo das estruturas de desligamentos esquerdos	46
Figura 4.18. Diagrama de densidade (para percentagens de 1, 2 e 4%) das atitudes das falhas nos sectores central e leste do anticlinal de Cribas, com indicação das principais famílias identificadas (letras A a D); rede de <i>Schmidt</i> , hemisfério inferior	47
Figura 4.19. Mapa geológico da região Este do anticlinal de Cribas	49
Figura 5.1. Esquema do mapa fisiográfico e tectónico da região de Timor-Sumba (adaptado de Audley-Charles, 2004)	51
Figura 5.2. Alguns dos modelos tectónicos que têm sido propostos para Timor (Modificado de Reed <i>et al</i> (1996) in Charlton (2002)	52
Figura 6.1. Génese de hidrocarbonetos e processos de migração (Tissot e Welte, 1984)	56

Figura 6.2. Localização das amostras recolhidas (indicado pelas estrelas) na região leste de Cribas	57
Figura 6.3. Qualidade de querogénio obtido com base na quantidade de Carbono Orgânico Total (COT, wt.%) <i>versus</i> o Potencial Remanescente em Hidrocarbonetos (S2, mg HC/g rock)	60
Figura 6.4. Tipo de querogénio obtido com base no cruzamento do índice de hidrogénio (HI, mg HC/g TOC) <i>versus</i> índice de oxigénio (OI, mg CO ₂ /g TOC)	61
Figura 6.5. Tipo de querogénio e maturação com base no índice de Hidrogénio (HI, mg HC/g TOC) <i>versus</i> temperatura máxima (°C)	62
Figura 6.6. Conversão de querogénio e maturação, a partir da interacção entre o índice de Produção (IP) e a maturação baseada na temperatura máxima	63
Figura 6.7. Escorrência superficial de petróleo na região leste do anticlinal de Cribas	64
Figura 6.8. Prováveis horizontes selantes da Formação de Wai Luli na região de Cribas	65
Figura 6.9. Influência das intersecções de falhas na circulação de fluidos (Gartrell <i>et al.</i> , 2004)	66

LISTA DAS TABELAS

Tabela 3.1. Unidades lito-estratigráficas de Parautóctones por Gageonnet e Lemoine (1958) ...	14
Tabela 3.2. Unidades estratigráficas de parautóctones cartografadas por Audley-Charles (1968) e Azeredo Leme (1968)	17
Tabela 6.1. Lista de amostras recolhidas	56
Tabela 6.2 Resultado das análises geoquímicas para as matérias orgânicas	58

CARTOGRAFIA E ESTRUTURA DA REGIÃO ESTE DO ANTICLINAL DE CRIBAS - IMPLICAÇÃO PARA A GÊNESE DE HIDROCARBONETOS

Resumo

Na região Este de Cribas foram cartografadas diversas formações geológicas: Formação de Atahoc do Pérmico Inferior, Formação de Cribas do Pérmico Superior, Formação de Aituto do Triásico, a Formação de Ainaro com uma idade de Pós-pleiocénico e os Aluviões Recentes. Todas estas formações são de fácies sedimentares que compostas essencialmente por sedimentos clásticos e materiais carbonatados. A Formação de Ainaro é composta por calhaus de diversas formas, havendo o predomínio de calhaus do Complexo de Lolotoi no seio de uma matriz argilosa. As formações de Atahoc e de Cribas encontram-se separadas por uma escoada de basalto intercalado em margas vermelhas e calcários margosos.

Do ponto de vista estrutural é de realçar a existência de duas fases de deformação. A D_1 que é responsável pela generalidade dos dobramentos da região dos quais se destaca o anticlinal de Cribas; trata-se de uma dobra aberta com eixo sub-horizontal orientado E-W e flancos inclinando cerca de 25° . As principais estruturas D_2 são grandes desligamentos N-S com uma cinemática esquerda e as dobras menores associadas. Ao longo da ribeira de Hacraun, é possível evidenciar que, enquanto a D_1 apresenta dobras com planos axiais sub-verticais, os planos axiais da D_2 tendem a ser sub-horizontais. No que diz respeito às principais falhas D_2 N-S, é de destacar a que existe ao longo da ribeira de Sumasse (a Oeste da zona estudada) e as da ribeira de Hacraun (falhas de Hacraun N e de Hacraun S). Como é típico dos ambientes estruturais em que predominam os desligamentos, desenvolvem-se uma série de estruturas de acomodação D_2 de que se destacam um cavalgamento E-W afectando o núcleo do anticlinal e vergente para sul, e o cavalgamento NE-SW de Tuqueti que leva a Formação de Cribas a cavalgar a Formação de Aituto. Estas estruturas condicionam a ocorrência de um escoamento de petróleo no bordo E da ribeira de Tuqueti.

Análises geoquímicas de algumas amostras dos argilitos da Formação de Cribas mostram que a percentagem do *Carbono Orgânico Total* (COT) é de 0,71%, o que significa que esta rocha provavelmente pode ter sido uma rocha mãe ou geradora de hidrocarbonetos. Os argilitos estudados das formações de Atahoc e de Aituto apresentam valores de COT inferiores a 0,71%.

Palavras-chave: *Estrutura geológica, anticlinal de Cribas, génese de hidrocarbonetos.*

GEOLOGICAL AND STRUCTURAL MAPPING OF THE EASTERN SECTOR OF THE CRIBAS ANTICLINE - THE INFLUENCE FOR THE HYDROCARBONS GENESIS

Abstract

Several geological formations were mapped in eastern Cribas: the Lower Permian Atahoc Formation, the Upper Permian Cribas Formation, the Triassic Aituto Formation, the Post-pliocene Ainaro Formation and the Recent Alluvial Deposits. All these formations are composed of sedimentary rocks where the clastics and carbonates sediments predominate. The Ainaro Formation is a coarse conglomerate, mainly of Lolotoi Complex pebbles in an argillaceous matrix. The Atahoc and Cribas formations are separated by a basalt sill associated with red marls and marly limestones.

Regarding the structure there are two phases of deformation in eastern Cribas. The D_1 induced the generalized folding of the region, including the major Cribas anticline; it is an open fold with an E-W sub-horizontal axis and limbs dipping 25° . The most important D_2 structures are major N-S sinistral strike-slip faults and coeval minor folds. In the Hacraun river it is possible to emphasize that, while the D_1 folds have sub-vertical axial planes, the D_2 ones are mainly sub-horizontal. Concerning the main D_2 N-S faults, it should be emphasized the one developing along the Sumasse River (at West of the studied region) and the ones developing at the Hacraun river (the N Hacraun fault and the S Hacraun fault). As it is usual in the structural environments where the strike-slip predominates, there is a diversity of D_2 accommodation structures; it must be emphasized a south vergence E-W thrust affecting the core of the Cribas anticline and the NE-SW Tuqueti one which induced the thrusting of the Aituto formation by the Cribas formation. These structures induced oil seeps in the eastern side of the Tuqueti river.

Geochemical analyses of some samples of Cribas Formation shales show 0.71% of *Total Organic Carbon* (TOC), which means that this rock will probably be a source rock for hydrocarbons. The studied shales of the Atahoc and Aituto Formations show TOC values below 0.71%.

Key-words: *Geological structure, Cribas anticline, hydrocarbons genesis.*

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. Conceito Geral

Este trabalho foi realizado no âmbito da cooperação entre a Secretaria de Estado dos Recursos Naturais (SERN) de Timor-Leste e a Universidade de Évora em Portugal tendo como objetivo principal a capacitação dos estudantes timorenses nas áreas de Ciências da Terra, da Atmosfera e do Espaço, em particular a nível dos processos geológicos. No âmbito desta cooperação 10 alunos timorenses inscreveram-se para a obtenção do grau de mestre da Universidade de Évora, o que lhes permitirá no futuro contribuir decisivamente para o desenvolvimento da utilização dos recursos naturais de Timor-Leste. Com base na existência dos recursos naturais do país, torna-se necessário apoio técnico para o seu aproveitamento, pelo que a capacitação dos recursos humanos é fundamental para o desenvolvimento dos recursos naturais de Timor-Leste. O trabalho foi apoiado pelo governo Timor-Leste a nível do financiamento e da logística e pela Universidade de Évora, a nível da orientação científica.

O trabalho agora apresentado, com o título "*Cartografia e Estrutura da Região Este do Anticlinal de Cribas: Implicações para a Génese de Hidrocarbonetos*" tem como objetivos fundamentais produzir uma carta geológica do sector leste do anticlinal de Cribas à escala 1/25 000, descrever as estruturas geológicas da região e identificar quais as implicações dessas estruturas para a génese e migração de hidrocarbonetos. Relacionado com o anticlinal de Cribas, Audley-Charles descreveu na sua tese de doutoramento sobre a geologia de Timor Português em 1965 que este anticlinal é uma estrutura em antifoma que foi identificada pela primeira vez por alguns geólogos da companhia *Allied Mining Corporation* (Wittouck, 1937), posteriormente por Grunau (1953) e ainda Gageonnet & Lemoine (1958). No referido trabalho, Audley-Charles, apresentou uma carta geológica à escala 1/250 000 onde marcou a estrutura do anticlinal de Cribas ao longo da região de Cribas. Posteriormente, diversos autores (*e.g.* Charlton *et al.*, 2002) também marcaram esta estrutura nos mapas geológicos que publicaram sobre Timor. Nos mapas de cartografia geológica de Timor-Leste publicados por Audley-Charles (1968; fig. 1.1), Leme (1968) e Partoyo *et al.* (1995), a estrutura do anticlinal é também referenciada; estes mapas às escalas 1/500 000 e 1/250.000 respetivamente, fazem uma síntese da geologia de todo o território de Timor-Leste, onde foram representadas as várias formações geológicas com as suas diferentes idades. Embora na carta geológica de Leme (1968) esta estrutura não tenha sido marcada explicitamente, a forma cartográfica da formação de Cribas indica claramente a sua presença.

Nos referidos trabalhos de cartografia geológica do anticlinal de Cribas este tem sido representado por três formações geológicas distintas: a Formação de Atahoc do Pérmico Inferior, a Formação de Cribas do Pérmico Superior e a Formação de Aituto do Triásico. Sobrepondo-se discordantemente a estas formações aparece a Formação de Ainaro do Pós-pleiocénico e os Aluviões Recentes (Audley-Charles, 1968).

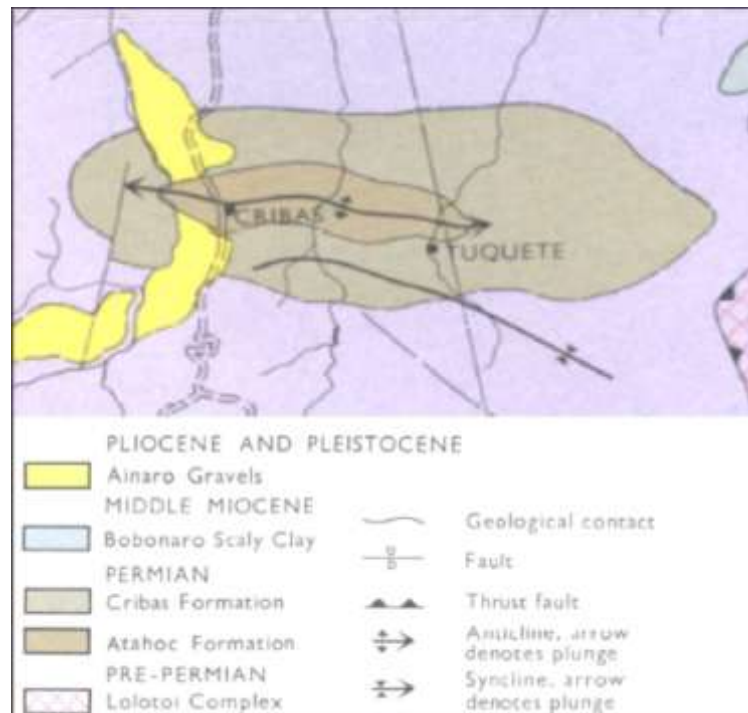


Figura 1.1. Extrato do mapa geológico do Audley-Charles (1968) onde é apresentada a estrutura do anticlinal de Cribas.

1.2. Objetivo

O objetivo principal deste trabalho é essencialmente descrever o contexto geológico da região a leste da povoação de Cribas através do trabalho de investigação necessário à elaboração de uma carta geológica à escala 1/25.000 da região. Esta carta pretende fornecer as informações geológicas sobre as unidades litológicas, as estruturas geológicas e outros aspetos geológicos importantes do anticlinal de Cribas. Neste sentido será realizado o levantamento detalhado das litologias e das estruturas geológicas da região em estudo; os resultados obtidos serão analisados e interpretados também à luz da cartografia dos recursos minerais, sobretudo os relacionados com a génese de hidrocarbonetos. Por outro lado, este trabalho será um importante contributo para desenvolver o meu conhecimento científico na especialidade dos processos geológicos, em especial a nível da cartografia geológica, geologia estrutural e também na génese e migração de hidrocarbonetos.

Esperamos que os dados estruturais obtidos se mostrem importantes para prever a existência e a possibilidade de acumulação de hidrocarbonetos; com efeito, as falhas e fracturas constituem espaços para a migração de hidrocarbonetos até a superfície, enquanto as estruturas anticlinais são suscetíveis de constituir armadilhas, podendo constituir reservatórios para acumulação de hidrocarbonetos. Por outro lado, um melhor conhecimento das unidades litológicas existentes e do seu quimismo e propriedades físicas é essencial para perceber da possibilidade de existência na região de rochas mãe e as rochas reservatórios para os hidrocarbonetos.

1.3. Metodologia

A metodologia deste trabalho foi essencialmente constituída por: efetuar o levantamento dos dados no campo; investigar no laboratório as amostras recolhidas através da observação das lâminas delgadas; analisar e interpretar os dados resultantes quer do estudo das amostras, quer das observações de campo; interpretar os resultados das amostras que foram enviadas para análises geoquímicas e finalmente elaborar uma tese sintetizando o trabalho efectuado e as conclusões obtidas.

1.3.1. Trabalho de Campo

Como já foi referido, o trabalho de campo foi efectuado no sector leste da região de Cribas, distrito de Manatuto entre os meses de Março até Agosto de 2011. O objetivo deste trabalho foi observar e recolher os dados geológicos, nomeadamente os relacionados com as unidades litológicas e as estruturas geológicas. Estes dados permitiram a cartografia dos contactos litológicos. O levantamento dos dados de campo foi essencialmente composto pelas seguintes fases:

- a. Observar a geomorfologia da região;
- b. Estudar e descrever as unidades litológicas, as estruturas geológicas e os contactos litológicos das formações de Atahoc, Cribas e Aituto na região Este do Anticlinal de Cribas;
- c. Recolher amostras representativas de alguns aspetos geológicos particulares, tendo em vista a sua posterior observação ao microscópio, de forma a complementar as informações relacionadas com a litologia e/ou as estruturas.

Para a realização do trabalho de campo utilizei alguns equipamentos geológicos como mapas topográficos, bússolas, martelos, GPS, cadernos de campo com lapiseiras e sacos de amostras. Quanto ao trabalho de investigação no laboratório, utilizei duas serras para cortar as

amostras, uma máquina *Logitech* para desgaste das superfícies de rochas e realização das lâminas e dois microscópios petrográficos para ver e observar os grãos de rochas e minerais e também os fósseis.

1.3.2. Investigação no Laboratório

O trabalho de investigação foi realizado no laboratório Nacional de Geologia de Timor-Leste, em Hera, nos meses de Julho e Agosto de 2011. O objetivo deste trabalho foi elaborar e observar as lâminas delgadas. Após a sua realização, cada lâmina foi estudada ao microscópio petrográfico para identificar essencialmente: tipos e formas dos fósseis eventualmente existentes; quais os minerais existentes e as suas formas; qual a textura das rochas e quais as microestruturas presentes. Por outro lado, algumas amostras recolhidas de argilitos negros e cinzentos foram preparados para a realização de análises geoquímicas da matéria orgânica existente tentando perceber a possibilidade da presença de rochas-mãe de hidrocarbonetos; a realização destas análises teve o apoio da Universidade de Évora em Portugal.

1.3.3. Análise e Interpretação dos Dados

A análise e interpretação dos dados foram realizadas com base nas observações de campo, nos resultados das observações microscópicas no laboratório e da projeção estereográfica das estruturas medidas no campo. A descrição destas análises e interpretações podem ser vistas nos pontos seguintes:

1.3.3.1. A Interpretação das Estruturas

A interpretação das estruturas referem-se às estruturas que foram possível cartografar no mapa à escala 1/25.000. A partir dos dados das estruturas menores é possível perceber e cartografar as grandes estruturas (*e.g.* falhas, desligamentos, cavalgamentos e dobras de antiformal e sinformal). Todos estes dados (estruturas menores), são fundamentais para interpretar as estruturas maiores que não são normalmente visíveis no terreno. A interpretação das estruturas que foram possível cartografar no mapa resultou por isso dos dados do trabalho de campo e das observações/ interpretações posteriores.

1.3.3.2. A Interpretação dos Dados Estruturais

A interpretação dos dados das estruturais que foram medidas no campo referem-se às atitudes das estratificações, falhas, estrias e eixos de dobras. A análise e interpretação destes dados foram feitas recorrendo à projeção estereográfica. Nas projeções estereográficas, os dados

(principalmente estratificação) foram interpretados recorrendo-se à sua divisão em duas regiões; a primeira diz respeito aos dados da região central do anticlinal de Cribas ao longo da ribeira de Hacraun e a segunda compreende os dados da terminação periclinal Este do mesmo anticlinal principalmente recolhido ao longo da ribeira de Tuqueti. O agrupamento destes dados é importante para saber as atitudes dos flancos Norte e Sul do anticlinal.

1.3.3.3. A interpretação das Observações nas Lâminas Delgadas

A interpretação dos resultados das observações das lâminas delgadas baseou-se numa série de aspetos de que se destaca, a forma dos grãos dos minerais tentando perceber se estão ou não deformados e, no caso de existir deformação perceber se ocorre a génese de novos grãos de minerais. Foi dada uma especial atenção também às texturas procurando identificar a existência de zonas de cisalhamento ao micro escala. Além disso, observaram-se também os fósseis procurando identificar não só aspetos relacionados com a deformação, mas também obter informações que permitissem auxiliar na e identificar algumas unidades litológicas e, dentro das formações de Atahoc, Cribas e Aituto perceber a potencialidade de serem rochas geradoras para os hidrocarbonetos ou para rochas reservatórios. A identificação das rochas geradoras também se teve ajuda baseou nas análises geoquímicas da matéria orgânica.

1.4. Localização da Área de Estudo

O sector leste do anticlinal de Cribas localiza-se (Fig. 1.2) no centro de Timor-Leste a cerca de 60 km a Este da capital Dili. Administrativamente Cribas é uma aldeia do sub-distrito de Manatuto e distrito de Manatuto. A parte Norte de Cribas faz fronteira com o Suco Aiteas, a parte Sul com o sub-distrito de Barique, a parte Leste com o sub-distrito de Laleia e a parte Oeste tem contacto com sub-distrito de Laclubar.

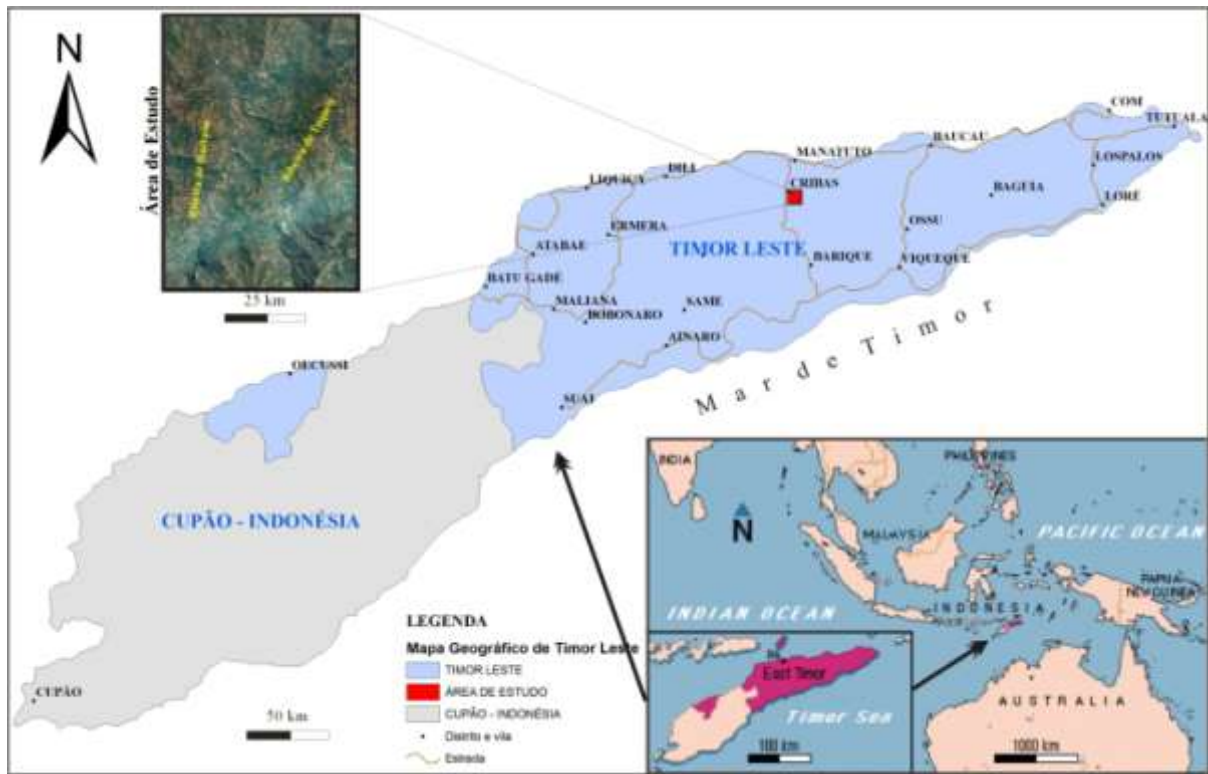


Figura 1.2. Localização geográfica da área de estudo (quadrado vermelho).

CAPÍTULO 2

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Do ponto de vista geográfico a ilha de Timor está situada (Fig. 2.1) entre os continentes asiático e australiano. A norte apresenta uma estreita relação com as ilhas vulcânicas do arquipélago Indonésio, enquanto a sul se liga ao mar de Timor e ao grande continente australiano; a leste prolonga-se pelas ilhas de Moa, Dai e Nova Guiné e a parte oeste está ligada ao mar de Savu e à ilha de Sumba. A ilha de Timor, incluindo o sector estudado (*i.e.* a região Este do anticlinal de Cribas) localiza-se a Sul do Arco Interno de Banda, no Arco Externo de Banda (Berry e Grady, 1981; Fig. 2.1). O Arco Interno de Banda integra-se na Placa Sudeste Asiática sendo composto por várias ilhas vulcânicas ativas, incluindo, entre outras, as ilhas de Flores e Sumbawa; do ponto de vista estrutural, neste arco é de destacar a existência de carreamentos com o sentido de carreamentos de N-S (Cartel *et al.*, 1976; Fig. 2.1B); Kaneko *et al* (2007) reforçaram que a força de compressão do sul resultou umas séries de falhas cavalgantes na parte frente da zona de acreção. Quanto ao Arco Externo de Banda é considerado como sendo não-vulcânico (Kaneko *et al.*, 2007; Fig. 2.1A), ele está situado e é composto pela margem da costa sul da ilha de Timor, incluindo também a ilha de Tanimbar e Laibobar. Além disso, ao Arco Externo de Banda está associada uma fossa profunda (fossa de Timor) que, segundo Grady e Berry, (1977) representam um limite convergente (de placas convergentes) entre as placas do Sudeste Asiático e Australiana. Há uma estrutura principal de cavalgamento com o sentido do transporte é para sul ou seja N-S (Harris, 2006).

A figura 2.1 mostra a relação tectónica da ilha de Timor com o Arco Vulcânico Interno e o Externo não Vulcânico de Banda.

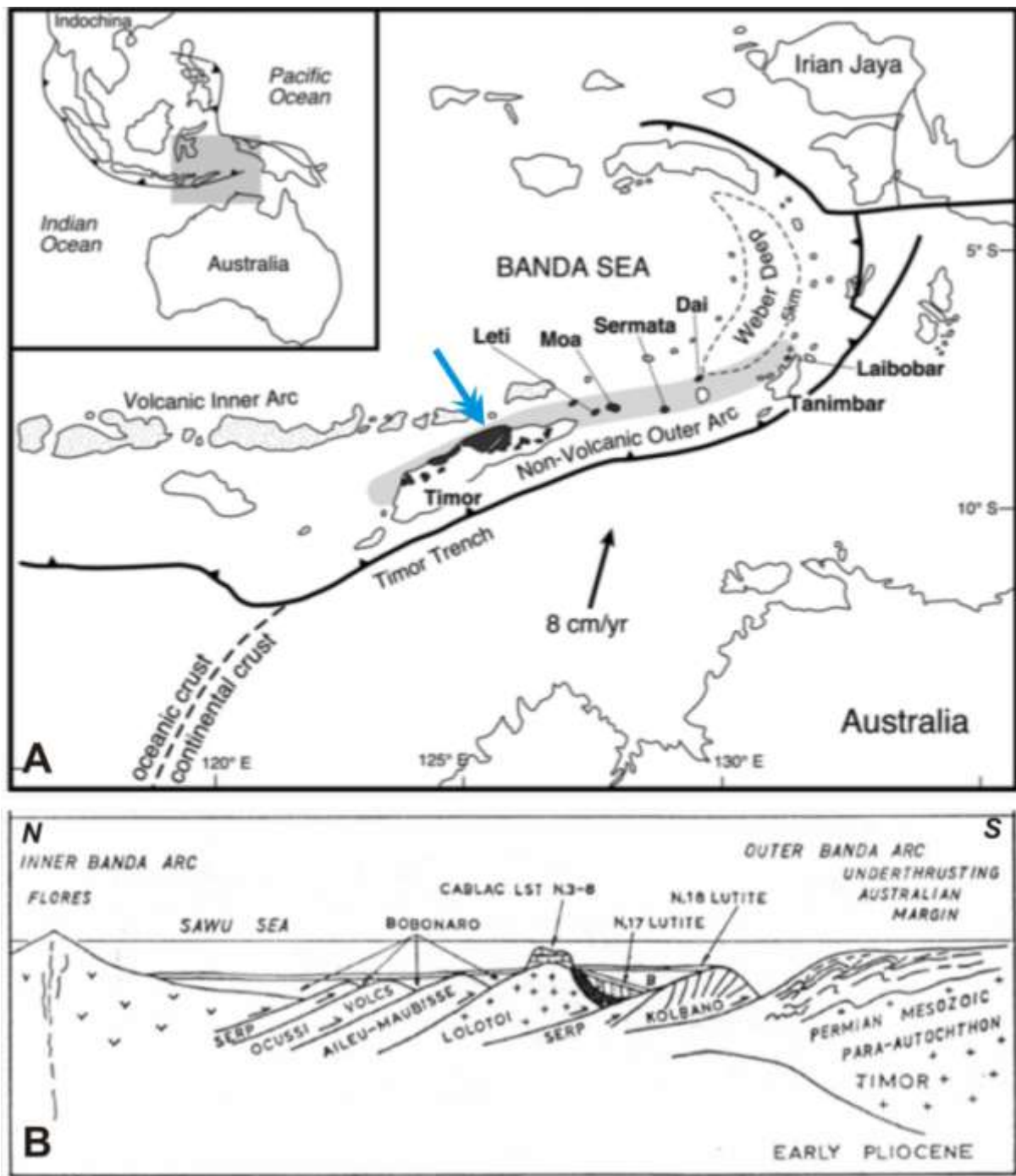


Figura 2.1. Contexto tectónico da ilha de Timor.

A- Enquadramento tectónico da ilha de Timor e dos Arcos de Banda (Kaneko, *et al.*, 2007);

B- Estrutura tectónica entre o Arco Interno de Banda e Arco Externo de Banda que mostrando a existência de carreamentos N-S (Carter *et al.*, 1976).

A luz da geodinâmica e da tectónica, a ilha de Timor é um segmento proveniente da zona sutura da colisão do Arco Continente de Banda gerado desde o Miocénico até a convergência presente e a colisão entre a margem passiva do continente da Austrália com o sistema fosso do

arco de Banda (Harris *et al.*, 2000) e entretanto com base nas datações geológicas e modelos tectônicos designam-se que a subducção na região de Timor iniciou durante o Miocénico Médio (segundo Harris *et al.*, 2000 in Kenyon, 1974; Hamilton, 1979; Bowin *et al.*, 1980; Abbott e Chamalaun, 1981). Por outra parte, há outros trabalhos recentes que citaram que a ilha de Timor formou-se devido à colisão entre a Margem Continental Noroeste da Austrália e a Placa Sudeste Asiática durante o Neogénico (Charlton, 2001). De acordo com o processo de colisão, Prasetyadi e Harris (1993) apresentaram que a colisão entre a Margem Continental Australiana e o Arco de Banda transportou as diferentes unidades litotectónicas que construíam a ilha de Timor. E por outro lado, Keep e Haig, (2009) também manifestaram que este processo de colisão levou a que os sedimentos que estavam depositados na margem continental australiana fossem obductados sobre a placa continental australiana, originando as formações parautóctones que caracterizam grande parte do território de Timor-Leste; esta origem para as formações parautóctones é apoiada por evidências litológicas e paleontológicas.

Assim, o levantamento da ilha de Timor foi por isso o resultado da subducção entre a Placa Indo-australiana e Asiática, onde esta subducção progressivamente afetou a fossa de Banda foi metamorfoseado ou seja transformado em dobras e carreamento das montanhas da ilha de Timor (Audley-Charles, 2011).

Existem três modelos tectónicos que propor por Audley-Charles (1968); Fitch e Hamilton (1974); Grady e Berry (1976) e Chamalaun e Grady (1978), em relação ao levantamento da ilha de Timor (Figura 2.2.).

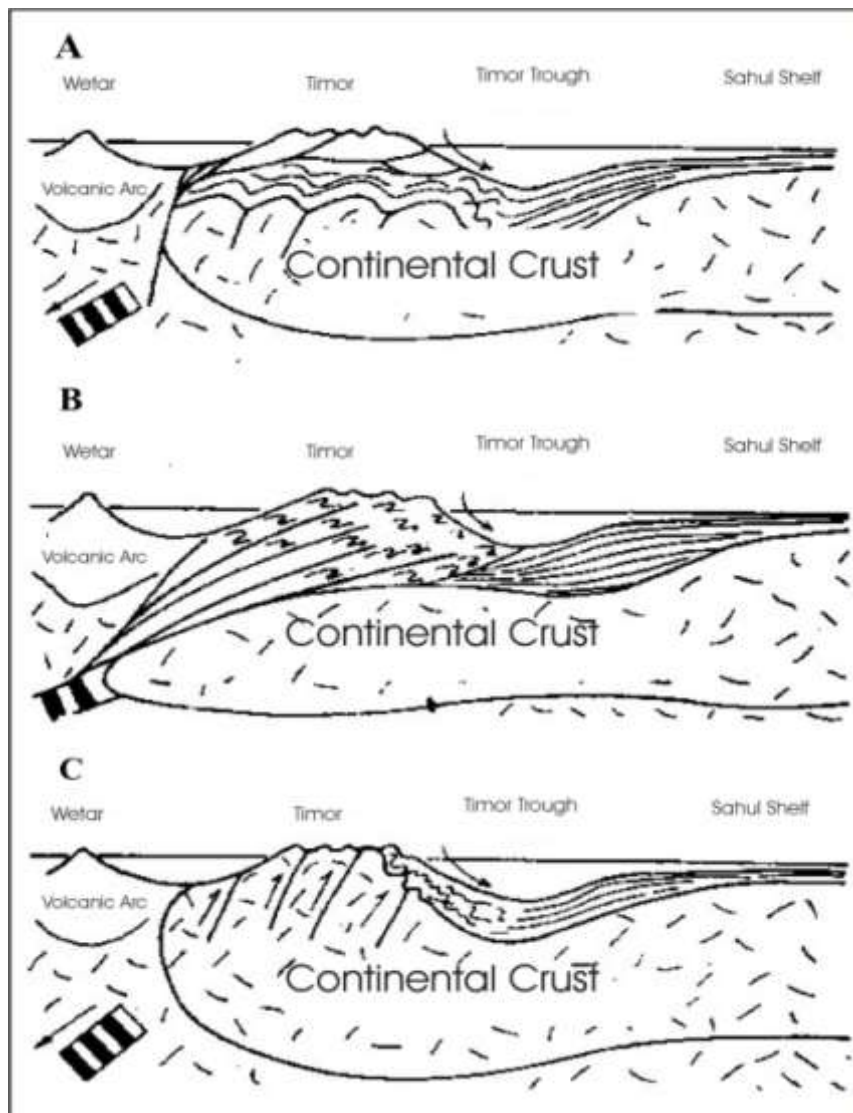


Figura 2.2. Diferentes modelos tectónicos de Timor modificado por Barber (1981).

A- Modelo de Overthrust (Audley-Charles 1968);

B- Modelo de Imbricate (Fitch & Hamilton 1974);

C- Modelo de Upthrust/rebound (Grady & Berry 1976, Chamalaun & Grady 1978).

Estes modelos tectónicos sobre a ilha de Timor mostram a crosta continental da placa australiana colidir com a placa asiática que afectam os sedimentos da placa crosta continental australiana obductam por cima e formam a ilha de Timor com as estruturas complexas.

Os diversos levantamentos de cartografia geológica que têm sido realizados em Timor-Leste (Audley-Charles, 1968; Leme, 1968; Bachri e Situmorang, 1994; Partoyo *et al.*, 1995; Charlton, 2002), permitiram estabelecer um esboço tectónico/ estrutural para a ilha. Em especial é de destacar o trabalho de Audley-Charles (1968) que conseguiu cartografar toda a ilha individualizando duas unidades principais: unidades autóctones e alóctones. No que diz respeito

às unidades alóctones são de destacar os carreamentos associados à implantação do Complexo de Lolotoi, da Formação de Aileu, da Formação de Maubisse e dos Calcários de Borolalo, bem como à extrusão da Formação de "Bobonaro Scaly Clay". Esta tectónica cavalgante provocou ainda as estruturas anticlinais e sinclinais regionais frequentes na generalidade do território de Timor-Leste (Fig. 2.3).

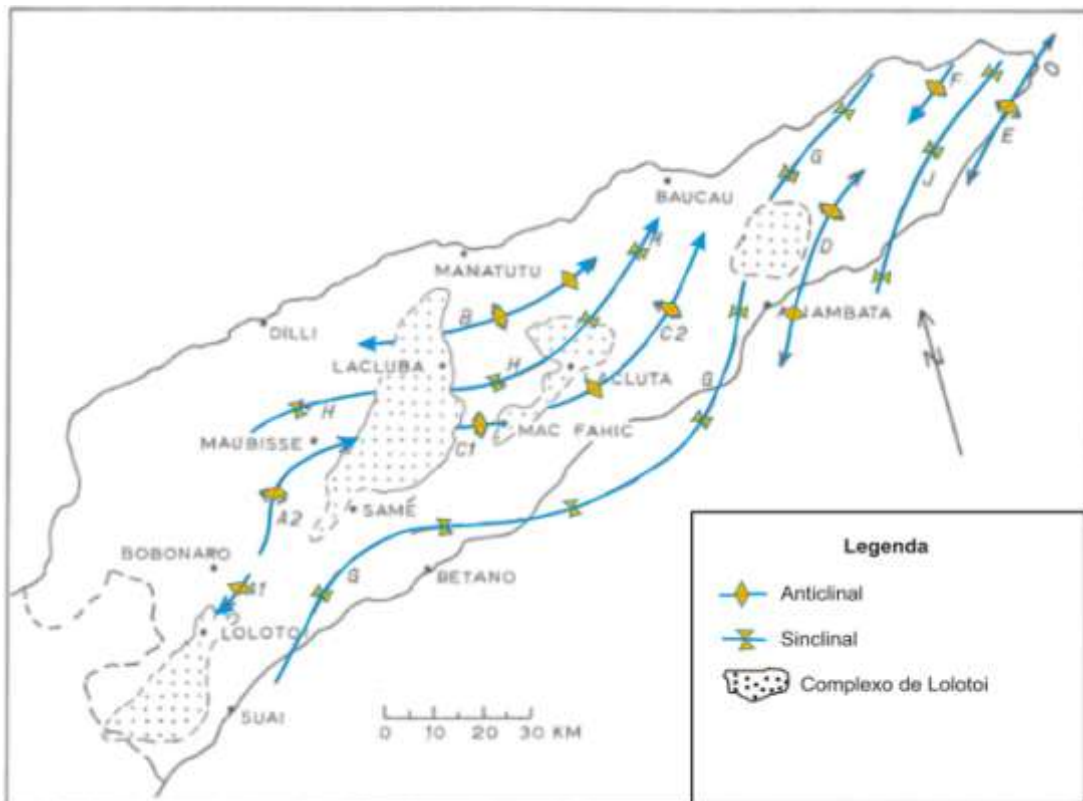


Figura 2.3. Esboço tectónico de Timor-Leste realçando a relação entre o Complexo de Lolotoi e as estruturas de dobras anticlinais e sinclinais marcadas (adaptado de Audley-Charles, 1968).

A1- anticlinal de Aituto, A2- anticlinal de Bazol, B- anticlinal de Cribas, C1-anticlinal de Mac Fahic, C2- anticlinal de Ossu, D- anticlinal de Aliambata, E- anticlinal de Veru, F- anticlinal de Loiquero, G- sinclinal de Betano, H- sinclinal de Pualaca e J- sinclinal de Lospalos.

O trabalho de Charlton (2002) sobre a *"The petroleum potential of East Timor"* apresenta um mapa estrutural que constitui um melhoramento em relação aos trabalhos anteriores no qual são individualizados os complexos metamórficos e unidades para autóctones/ alóctones. Neste mapa são ainda marcadas algumas das principais estruturas como anticlinais (incluindo o de Cribas que foi objeto do estudo que agora se apresenta), sinclinais e desligamentos esquerdos NNE-SSW na parte oeste de Timor (Fig. 2.4).

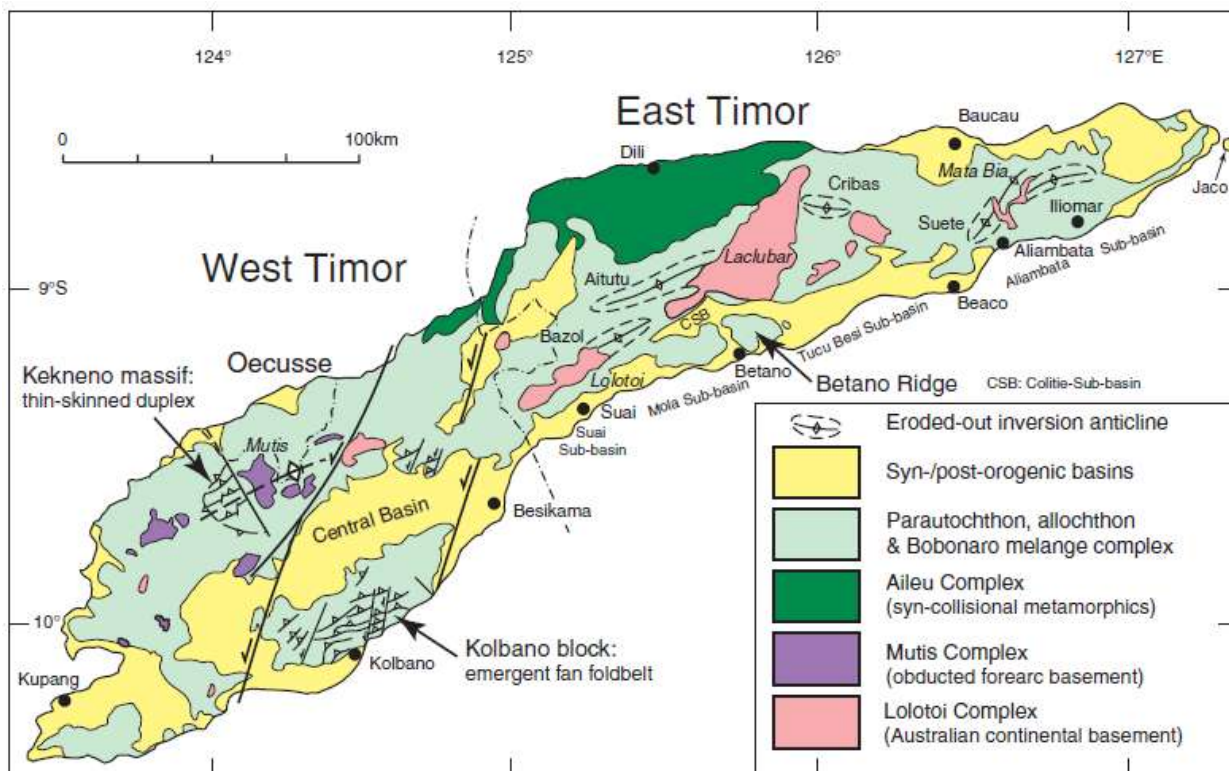


Figura 2.4. Esboço tectónico simplificado de Timor (Charlton, 2002).

Se os trabalhos anteriores apresentam esboços estruturais de pequena escala para a generalidade de Timor-Leste, outros trabalhos embora abrangendo toda a área de Timor (Audley-Charles, 1968; Leme, 1968; Bachri e Situmorang, 1994; Partoyo *et al* (1995), apresentam um maior detalhe permitindo uma visão bastante mais pormenorizada do anticlinal de Cribas. É de destacar que as cartografias produzidas pelos vários autores para a região do anticlinal de Cribas são muito semelhantes e todas elas indicam uma orientação geral do plano axial desta dobra é E-W. Contudo, existem algumas diferenças, quer a nível da individualização de mais unidades, quer das estruturas associadas ao anticlinal (Fig. 2.5). Com efeito, embora Audley-Charles (1968) apenas indicou a estrutura anticlinal (Fig. 2.5A), na carta de Audley Charles (1968) a sul do anticlinal é apresentado um sinclinal (Fig. 2.5A), na de Leme (1968) não apresentou esta estrutura (Fig. 2.5B) e na de Bachri e Situmorang, 1994; Partoyo- *et al* (1995) a estrutura em sinclinal deixa de ser assinalada, passando no entanto a serem assinalados uma série de acidentes, em especial ENE-WSW que não tinham ainda sido referidos anteriormente (Fig. 2.5C).

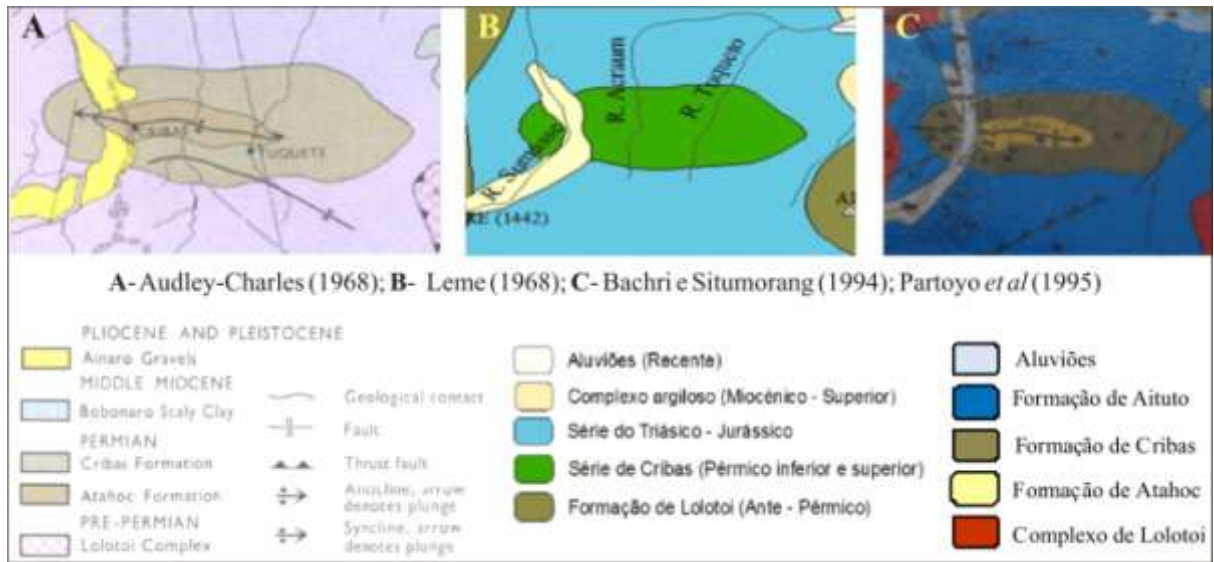


Figura 2.5. Cartografia geológica do anticlinal de Cribas:

A- segundo Audley-Charles (1968);

B- segundo Leme (1968);

C- segundo Bachri e Situmorang, 1994; Partoyo *et al* (1995).

CAPÍTULO 3

LITO-ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DE CRIBAS

Antes de entrar na lito-estratigrafia da região Este de Cribas, apresenta-se de um modo geral a lito-estratigrafia de Timor com base nas referências dos trabalhos realizados por alguns geólogos que trabalharam na ilha. Foi o trabalho pioneiro de Hirschi (1907) intitulado "*Zur Geologie und Geographie von Portugiesisch Timor*" que reconheceu a existência de um elemento inferior constituído pelo Pérmico autóctone em Timor pela primeira vez descrito na região de Cribas, ainda antes de ter ocorrido a identificação da Formação de Lolotoi; esta unidade aflorava no núcleo de um anticlinal com o eixo aproximado E-W (Leme, 1968). Posteriormente Grunau (1953) no trabalho "*Geologia Von Portugiesisch Ost-Timor*", identificou o carácter alóctone de algumas dessas rochas tendo repartido as formações em complexos autóctones e alóctones; algumas das partes estão consideradas alóctones são actualmente reconhecidas como autóctones (Audley-Charles, 1968). No entanto, há quatro unidades que são consideradas integralmente alóctones: são elas o Complexo de Lolotoi, a Formação de Aileu, a Formação de Maubisse e a Formação de *Bobonaro Scaly Clay* (Audley-Charles, 1968). Embora se tenha dada algum destaque aos estudos anteriores, existem muitos outros trabalhos que abordam a lito-estratigrafia de Timor introduzindo, por vezes, importantes contributos:

- Gageonnet & Lemoine (1958) reconhecem a unidade para autóctone em Timor onde integram por algumas formações geológicas (Tabela 3.1);

Tabela 3.1

Unidades lito-estratigráficas de Parautóctones por
Gageonnet & Lemoine (1958).

Unidade Parautóctone	Idade
Corais	Holocénico
Formação de Viqueque	Mio-Pleistocénico
Formação de Bibileu	Eocénico
Complexo Triásico-Jurássico	Triásico-Jurássico
Formação de Cribas	Pérmico

- Audley-Charles (1968) integrou as unidades lito-estratigráficas em duas formações distintas: autóctones e alóctones. As formações autóctones apresentam idades que vão do Pérmico até Pós-pleistocénico (Tabela 3.2):

- Ao mesmo tempo, Leme (1968) dividiu a lito-estratigrafia de Timor-Leste num sistema autóctone com idades do Ante-pérmico até ao Recente (Holocénico) e num sistema carreado da idade Pérmica (Tabela 3.2).

As duas unidades lito-estratigráficas principais (autóctones e alóctones) de Timor distribuem-se pelo Paleozóico (do Paleozóico superior, isto é o Ante-pérmico), Mesozóico (do Triásico até ao Cretácico) e Cenozóico (do Eocénico até Holocénico). Existem diversas datações geológicas (Audley-Charles, 1968; Leme, 1968 e Charlton 2002) que mostram que a idade das Formações geológicas mais antigas de Timor são do Ante-pérmico e Pérmico (Pérmico inferior a superior). A idade do Ante-pérmico está representada no Complexo de Lolotoi enquanto a idade pérmica corresponde às Formações de Atahoc, Cribas, Maubisse e Aileu. Por outro lado, as idades do Mesozóico são representadas (Audley-Charles, 1968) pela Formação de Aituto e Membro de Tallibelis (Triásico médio-superior), Formação de Wailuli (Triásico superior-Jurássico médio), e pelas formações de Wai-Bua e Seical (Cretácico). Segundo o mesmo autor, quanto às idades Cenozóicas, elas estão representados pelos Calcários de Dartolu (Eocénico médio e superior), Formação de Barique (Oligocénico), Calcário de Cablaque e *Bobonaro Scaly Clay* (Miocénico inferior e médio), Formação de Viqueque (Miocénico superior), Conglomerado de Dilor (Pliocénico), Calcários de Baucau e Formação de Suai (Pleistocénico e Recente).

Para além das formações geológicas que foram descritas por Gageonnet & Lemoine (1958), Audley-Charles (1968) e Leme (1968), Charlton (2002) *in* Keep *et al* (2009) apresentaram as megasequências que existam na região de Timor, são o Terreno de Banda que corresponde a parte das unidades de Alóctone, as Megasequências de Gondwana e margem Australiana que frequentam nas unidades de Parautóctone e a Megasequência Sinorogénica e Melange que fazem parte das unidades de Autóctone (Fig. 3.1).

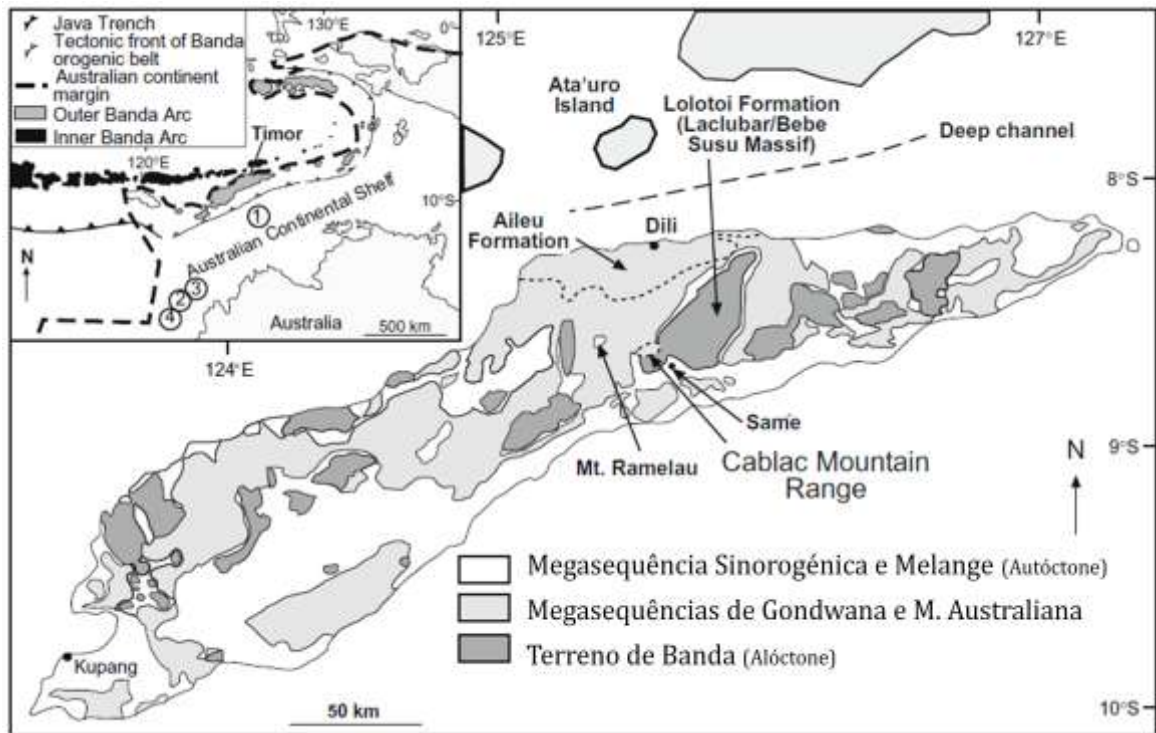


Figura 3.1. As megasequências existentes em Timor Keep *et al* (2009).

Na região Este do anticlinal de Cribas, para além dos Aluviões Recentes (Leme, 1968), é possível evidenciar quatro formações distintas: Atahoc, Cribas, Aituto e Ainaro (Audley-Charles, 1968), que são incluídas nas unidades para autóctones e autóctones.

3.1. Unidades Parautóctones

De acordo com Gageonnet e Lemoine (1958), Audley-Charles (1968) e Leme (1968) as unidades para autóctones de Timor são constituídas por várias formações geológicas com idades diferentes. Se a tabela 3.1 mostrava as unidades para autóctones com base nos trabalhos de Gageonnet & Lemoine (1958), a tabela 3.2 mostram as mesmas unidades segundo Audley-Charles (1968) e Leme (1968).

Tabela 3.2

Unidades estratigráficas de parautóctones cartografadas segundo
Audley-Charles (1968) e Leme (1968).

AUDLEY-CHARLES (1968)			LEME (1968)		
FORMAÇÕES DE AUTÓCTONES	<i>Formação</i>	<i>Idade</i>	SISTEMA AUTÓCTONE	<i>Formação</i>	<i>Idade</i>
	Gravels de Ainaro	Pós-pleiocénico		Aluviões recentes	Holocénico
	Formação de Suai			Terraços fluviais	Pós-pleiocénico
	Calcário de Poros			Calcários lacustres de Pórus	
	Calcário de Baucau			Recifes de coral emersos	
	Seketo Block Clay	Pliocénico		Rochas eruptivas pós - pliocénicas	Plio-pleistocénico
	Conglomerado de Dilor			Série de Viqueque	
	Calcário de Lari Gutu	Miocénico superior		Complexo Argiloso	Miocénico superior
	Formação de Viqueque			Calcário de Fato	Miocénico inferior
	Calcário de Aliambata	Miocénico inferior		Rochas eruptivas de Barique	Oligocénico?
	Calcário de Cblaqui			Formação de Dartolu (antiga Série de Same)	Eocénico
	Formação de Barique	Oligocénico		Cretácico	Cretácico
	Calcários de Dartolu	Eocénico		Formação de Bagueia	Jurássico?
	Formação de Seical	Cretácico		Maçios Calcários de Tutuala	Triásico superior
	Calcário de Borolaro			Série de Triásico - Jurássico (Antiga Série de Mota Bui)	Triásico - Jurássico
	Formação de Wai Bua			Série de Cribas	Pérmico
	Formação de Wailuli	Jurássico		Formação de Lolotoi	Ante-pérmico
	Formação de Aituto	Triásico			
	Membro de Tallibelis				
	Formação de Cribas	Pérmico superior			
Formação de Atahoc	Pérmico inferior				
FORMAÇÕES DE ALÓCTONES					
FORMAÇÕES DE ALÓCTONES	<i>Bobonaro Scaly Clay</i>	Miocénico médio	SISTEMA CARREADO		
	Calcário de Borolalo	Cretácico superior		Série de Maubisse	Pérmico superior
	Formação de Maubisse	Pérmico			
	Formação de Aileu			Série metamórfica de Dili	Pérmico inferior
	Complexo de Lolotoi	Provavelmente Ante-pérmico			

No caso do sector leste do anticlinal de Cribas, Audley-Charles (1968) estudou as seqüências lito-estratigráficas para as formações de Atahoc e de Cribas em diversos locais, propondo a sua correlação (Fig. 3.2). Trabalhos recentes por Charlton *et al* (2002) que apresentaram algumas colunas estratigráficas sobre o Pérmico de Timor que inclui a Formação de Atahoc e de Cribas (Fig. 3.3).

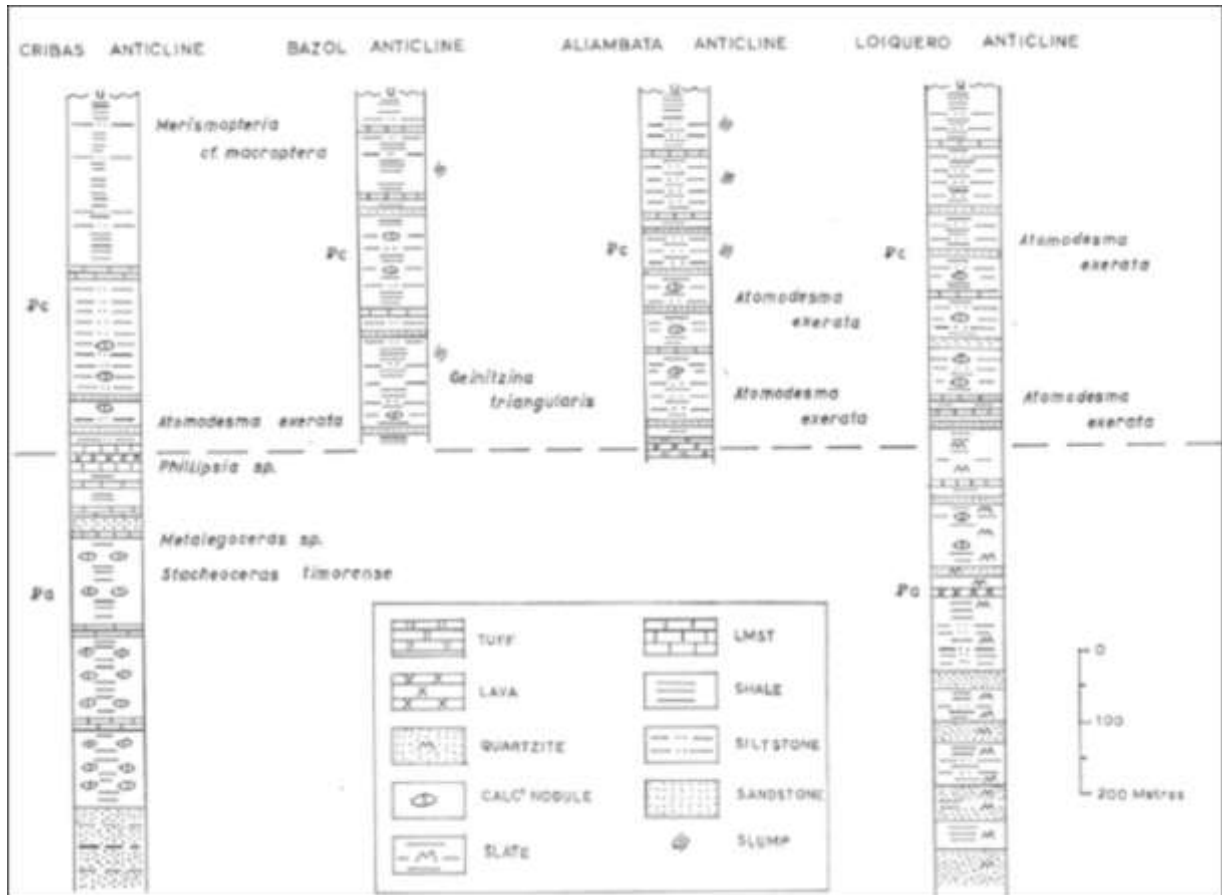


Figura 3.2. Coluna estratigráfica das formações de Atahoc e Cribas para diversos sectores (Audley-Charles, 1968).

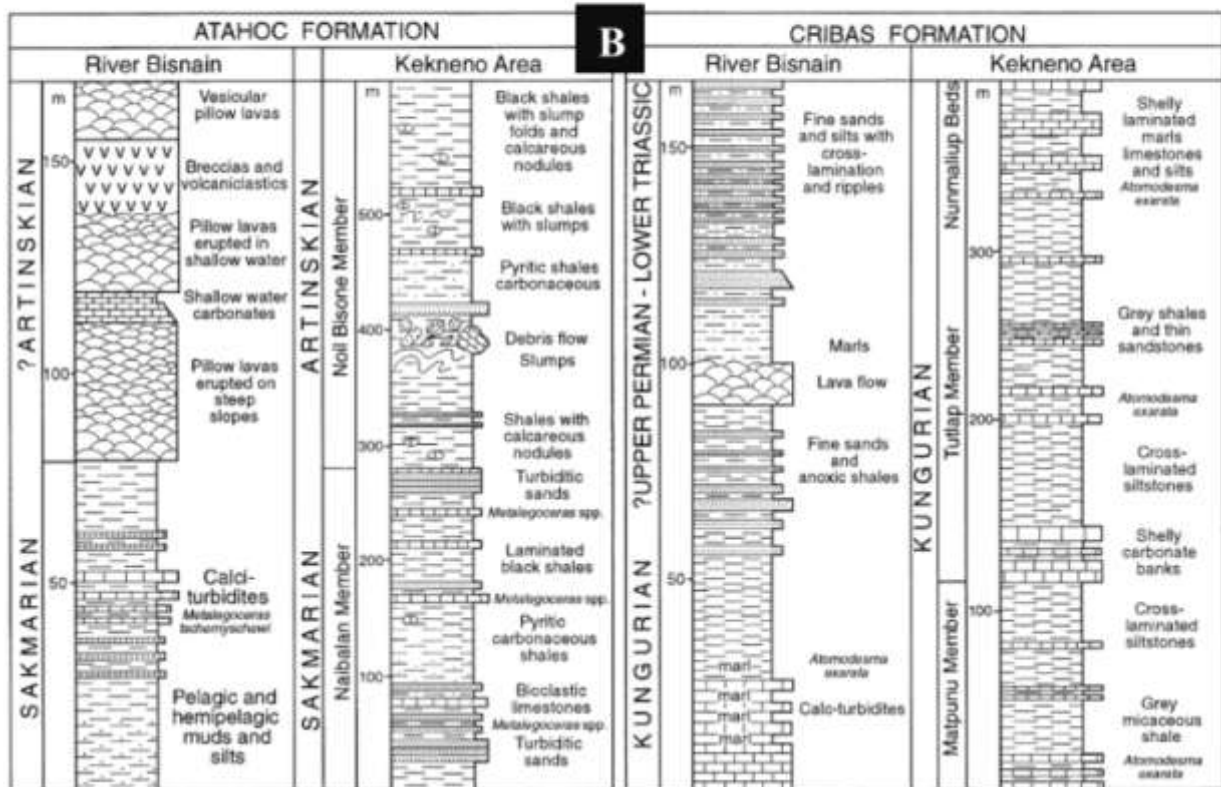
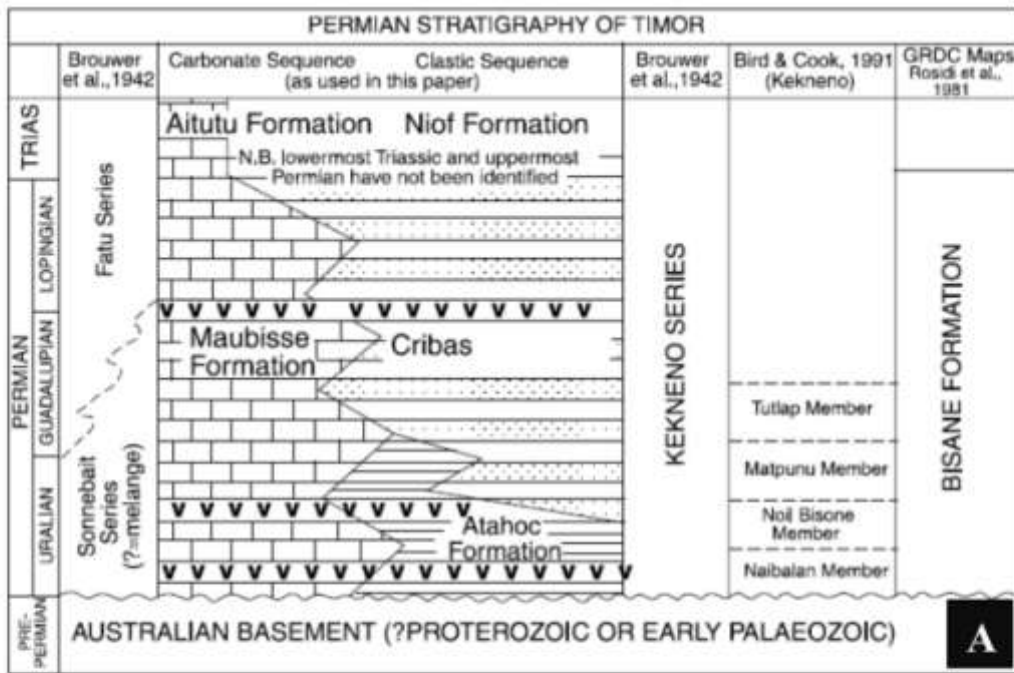


Figura 3.3. Unidades lito-estratigráficas do Pérmico de Timor (*in* Charlton *et al.*, 2002):

A- Sequências estratigráficas do Pérmico em Timor;

B- Secções estratigráficas selecionadas do Pérmico das formações de Atahoc e Cribas em Timor ocidental; secções medidas no rio de Bisnain (Barkham 1993) e na área de Kekeno (Bird e Cook, 1991).

3.1.1. Formação de Atahoc

A Formação de Atahoc foi definida por Audley-Charles (1968) no anticlinal de Cribas e corresponde à Série Inferior de Cribas dos autores anteriores (Grunau, 1956; Gageonnet e Lemoine 1958). A Formação de Atahoc foi individualizada por Audley-Charles (1968), tendo sido designada por Leme (1968), como a série inferior de Cribas. Do ponto de vista litoestratigráfico, a Formação de Atahoc foi datada do Pérmico inferior com base nalgumas faunas que foram estudadas por Grunau (1953 e 1956), Gageonnet e Lemoine (1958); trata-se de faunas com *Stachaeoceras*, *Metalegoceras*, *Popanoceras* e *Phillipsia* (Audley-Charles, 1968; Fig. 3.2). Por outro lado, Leme (1968) refere que há faunas muito abundantes do Pérmico inferior; compreendem principalmente artículos de *Crinóides*, várias espécies de *Amonites*, *Orthoceras*, *Corais*, *Lamelibrânquios*, *Briozoários*, *Espongiários*, *Trilobites* e *Foraminíferos*.

As litologias que constituem esta Formação são de fácies sedimentares onde Audley-Charles (1968) descreveu rochas diversificadas: quartzitos, argilitos negros, argilitos-siltíticos, calcilutites e nódulos de calcários. Leme (1968) por seu lado considerou que esta formação é constituída por grés quartzíticos, xistos argilosos negros, nódulos de calcários e intercalações de grés quartzíticos e de calcários amarelos, cinzentos e avermelhados. Por outro lado, Barkham (1993) refere que a Formação de Atahoc também se encontra em Timor Ocidental nas áreas de Bisnain e Keknen onde é composta por xistos negros ricos em fósseis de *Amonites* intercalados em areias.

De acordo com as observações de campo efectuadas neste estudo, a Formação de Atahoc é constituída por várias litologias (Fig. 3.4):

- Arenitos-quartzíticos intercalados com argilitos negros com alguns níveis de arenitos carbonatados;
- Níveis de calcários fossilíferos;
- Argilitos negros com nódulos de arenitos e calcários;
- Calcários associados a níveis de arenitos carbonatados e não carbonatados;
- Margas vermelhas, calcários margosos vermelhos e azulados intercalados com argilitos vermelhos (as margas vermelhas e os calcários margosos estão num conjunto intercalado em argilitos negros);
- Níveis de calcários micríticos e arenitos cinzentos-amarelados;
- Argilitos negros com raros nódulos e níveis de arenitos escuros carbonatados e não carbonatados.



Figura 3.4. Algumas das litologias existentes na Formação de Atahoc:

A- Arenitos-quartzíticos;

B- Níveis de calcáriosossilíferos;

C- Argilitos negros com nódulos;

D- Argilitos negros com níveis de arenitos;

E- Calcários margosos intercalados com argilitos negros;

F- Margas vermelhas.

Nos níveis de margas vermelhas e calcários margosos de flanco sul do anticlinal de Cribas, dentro da Formação de Atahoc, apareceu uma brecha sedimentar como a estrutura de dique que corta a estratificação destes níveis. Esta brecha é constituída por calhaus de argilas grosseiras com a forma é sub-rolados e estes calhaus são cimentados por matrizes finas (matrizes micríticas) e matrizes grosseiras (matrizes esparíticas) de grãos de calcites. Estas descrições foram feitas pelas observações nos estudos de campo e também pelas descrições nas lâminas.

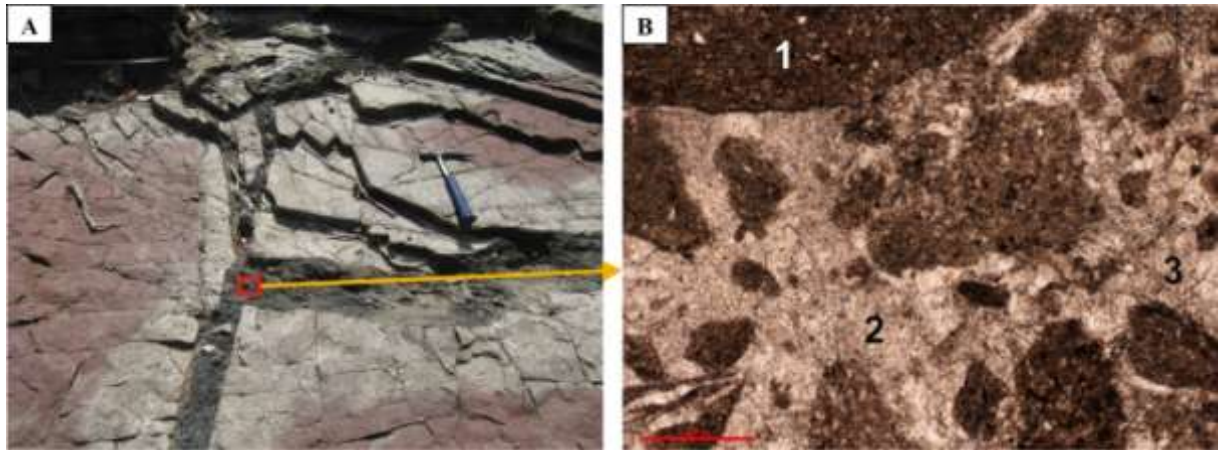


Figura 3.5. Um dique de brecha sedimentar que corte a estratificação de margas vermelhas da Formação de Atahoc:

A- Brecha sedimentar que observei através do estudo de campo;

B- Observação microscópica: **B1-** Calhaus de argilas compostas por cristais de quartzo (siltes), **B2-** Matrizes micríticas dos cristais de calcites e **B3-** Matrizes esparíticas.

Durante os trabalhos de campo foram igualmente identificados fósseis de *Crinóides*, *Amonites*, *Ortocheras*, *Corais*, *Lamelibrânquios*, *Foraminíferos* e *Briozoários* (Fig. 3.6) na Formação de Atahoc.

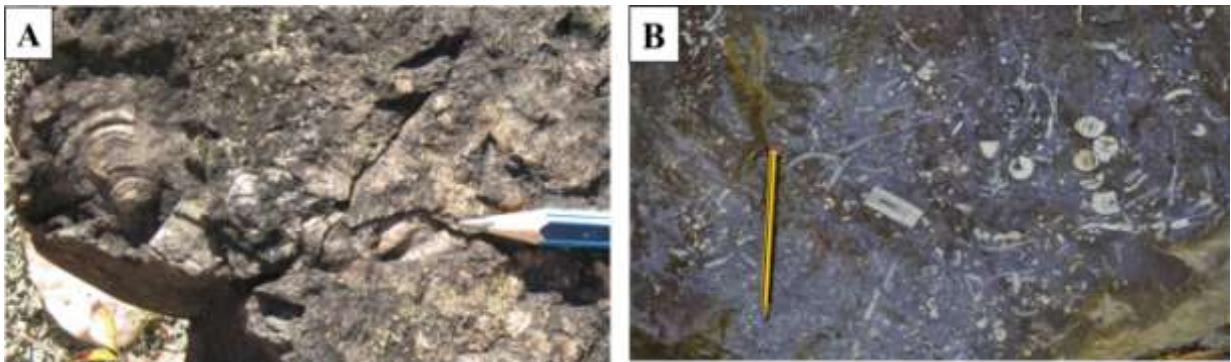


Figura 3.6. Fósseis encontrados na Formação de Atahoc:

A- *Lumachelas* e conchas de *Lamebrânquios* nos argilitos cinzentos;

B- *Crinóides*, *Ortocheras* e *Corais* nas margas vermelhas.

3.1.2. Formação de Cribas

A Formação de Cribas tal como descrita nesta tese e em Audley-Charles (1968), foi descrita em Grunau (1956) e utilizada também por Gageonnet e Lemoine (1958), Leme (1968); corresponde à Série superior da Formação de Cribas.

Litologicamente, a Formação de Cribas é composta por argilitos micáceos, siltitos com arenitos-quartzitos, nódulos de calcários e argilas ferruginosas. Os argilitos cinzentos-azulados, siltitos micáceos e arenitos de grão fino foram considerados como constituindo a base desta formação (Audley-Charles, 1968). Leme (1968) também descreve a sequência litológica da série de Cribas Superior, considerando-a constituída por sequências argilosas do tipo *flysch*, argilitos negros, grés laminados micáceos, xistos borra de vinho, nódulos de calcários e intercalações dos níveis calcários em margas vermelhas. Bird e Cook (1991) consideram que a Formação de Cribas também se observa em Timor ocidental onde é constituída por arenitos com intercalações finas de siltitos, xistos, margas e calcários. Por seu lado, Hunter (1993) interpretou os xistos intercalados e os arenitos da Formação de Cribas como parte de um complexo submarino progradante em mar aberto. Charlton *et al* (2002) descreve as rochas da Formação de Atahoc como sendo formadas essencialmente por sedimentos siliciclásticos associados a rochas vulcânicas e vulcanoclásticas depositadas em ambiente marinho profundo; propõem um modelo semelhante para a Formação de Cribas.

As formações de Atahoc e de Cribas também se encontram na parte ocidental da ilha de Timor (Charlton *et al.*, 2002); a de Atahoc encontra-se tanto na área de Kekneno (Bird, 1987), como na de Bisnain (Barkham, 1993), enquanto a Formação de Cribas será equivalente da Formação de Babulu (Giani, 1971; Bird e Cook, 1991). As formações nestas áreas foram estudadas tendo sido construídas as respectivas colunas lito-estratigráficas sobretudo na ribeira de Bisnain e na área de Kekneno (Fig. 3.3).

Na Formação de Cribas, encontra-se fósseis de *Atomodesma exarata*, *Macroptera* e *Merismopteria* (Audley-Charles, 1968; Fig. 3.2).

As observações realizadas durante este trabalho permitiram individualizar na Formação de Cribas (Fig. 3.7) intercalações de argilitos negros, cinzentos, vermelhos e argilas, argilitos negros com nódulos de calcários e arenitos, calcarenitos, calcilutitos, níveis de calcários micríticos azuis-escuros, argilitos esverdeados, níveis de margas vermelhas com alguns calcários margosos azuis e cinzentos que estão num pacote dentro dos argilitos negros. Existem também níveis de conglomerados associados a níveis de calcários margosos, constituídos por calhaus de arenitos. Além disso, a Formação de Cribas também é constituída por alternâncias centimétricas de argilitos esverdeados, negros, cinzentos, arenitos e margas vermelhas.

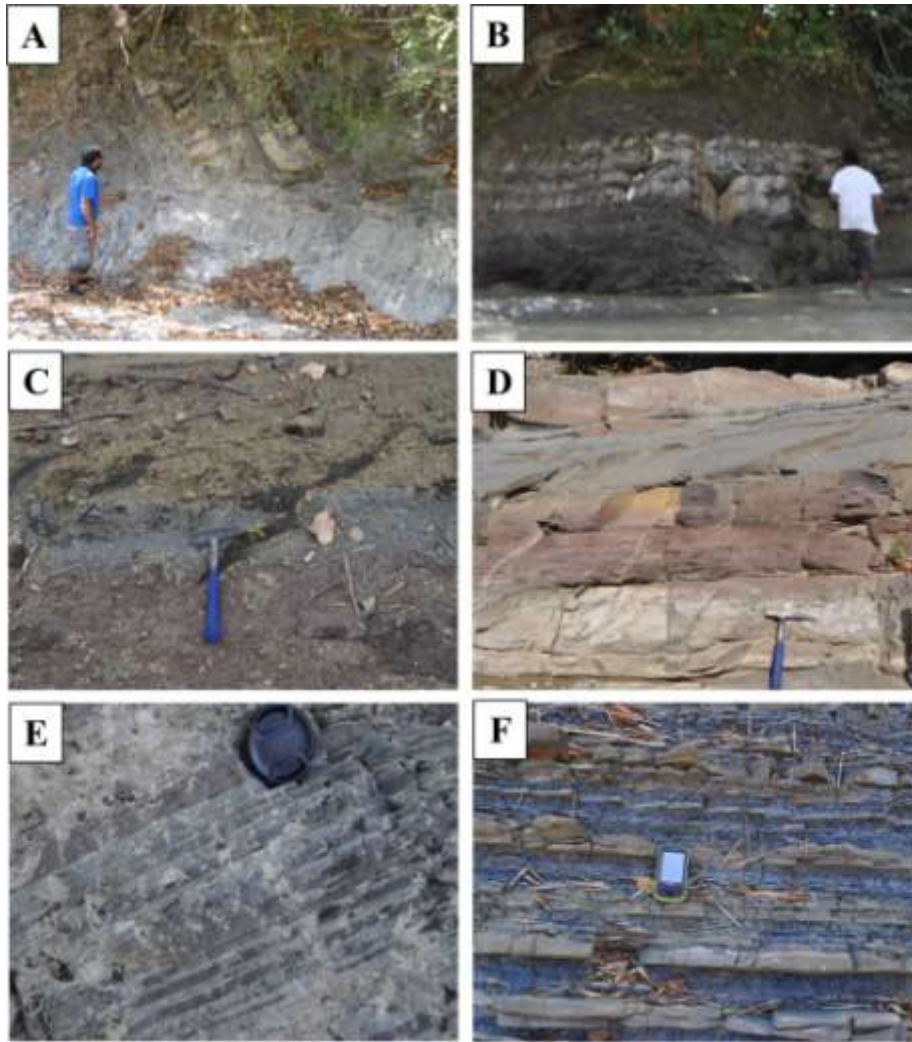


Figura 3.7. Litologias da Formação de Cribas:

- A-** Argilitos negros com níveis de calcários e arenitos;
- B-** Níveis de calcilitito nos argilitos;
- C-** Margas vermelhas com argilitos cinzentos;
- D-** Calcários margosos intercalados com argilitos negros;
- E-** Alternâncias centimétricas de argilitos esverdeados, negros, cinzentos, arenitos;
- F-** Flysch.

Foram também identificados fósseis (Fig. 3.8) de *Crinóides*, *Ceratites*, *Corais* e *Bivalves* (*Meleagrinnella*) que são frequentes nos níveis de calcários margosos vermelhos e nas margas vermelhas.

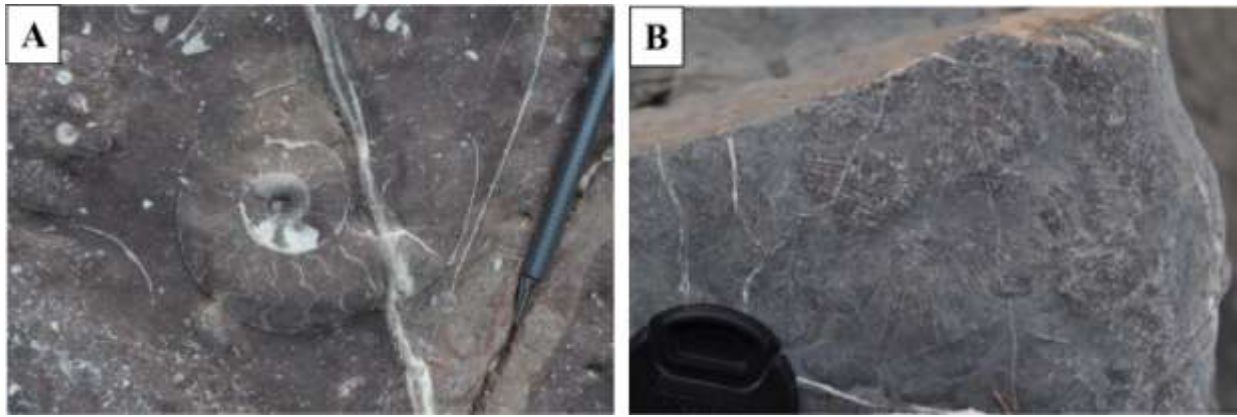


Figura 3.8. Fósseis encontrados na Formação de Cribas:

A- *Ceratites*;

B- *Bivalves (Meleagrínella)*.

O contacto entre as formações de Cribas e de Atahoc corresponde na região estudada a uma escoada basáltica amigdalóide (Leme, 1968; Fig. 3.9.A), a qual tem vindo a ser utilizado desde então como critério nos levantamentos geológicos para a separação entre estas formações (*e.g.* Audley-Charles, 1968); tratam-se de basaltos são rochas eruptivas observadas na base da Série de Cribas.

Nos trabalhos de campo agora efectuados, estes basaltos são de grão fino (Figs. 3.9B e D) a grosseiro (Figs. 3.9C e E), aparecendo como uma estrutura do tipo soleira visto ser sub-paralela ao plano de estratificação e com uma espessura de 3 a 7 m; aparecem associadas a um pacote das margas vermelhas e argilitos negros.

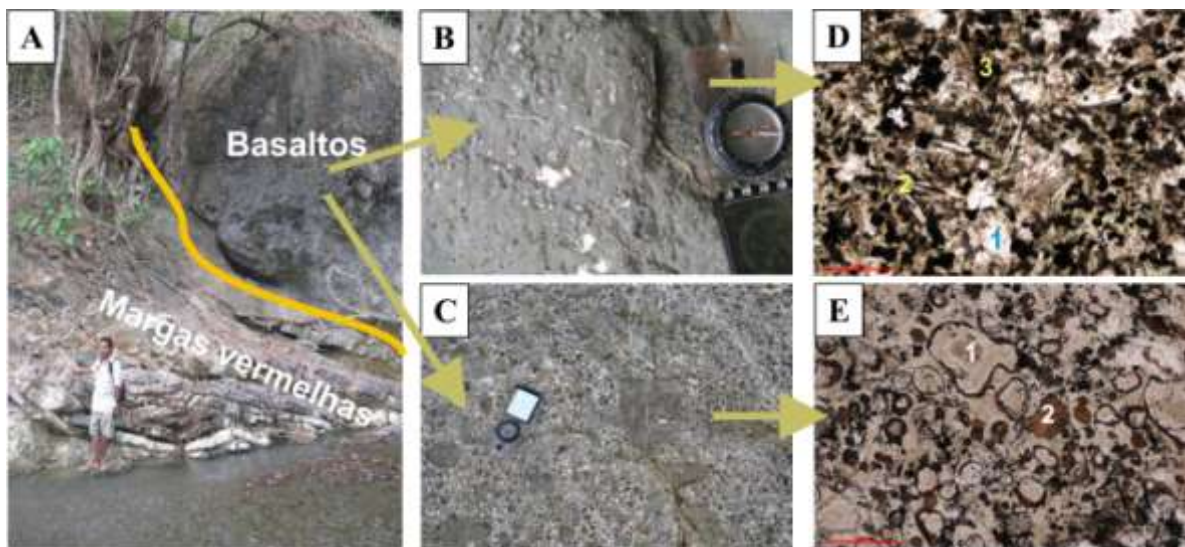


Figura 3.9. Escoada basáltica que separa as formações de Atahoc e de Cribas:

A- Escoada basáltica;

B- Basaltos de grão fino de fotografia microscópica (**D**);

C-Basaltos de grão grosso de fotografia microscópica (E) e Linha amarela é o contacto entre basaltos com margas vermelhas.

Nos resultados de análises do microscópio mostram que os basaltos de grão fino são constituídos por minerais de plagioclases (Fig. 3.9, D2), calcites (Fig. 3.9, D1 e E2), quartzo com algumas bolhas de gás que foram preenchidas por cristais de calcite. Os basaltos de grãos grosseiros também têm muitas bolhas (Fig. 3.9, E1) de gás que foram preenchidas por cristais de calcite e alguns minerais de plagioclase.

Os estudos realizados durante este trabalho no sector leste do anticlinal de Cribas, onde as formações de Atahoc e Cribas afloram, permitiram o estabelecimento de uma coluna lito-estratigráfica de pormenor para a região (Fig. 3.10). Estes estudos confirmaram, tal como tinha sido proposto (Audley-Charles, 1968; Leme, (1968) ser possível separar as formações de Atahoc e Cribas por uma escoada de rochas vulcânicas (basálticas); com efeito ao longo da ribeira de Hacraun e de Tuqueti encontra-se uma escoada basáltica sub-paralela à estratificação.

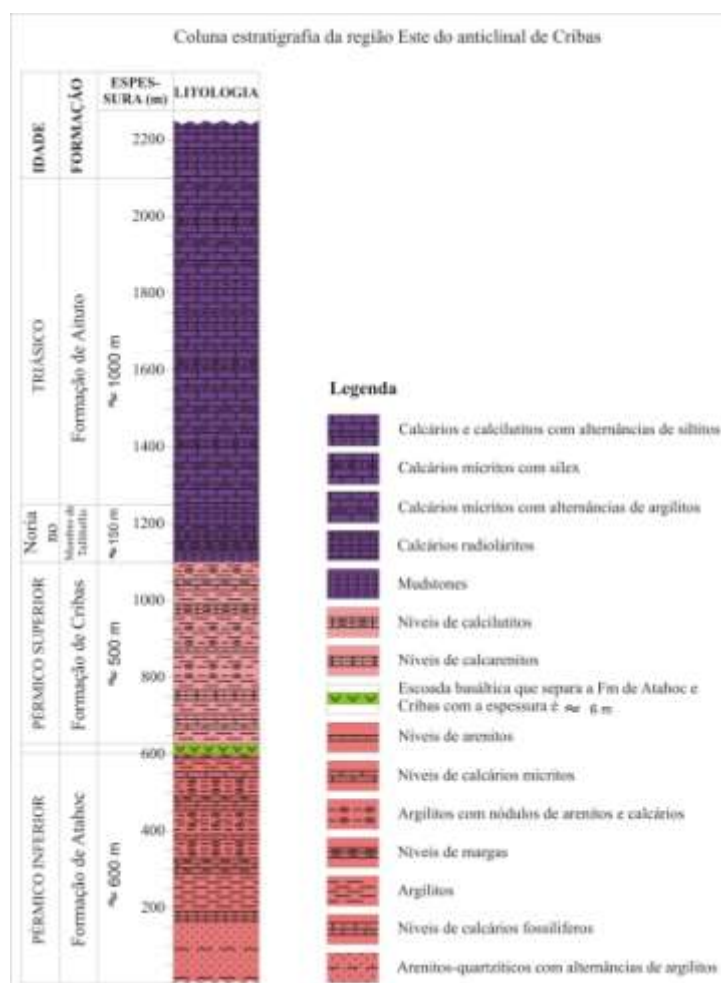


Figura 3.10. Unidades lito-estratigráficas das Formações de Atahoc e Cribas na região Este do anticlinal de Cribas.

3.1.3. Formação de Aituto

A Formação de Aituto faz parte das unidades parautoctones do Mesozóico de Timor-Leste. Esta Formação foi definida por Audley-Charles (1968) com base nos fósseis de *Amonites* e *Foraminíferos* do Triásico. Em trabalhos anteriores, Gageonnet & Lemoine (1958) e Grunau (1953), denominaram esta formação de Complexo Triásico-Jurássico. Posteriormente Leme (1968) chamou-lhe Série Triásico-Jurássico (antiga Série de Mota Bui). A Formação de Aituto tem a mesma idade que o membro de Tallibelis. Em Timor, este membro aflorava ao longo da ribeira de Mota Bandeira (região de Atsabe) e Audley-Charles (1968) considerou que este membro constituía a base da Formação de Aituto; o topo desta formação corresponde às rochas da Formação de Wai Luli que foi datada com base em *Amonites* do Jurássico inferior. Do ponto de vista lito-estratigráfico esta formação é composta por rochas sedimentares carbonatadas e clásticas; os sedimentos carbonatados são calcilutitos, calcários, calcarenitos, enquanto os sedimentos clásticos correspondem a argilitos, arenitos, radiolaritos e rochas betuminosas.

Por outro lado, Leme no seu trabalho de 1968, fala de um flysch, sendo a Formação de Aituto designada por “série calcária intermédia” Nesta formação foram encontrados fósseis de *Halobia*, *Monotis*, *Daonella* e *Amonites*.

Com base nos estudos dos trabalhos de campo que foram realizados na região Este de Cribas mostram que a Formação de Aituto apresenta (Fig. 3.11) um predomínio de calcários micríticos de cor azuis-escuros e leitos intercalados com argilitos negros e cinzentos, calcários com sílex pretos (os sílex estão dentro dos níveis de calcários com a espessura de 1-2 cm), calcilutitos, margas e argilitos. Além das litologias, existem alguns fósseis identificados são de *Amonites*, *Halobia*, *Foraminíferos* e entre outros.



Figura 3.11. Litologias da Formação de Aituto:

- A- Calcários micríticos azuis;
- B- Calcários intercalados com argilitos negros cinzentos;
- C- Calcários intercalados com margas cinzentas;
- D- Calcários micríticos azuis-escuros.

3.2. Unidades Autóctones (Pós-tectónicas)

As Unidades Autóctones que foram cartografadas na região Este do anticlinal de Cribas são a Formação de Ainaro (Ainaro Gravels) e os Aluviões Recentes.

3.2.1. Formação de Ainaro

A Formação de Ainaro foi descrita por Audley-Charles (1968) com a designação de "*Ainaro Gravels*" à qual atribuiu uma idade do Pós-pliocénico com base nos depósitos dos terraços muito espessos (cerca de 80 m) que afloravam na ribeira de Ainaro e ainda nalgumas regiões como Laclubar, Cribas, Same, Aileu e Railaco (Audley-Charles, 1968). Por outro lado, Leme (1968) considerou os conglomerados de Ainaro como "*Terraços fluviais*" salientando que os terraços desta formação na região de Laclubar situados a 1000 m de altitude e em Cribas apresentam uma espessura de 60 m. No caso do sector do Anticlinal de Cribas, os depósitos da

Formação de Ainaro são mais predominantes na parte oeste da estrutura junto à ribeira de Sumasse. Alguns retalhos menores destes terraços encontram-se também nas ribeiras de Hacraun e Tuqueti. Estes terraços são constituídos por calhaus ou fragmentos decimétricos variados, onde é possível identificar litologias do Complexo de Lolotoi, xistos negros, rochas vulcânicas e calcários, No que diz respeito à forma dos calhaus, encontram-se formas angulosas e sub-angulosas, embora as formas roladas a sub-roladas sejam claramente predominantes. É de salientar que Audley-Charles (1968) e Leme (1968) referem que os depósitos de Ainaro contêm frequentes fragmentos de xistos de formas variadas.



Figura 3.12. Depósitos dos terraços da Formação de Ainaro na região de Cribas, ao longo da ribeira de Sumasse.

3.2.2. Aluviões Recentes

Leme (1968) descreveu as Aluviões Recentes atribuindo-lhes uma idade mais recentes (Holocénico) de todas as formações na região de Timor do que comparando com a Formação de Ainaro (Audley-Charles, 1968) é mais antigas das Aluviões. Leme (1968) considerou que os Aluviões Recentes são do sistema autóctone sendo mais frequente na costa sul da ilha de Timor, são aí frequentes extensas aluviões, muitas vezes com espessuras importantes. Esta situação contrasta com o que acontece no litoral Norte onde as aluviões são menos importantes; contudo por vezes aparecem extensões importantes, como acontece nas planícies de Fuiloro e Mehara na região de Lospalos. As observações no campo efectuadas neste trabalho, mostram que na região Este do anticlinal de Cribas existem alguns depósitos de aluviões, principalmente ao longo das

ribeiras de Hacraun e Tuqueti. A maior parte destas aluviões estão depositadas por cima dos argilitos negros, cinzentos e das alternâncias centimétricas de argilitos negros, cinzentos e vermelhos.



Figura 3.13. Aluviões recentes na ribeira de Hacraun (norte da aldeia de Cribas):

A- Os aluviões depositam-se por cima de argilitos negros;

B- Os aluviões depositam-se por cima de alternâncias centimétricas de argilitos negros, cinzentos e vermelhos.

CAPÍTULO 4

A ESTRUTURA GEOLÓGICA DA REGIÃO ESTE DE CRIBAS

Na região Este de Cribas existe uma estrutura em anticlinal (Wittouck, 1937, Grunau, 1953, Gageonnet e Lemoine, 1958). E que nos trabalhos posteriores de Audley-Charles (1968); Bachri e Situmorang, 1994; Partoyo *et al* (1995) confirmaram também a existência desta estrutura e marcaram o plano axial da estrutura nas cartografias geológicas que produziram à escala 1/200.000. Charlton (2002) considerou que o anticlinal de Cribas é uma estrutura fundamental associada ao levantamento da ilha de Timor.

Embora as estruturas da área cartografada na região Este de Cribas (Fig. 4.1) seja dominada pelo anticlinal de Cribas, os trabalhos agora realizados permitiram evidenciar a existência de sobreposição de fases de deformação; para além de duas fases principais (D_1 associada à génese do anticlinal) e (D_2 responsável pela génese dos grandes desligamentos com direções próximas de N-S) e existem ainda deformações mais recentes.

4.1. A Primeira Fase de Deformação (D_1)

A primeira fase de deformação na região Este de Cribas está relacionada com a geração do anticlinal de Cribas, que é sem dúvida a estrutura principal gerada durante este evento tectónico. A caracterização geométrica deste anticlinal não é fácil, visto os desligamentos associados à D_2 produzirem a rotação acentuada das camadas. Esta dificuldade é acrescida pois nos afloramentos ao longo das linhas de água principais (que correspondem aos locais onde normalmente existem afloramentos) as estratificações se apresentam normalmente rodadas, visto muitas vezes a linha de água coincidir com grandes desligamentos (*e.g.* troços N e S da ribeira de Hacraun). Esta situação levou a que até ao momento não exista uma caracterização detalhada da geometria do anticlinal de Cribas, a qual é apresentada pela primeira vez neste trabalho.

O padrão de afloramento evidenciado pelos trabalhos de cartografias geológicas anteriores (Audley-Charles, 1968; Leme, 1968; Bachri e Situmorang, 1994; Partoyo *et al.*, 1995) (Fig. 2.5 no Cap. 2) mostra que o anticlinal de Cribas é uma dobra aberta alongada na direção E-W, caracterizada por uma região central onde o eixo se apresenta sub-horizontal e por duas terminações periclinais E e W onde o eixo mergulho, respetivamente para E e para W segundo valores que nunca são referidos.

No meu trabalho de cartografia, apresentam-se os mapas de geologia e de estruturas em 9 x 11 Km² na região Este do anticlinal de Cribas na escala 1/25.000. Os mapas apresentam além das

unidades litológicas e também as estruturas que constituem por o eixo do anticlinal de Cribas, falhas e cavalgamentos (Fig. 4.1). Aqui fui acrescentar uma breve introdução do mapa que proponho na figura 4.1, este mapa é apresentou dois aspectos geológicos fundamentais, são o aspecto de unidades geológicas e o aspecto de estruturas geológicas. De ponto de vista litológico, há duas unidades litológicas que foram cartografadas na região Este do anticlinal de Cribas, são as Unidades Parautóctones e Autóctones. As Unidades Parautóctones constituídas por três formações: a Formação de Atahoc, Formação de Cribas e a Formação de Aituto. Enquanto as Unidades Autóctones compostas por a Formação de Ainaro e os Aluviões Recentes. Por outro lado, da parte de estruturas, a região Este de Cribas mostrou várias estruturas geológicas que consistindo por um anticlinal com a orientação do eixo de dobra é E-W, falhas (falha Hacraun N e falha Hacraun S) com a orientação geral é N-S, cavalgamento (cavalgamento de Tuqueti) em orientação é NE-SW e, as outras falhas menores marcadas que estão associadas as falhas principais N-S (Fig. 4.1). As estratificações que se mostram no mapa têm orientações variadas dos planos e inclinações, uns exemplos a estratificação no flanco N mostra uma atitude média N73E, 25N e no flanco S é N87W, 25S (Fig. 4.3).

As estruturas geológicas da região Este de Cribas que se apresentam no mapa permitem interpretar que na parte central existem duas falhas principais (falha Hacraun N e falha Hacraun S) com orientação N-S e as falhas separadas por um cavalgamento E-W. E na terminação periclinal Este existe uma estrutura de cavalgamento que indica a Formação de Cribas está cavalgar por cima da Formação de Aituto (Fig. 4.2). Estas estruturas estão associadas a falha grande N-S no rio de Sumasse (região oeste do anticlinal de Cribas).

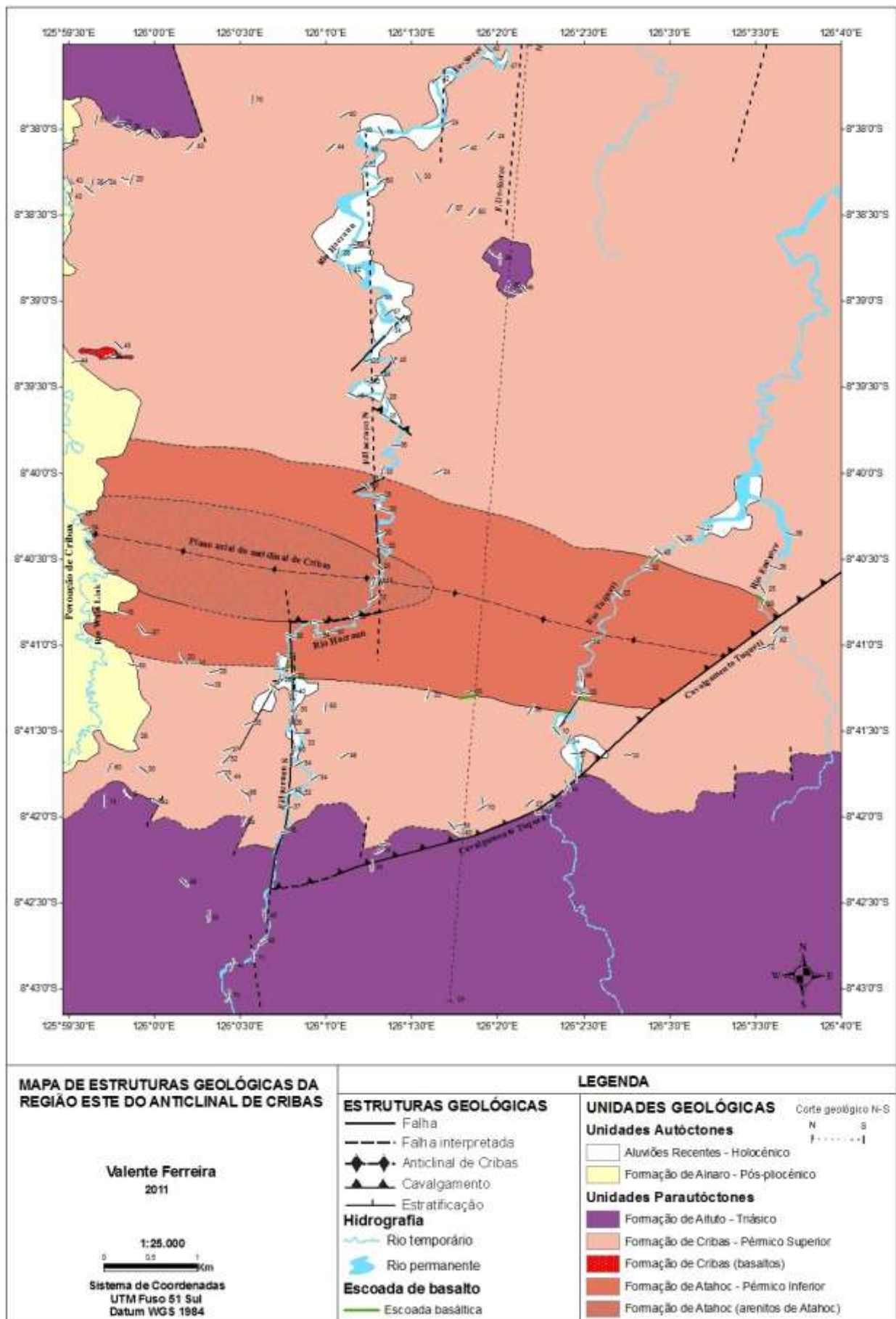


Figura 4.1. Mapa de estruturas geológicas da região Este de Cribas.

Para além deste mapa fui estabelecer um corte geológico N-S que mostra a posição da estrutura do anticlinal de Cribas e inclui o cavalgamento de Tuqueti.

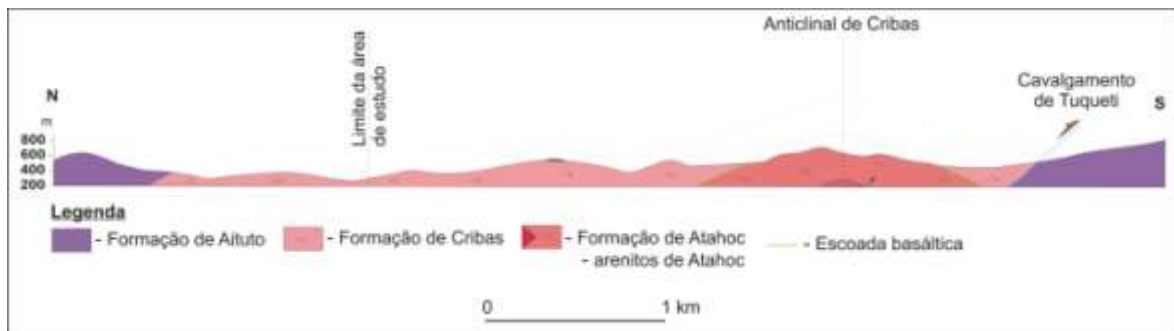


Figura 4.2. Corte geológico N-S da região Este do anticlinal de Cribas.

Na figura seguinte, apresenta-se as atitudes das estratificações nos dois flancos, quer no flanco N e ou no flanco S que mostra no corte geológico (Fig. 4.2). Na Fig. 4.3 (1) são argilitos negros com níveis de arenitos que estão aflorados no flanco S com a atitude é N87W, 25S e Fig. 4.3 (2) apresenta as margas vermelhas com a atitude é N73E, 25N no flanco N.



Figura 4.3. Inclinações das camadas na região central do anticlinal de Cribas:

- 1- Em argilitos negros com níveis de arenitos;
- 2- Em margas vermelhas.

O levantamento dos dados no campo mostra que existem diversas estruturas menores de dobras e falhas dentro do anticlinal de Cribas que estão associadas a D_1 .

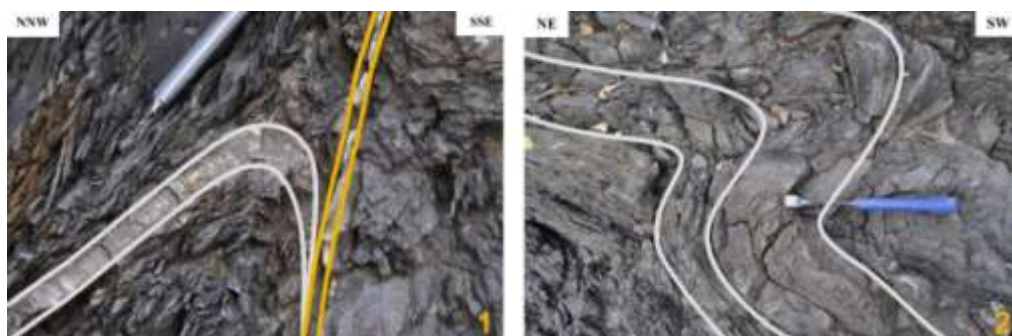


Figura 4.4. As estruturas menores associadas a D_1 :

1- Dobra menor com a vergência para SSE;

2- Dobra menor com a vergência para SW.

A D_1 está associada as estruturas menores de dobras e falhas, que é afloram bem na região central, sobretudo na ribeira de Hacraun onde a orientação geral é N-S.

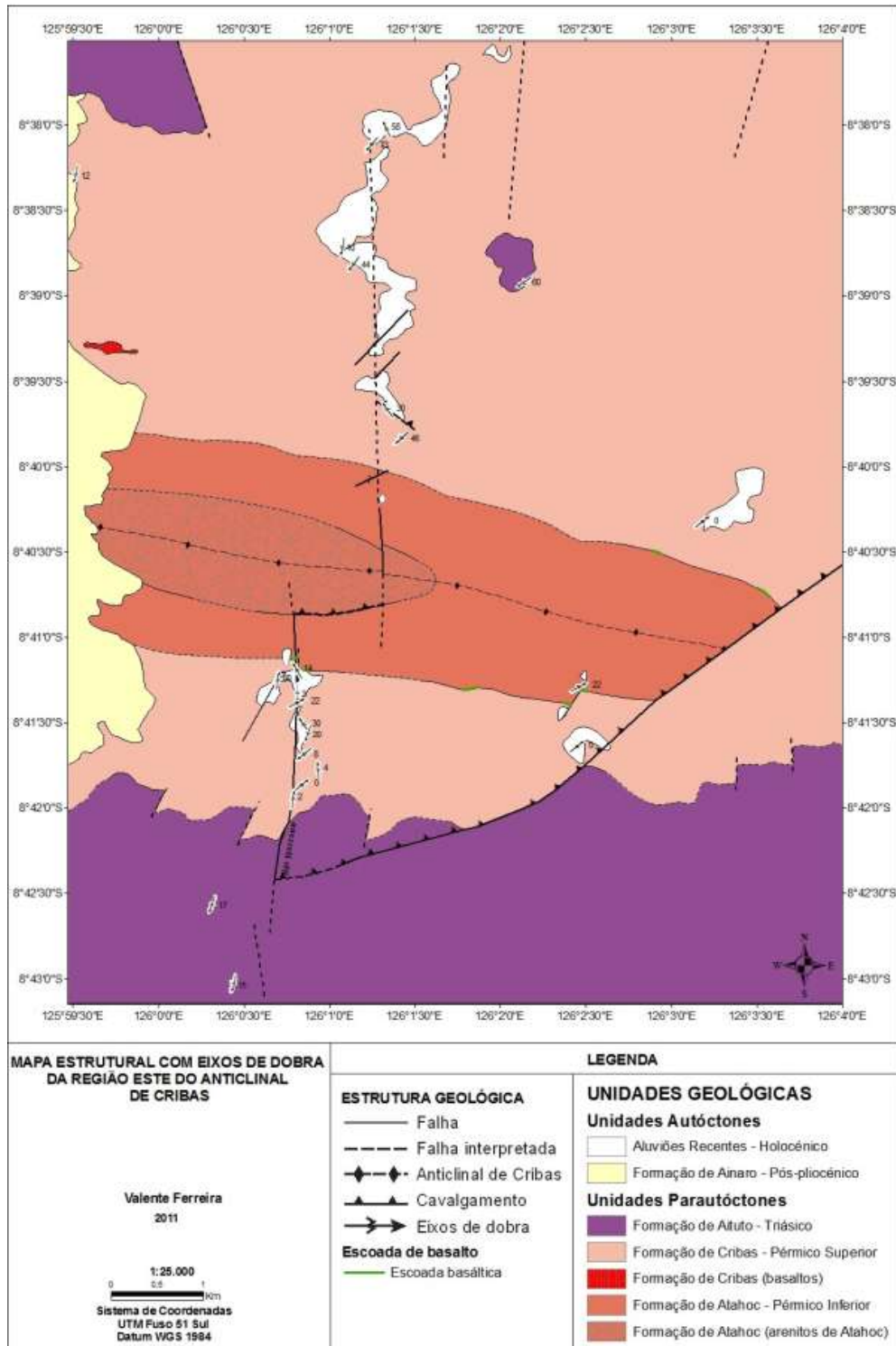


Figura 4.5. Mapa estrutural com os eixos de dobras apresentados da região Este do anticlinal de Cribas.

A figura 4.5 apenas mostra os eixos de dobras medidos na região Este de Cribas que estão relacionadas com as fases de deformações na região de estudo (ver mais detalho no anexo 3).

Para descrever o anticlinal de Cribas do ponto de vista geométrico e cinemático, efetuou-se uma análise dos dados recolhidos quer na região central (composto por todos os dados da estratificação medidos essencialmente ao longo da ribeira de Hacraun), quer no periclinal leste (que cobre essencialmente as observações efectuadas ao longo da ribeira de Tuqueti) o que permitiu uma caracterização geométrica detalhada destes sectores.

Periclinal Central do anticlinal de Cribas (estratificação)

O sector central do anticlinal de Cribas desenvolve-se a leste da povoação de Cribas estando bem exposto ao longo da ribeira de Hacraun (Fig. 4.1), onde foram feitas grande parte das observações, pois fora das linhas de água principais as condições de afloramento são muito más. A atitude da estratificação neste sector (Fig. 4.1) permite evidenciar a existência de uma dispersão acentuada das medições realizadas, que contudo podem ser consideradas integradas em 3 grupos principais:

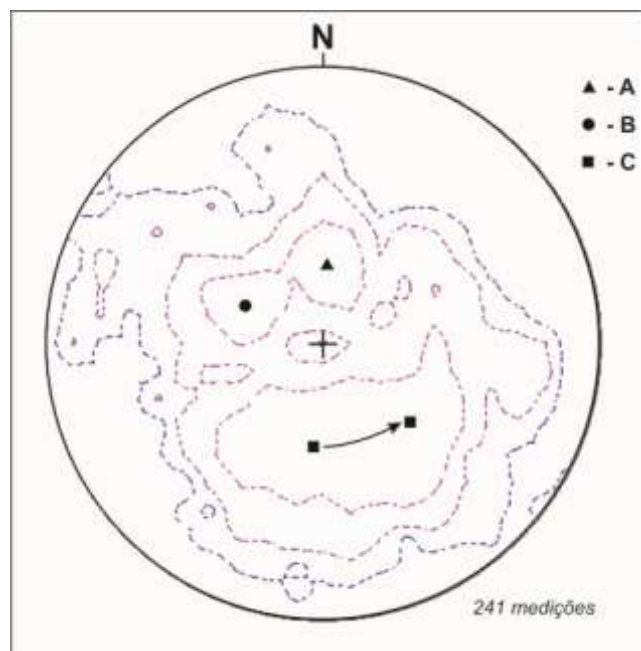


Figura 4.6. Diagrama de densidade (para percentagens de 1, 2 e 4%) das atitudes da estratificação (S_0) no periclinal central do anticlinal de Cribas, com indicação das principais famílias identificadas (letras A a C); rede de *Schmidt*, hemisfério inferior.

1. Família E-W, inclinando 20° a 25° S (A na Fig. 4.6), corresponde essencialmente às medições associadas ao flanco S do anticlinal de Cribas;

2. Família NNE-SSW a NE-SW, inclinando cerca de 25°E (B na Fig. 4.6), corresponde às estratificações afectadas pela rotação induzida pela cinemática associada às falhas N-S a NNE-SSW;
3. Esta família (C na Fig. 4.6) é uma situação mais complexa que corresponde claramente à coexistência de atitudes que resultam de duas situações: em torno da direcção E-W (isto é de WNW-ESE a ENE-WSW), inclinando cerca de 30°N e, com direcções NNE-SSW a NE-SW, inclinando cerca de 30°NW. O primeiro caso corresponde essencialmente às medições associadas ao flanco N do anticlinal de Cribas e, no segundo caso, às estratificações associadas à rotação induzida pelas falhas N-S a NNE-SSW.

O estabelecimento das atitudes médias das principais famílias identificadas no sector central do anticlinal de Cribas permite fazer a sua caracterização geométrica. Com efeito, as atitudes médias de ambos os flancos (famílias A e C) apresentam direcções próximas de E-W e inclinações semelhantes da ordem do 30°, quer para S, quer para N o que permite deduzir (Fig. 4.7) que o plano axial apresenta uma atitude E-W, sub-vertical, o eixo da dobra é sub-horizontal segunda a mesma direcção e que a dobra é do tipo aberto.

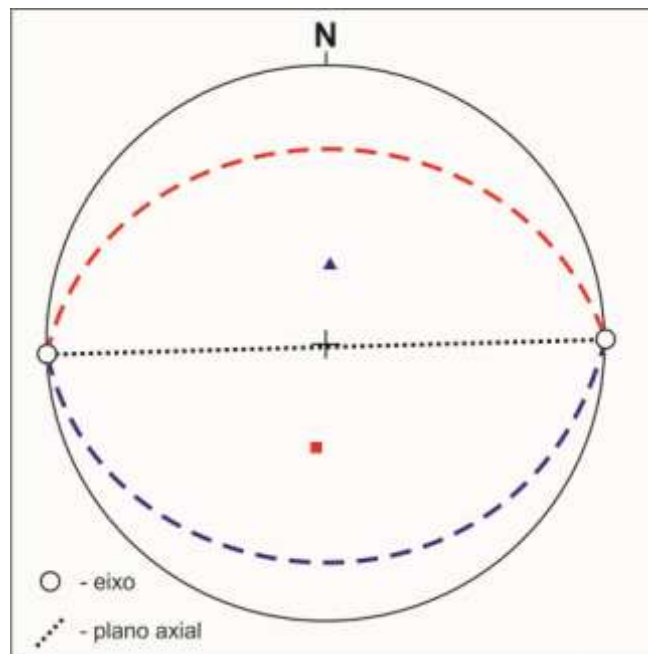


Figura 4.7. Projeção estereográfica das atitudes médias da estratificação em ambos os flancos no periclinal central do anticlinal de Cribas, com indicação do plano axial e do eixo; rede de *Schmidt*, hemisfério inferior.

No que diz respeito às atitudes NNE-SSW a NE-SW, inclinando cerca de 25° a 30° quer para SE (família B na Fig. 4.6), quer para NW (família C na Fig. 4.6), a direção claramente discordante em relação à orientação geral E-W do anticlinal (Fig. 4.1), é o resultado da rotação da estratificação na vizinhança dos desligamentos principais N-S a NNE-SSW, conforme será discutido na análise da segunda fase de deformação (ponto 4.2).

Periclinal Este do anticlinal de Cribas (estratificação)

O sector leste do anticlinal de Cribas situa-se ao longo da ribeira de Tuqueti mais a leste do sector central e da aldeia de Cribas (Fig. 4.1). As observações permitiram tirar algumas informações das litologias e medições das estruturas geológicas. Utilizando os dados das estratificações medidas para terminação o periclinal Este. Entretanto estes dados através da projecção mostram 3 famílias importantes que correspondem a os dois flancos N e S do anticlinal de Cribas e as atitudes associadas ao cavalgamento de Tuqueti. Estas famílias são:

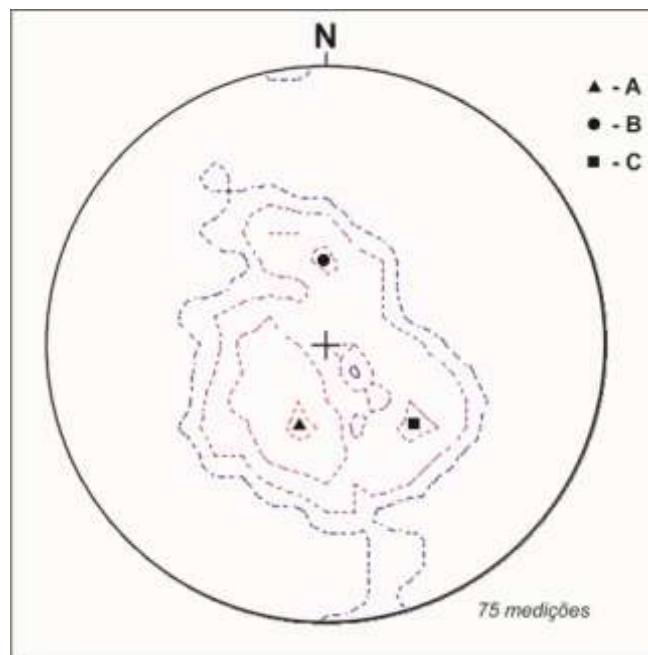


Figura 4.8. Diagrama de densidade (para percentagens de 2, 4, 8 e 16%) das atitudes da estratificação (S_0) na terminação periclinal Este do anticlinal de Cribas, com indicação das principais famílias identificadas (letras A a C); rede de *Schmidt*, hemisfério inferior.

1. A família A mostra a atitude da estratificação é N70W ,25N que corresponde ao flanco N do anticlinal de Cribas). A inclinação de 25° mantém-se relativamente à atitude da inclinação do sector central;
2. A família B é E-W com a sua inclinação é 24°S que no princípio corresponde ao flanco S do anticlinal de Cribas;

3. A terceira família com a estratificação é N40E, 36W mostra que a inclinação desta família é maior que a dos flancos N e S, isto é corresponde à rotação da estratificação influenciada pelo cavalgamento de Tuquete. Ou a estratificação na proximidade da zona de falha.

Com base nas atitudes identificadas das três famílias principais no periclinal Este do anticlinal de Cribas mostram possivelmente para caracterizar a sua forma ou geométrica de acordo com as atitudes medidas dos dois flancos nas famílias B e C que indicam direções próximas de ESE-WNW e inclinações dos dois flancos N e S correspondem da ordem do 30°. A figura 4.9 apresenta o plano axial com a sua atitude ESE-WNW e sub-vertical com o eixo da dobra é ainda sub-horizontal de diferente direção mas mantendo-se a dobra do tipo aberto.

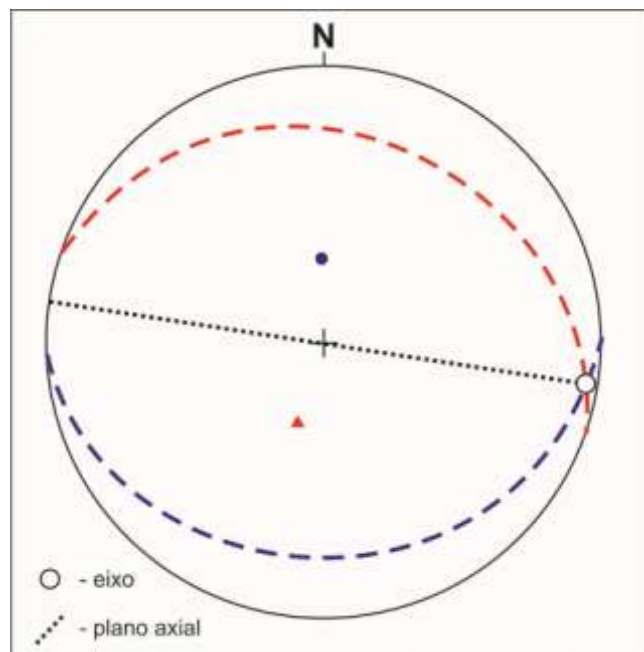


Figura 4.9. Projeção estereográfica das atitudes médias da estratificação em ambos os flancos da terminação periclinal este do anticlinal de Cribas, com indicação do plano axial e do eixo; rede de *Schmidt*, hemisfério inferior.

A orientação do plano axial ESE-WNW corresponde a um eixo mergulhando a cerca de 6°, S80°E e a um plano axial N80°W, sub-vertical, bem como a uma dobra aberta com o eixo de dobra um pouco rodado em direção ENE-WSW.

Através de dados analisados pela projecção estereográfica mostra que a atitude da inclinação das camadas no flanco S é de 25°S e no flanco N de 25°N (Fig. 4.6-A e Fig. 4.8-A) o que permite interpretar o anticlinal de Cribas como uma dobra aberta de forma isoclinal.

4.2. A Segunda Fase de Deformação (D₂)

Na D₁ já apresentei os mapas de estruturas (Fig. 4.1) e (Fig. 4.5) por isso nesta D₂ apresento as estruturas principais que estão associadas a esta fase de deformação. Na região Este de Cribas existe uma série de falhas com atitudes N-S que cortam o anticlinal de Cribas, rejeitando os seus limites e, no caso da falha grande ao longo da ribeira de Sumasse, mesmo o próprio plano axial é rejeitado. As falhas ao longo da ribeira de Hacraun, quer a falha Hacraun N ou quer a falha Hacraun S rejeitam o anticlinal e não estão dobradas isso mostra que as falhas são posteriores ao anticlinal. Isto é bastante importante pois é o argumento importante para mostrar que os desligamentos (Fig. 4.10-1) são de uma segunda fase enquanto a formação do anticlinal é da primeira fase.

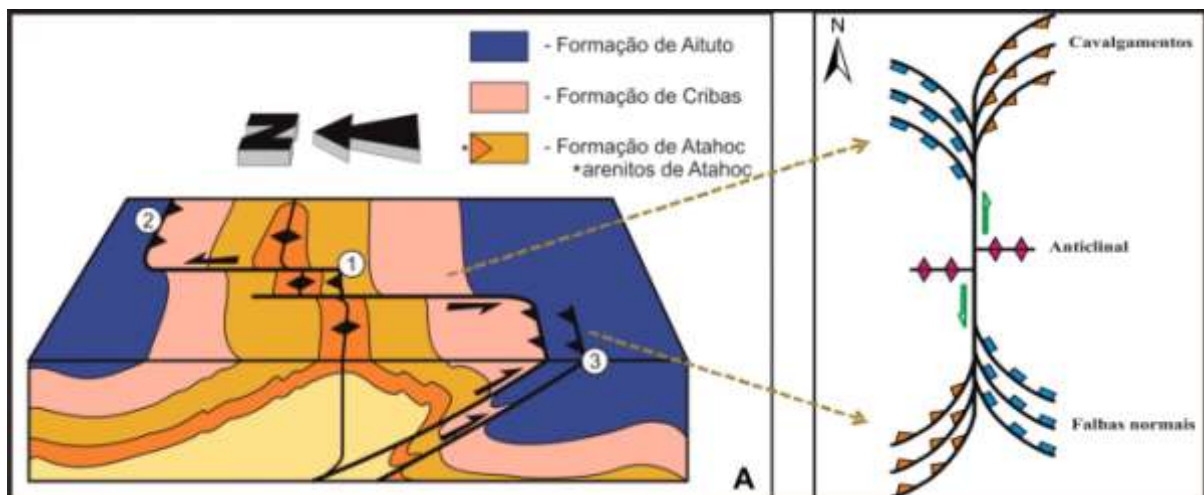


Figura 4.10. Modelo das estruturas de D₂:

- A-** Características das estruturas principais da falha de desligamentos na região Este de Cribas (Dias, 2011);
1. Falha de desligamentos;
 2. Cavalgamentos para Norte;
 3. Cavalgamentos para Sul.
- B-** Estruturas que efectam por desligamentos.

A D₂ na região Este de Cribas está associada a grandes estruturas de desligamentos esquerdos N-S, bem como aos cavalgamentos, dobras e falhas menores que se desenvolvem preferencialmente na vizinhança destes acidentes. A figura 4.11 (1) mostra uma falha com componente aparente normal com a atitude N16W, 60E e sem estrias, esta falha corta arenitos de Atahoc no núcleo do anticlinal e, a figura 4.11 (2) é uma falha cavalgante para S com a direção E-W e a atitude é N74W, 86N que faz com que os arenitos de Atahoc no flanco sul estejam a cavalgar os níveis de calcários fossilíferos com argilitos negros. Associado a este cavalgamento

ocorrem algumas falhas (devem ser normais) no núcleo do anticlinal de Cribas que se mostram na figura 4.11 (1). Estas falhas observam-se nos afloramentos de arenitos de Atahoc e podemos observar ao longo da ribeira de Hacraun que já é no núcleo do anticlinal de Cribas.



Figura 4.11. As estruturas associadas a segunda fase de deformação (D_2).

Por efeito da segunda fase de deformação na região Este de Cribas existem várias estruturas menores além da estrutura principal ao longo da ribeira de Sumasse que podemos observar na ribeira de Hacraun onde se observam bem as estruturas nos afloramentos ou seja na ribeira de Tuqueti.

A geometria e cinemática das estruturas da região de Cribas são variadas, isto com base nas observações e descrições no campo que mostram haver grandes estruturas e estruturas menores. No campo é difícil ver as grandes estruturas que acabam por corresponder aos grandes traços morfológicos, isto é às principais linhas de água, como é o caso da ribeira de Hacraun. No entanto, é possível observar e descrever as estruturas menores associadas às estruturas principais. As estruturas menores são constituídas por dobras em anticlinais e em sinclinais, falhas normais, falhas inversas ou cavalgantes e desligamentos, tal como esquematizado na figura 4.12. Todas estas estruturas são associadas aos processos de colisão. O esquema seguinte é dum afloramento que mostra uma falha cavalgante para N (Fig. 4.12).

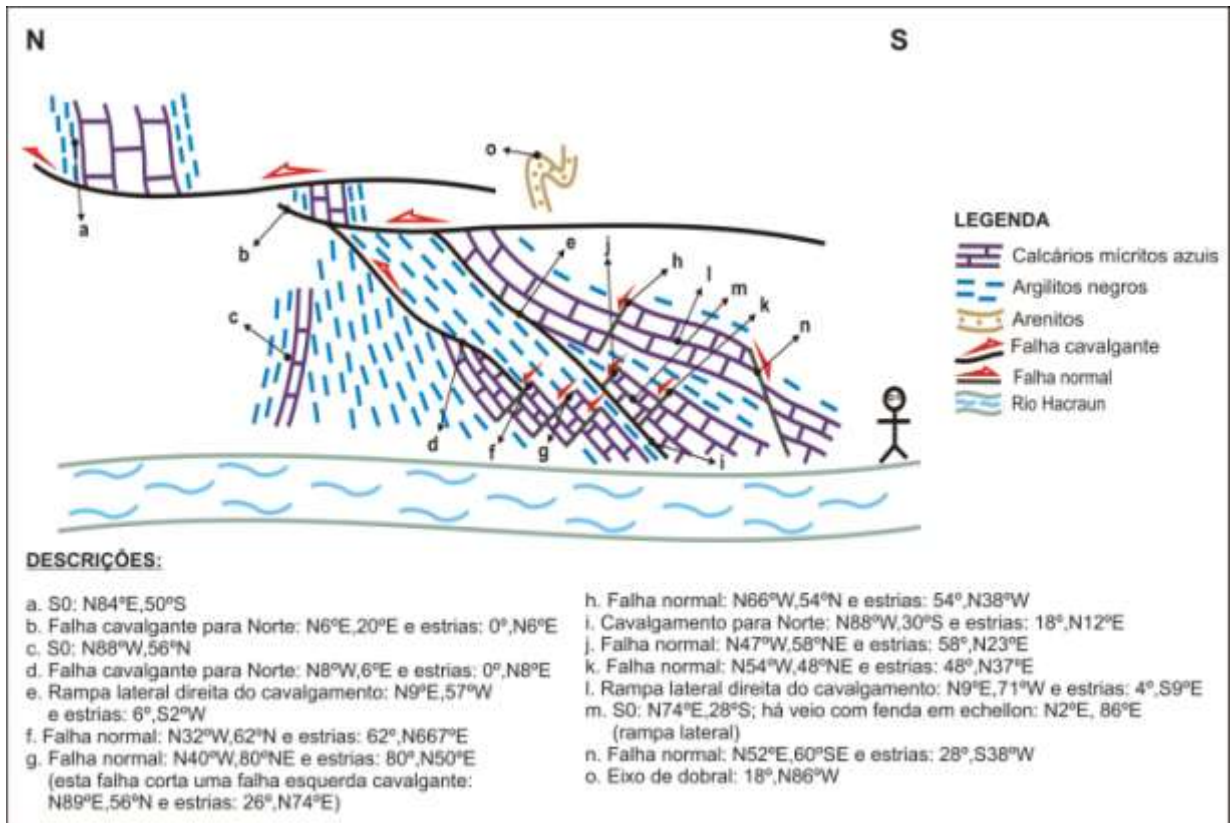


Figura 4.12. Aspectos geométricos e cinemáticos associados aos cavalgamentos para N.

A figura 4.12 apresenta os aspectos geométricos e cinemáticos associados aos cavalgamentos para N num afloramento dos argilitos negros com nódulos e níveis de calcários da Formação de Atahoc associados a D_2 .

Isto é um afloramento chave que ajuda-nos a entender a existência de estruturas com a movimentação não apenas para S, principalmente os grandes desligamentos esquerdos N-S ao longo da ribeira de Sumasse, mas neste esquema mostra que associadas a falhas grandes existem falhas menores envolvendo cinemática de falhas normais e de falhas cavalgantes para N. As falhas cavalgantes para N com atitudes variadas (Fig. 4.12; descrições b, d e i) e as falhas normais também mostram-se as atitudes diferentes (Fig. 4.12; descrições f, g, h, j, k, e n).

Este afloramento evidencia a geometria e cinemática das estruturas D_2 da região Este de Cribas compostas essencialmente por falhas cavalgantes para Norte, associadas a falhas normais claramente visíveis pelos rejeitos nos níveis de calcários micríticos azuis e arenitos; estas falhas normais apresentam uma atitude média de N56W, 55N.



Figura 4.13. Pormenor das estruturas da figura. 4.12:

- a-** a falha cavalgante para N;
- b-** a falha normal.

Para além destas estruturas existe uma série de dobras sinforma que foi observada ao longo da ribeira de Hacraun no flanco S do anticlinal. Portanto mostrou-se duas fases de deformação correspondentes a primeira fase e a segunda fase. A primeira fase com plano axial de dobra é sub-vertical e a segunda fase com o plano axial é sub-horizontal (Fig. 4.14). A figura 4.14 (A) foi o aspecto da D_2 e (B) mostra a D_1 redobrada para a D_2 .

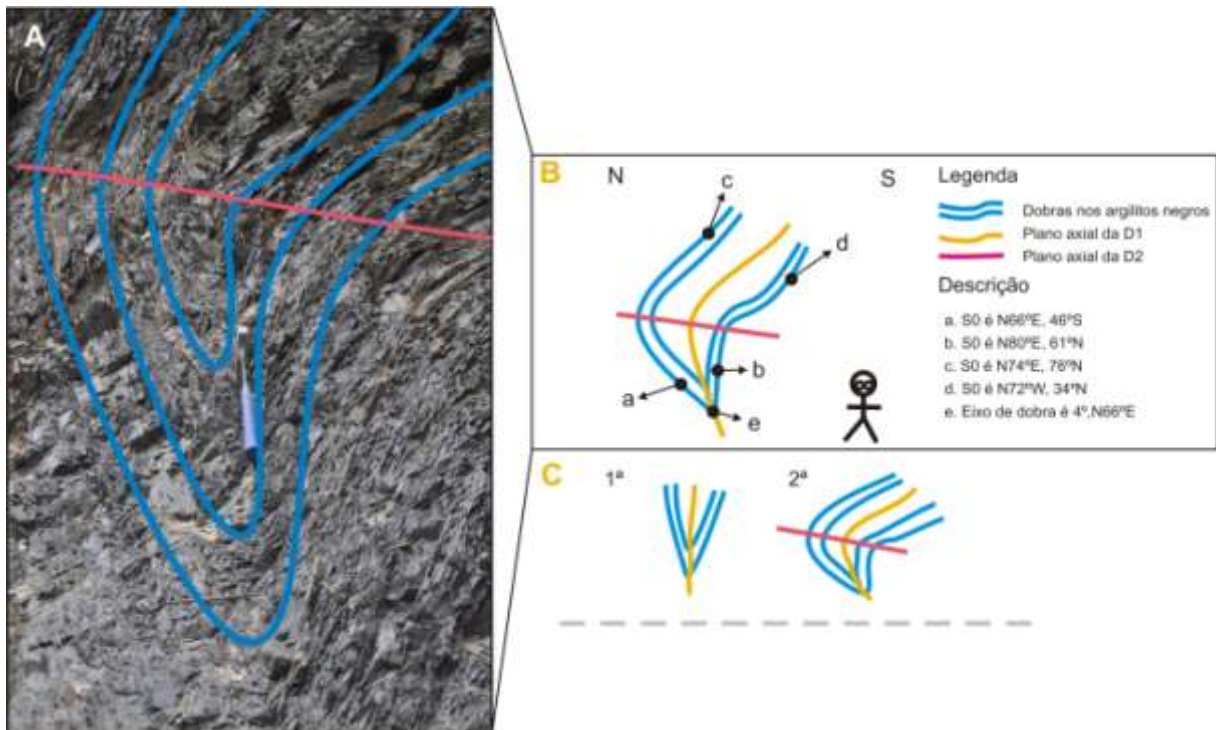


Figura 4.14. Dobras nos argilitos negros que mostram-se a relação de D_1 e D_2 :

- A-** argilitos negros dobrados em duas fases (na ribeira de Hacraun);
- B-** perfil do afloramento com as descrições;

C- D_1 apresenta-se plano axial sub-vertical e D_2 com plano axial sub-horizontal (instalação do manto).

Em relação a grandes desligamentos de D_2 onde na ribeira de Hacraun apresenta duas falhas principais (falha Hacraun norte e falha Hacraun sul) que rejeitam o anticlinal e estas falhas evidenciaram-se pelas aberturas de fendas *en-echelon* nas margas vermelhas e calcários margosos. Essas fendas foram preenchidas por cristais de quartzo que indicam claramente que o movimento nas falhas é esquerdo N-S. Na figura 4.15 mostra-se este tipo de falhas onde de acordo com o estudo de campo se determina que a atitude desta falha é $N42^\circ E, 90^\circ$.

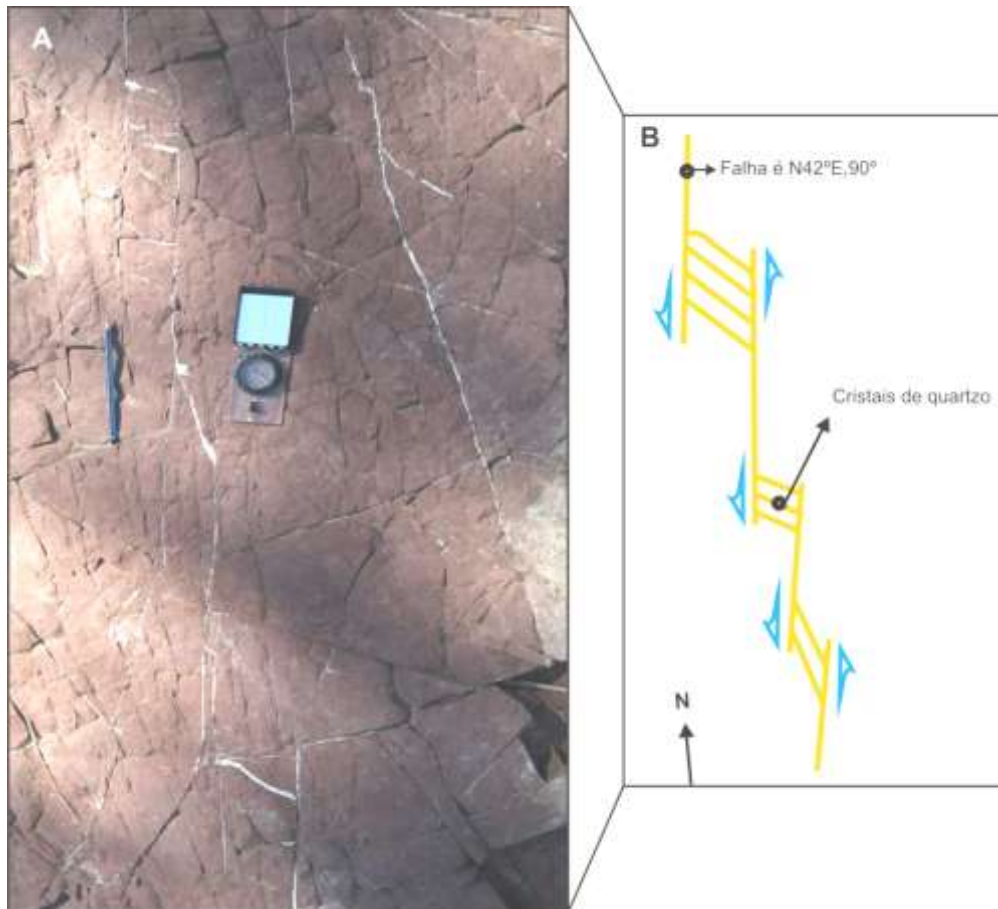


Figura 4.15. As falhas com o movimento esquerdo que se vê ao longo da ribeira de Hacraun.

Aqui interpreto que a abertura das fendas na superfície das margas vermelhas (4.15) era um acidente que é posterior ao anticlinal, entretanto o processo de abertura dessas fendas é contemporânea com as as dobras menores de D_2 . Para além de abertura das fendas, existe uma evidência bastante importante sobre a existência de desligamentos esquerdos N-S que observa-se mais a S da ribeira de Hacraun, nomeadamente no contacto entre a Formação de Cribas e de Aituto. Da parte W nesta localização, observa-se as rochas esmagadas de argilitos com níveis de calcários margosos azuis e da parte E vê-se os calcários com materiais esmagados de calcários

margosos vermelhos. A posição do rio nesta localização corta a zona de falha e separa-se as formações de Cribas e de Atahoc (Fig. 4.16).



Figura 4.16. Zona de contacto por falhas:

- A-** Limite da estrutura de desligamentos esquerdos N-S;
- B-** Rochas esmagadas da Formação de Cribas;
- C-** Rochas esmagadas da Formação de Aituto;
- D-** Estrutura de tipo "gauge".

Na zona de falha, nomeadamente nos calcários da Formação de Aituto desenvolve-se uma série da estrutura de tipo "gauge" com atitude de estrias é 12° , $N6^\circ E$ (Fig. 4.16; D).

A estrutura de desligamentos esquerdos N-S na região Este de Cribas permitiu a estabelecer um modelo de desligamentos que apresenta-se os cavalgamentos, as dobras menores, falhas e desligamentos. Este modelo corresponde aos alguns modelos que estabeleceram por Hatcher (1995) e Fossen (2010) na figura 4.17.

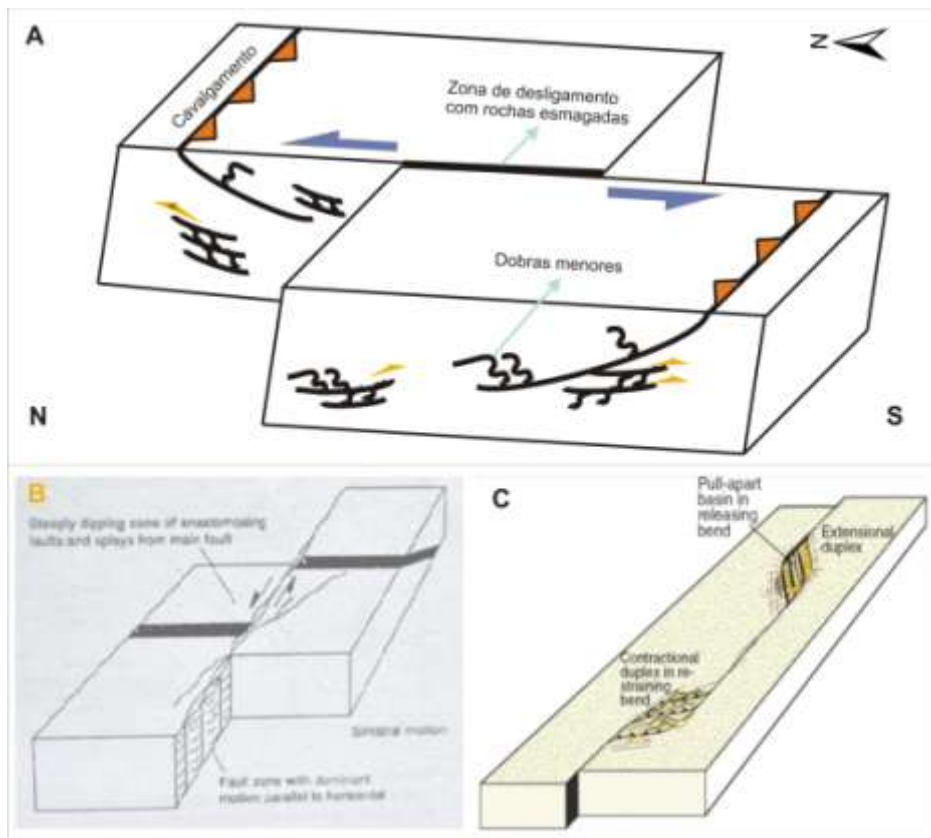


Figura 4.17. Modelo das estruturas de desligamentos esquerdos:

- A-** modelo da estruturas de desligamentos esquerdos N-S na região de Cribas
- B-** geometria e cinemática de desligamentos (Hatcher, 1995);
- C-** estrutura duplex em compressão associados a encurvamento ao longo de um sistema de falhas de desligamentos (Fossen, 2010).

Hatcher (1995) e Fossen (2010) descrevem as estruturas associadas a desligamentos da primeira ordem (Fig. 4.17), as quais são paralelizáveis com as que foram descritas em relação com os grandes desligamentos esquerdos N-S na região Este do anticlinal de Cribas. Através dos estudos de campo, há alguns afloramentos chave indicam que por efeito dos movimentos de falhas N-S afectam os cavaleamentos, darem transporte quer para N ou quer para S.

Os cavaleamentos e as falhas normais são estruturas que tendem a formar-se associadas a sistemas de falhas de desligamentos nas zonas de influência de falhas individuais em função da cinemática que apresentam (Fig. 4.17); as falhas normais formam as bacias e os cavaleamentos formam os blocos levantados associados à zona de sobreposição das terminações dos dados. Os grandes desligamentos esquerdos N-S são associados às falhas normais, inversas e cavaleamentos. Algumas destas falhas foram medidas e as suas atitudes projectam-se para saber

as atitudes dos polos de planos. Os dados nestas estruturas dividindo em duas partes, a primeira parte é da zona central e a segunda parte é do periclinal Este.

No que diz respeito às falhas associadas à segunda fase de deformação, o sector central da região de Cribas (Fig. 4.1) é dominado por uma estrutura complexa com orientação N-S e cinemática esquerda, a qual inclui as falhas de Hacraun S, Hacraun N e Ue-Sorec, a qual afectam as estruturas de D_1 . Esta estrutura apresenta um padrão de fracturação complexa associada à qual se desenvolvem falhas normais, inversas e cavalgamentos. Esta situação altera-se nos sectores mais a leste onde a fracturação D_2 é dominada pelo cavalgamento NE-SW de Tuquete (Fig. 4.1) que apresenta um sentido de transporte para SE.

O padrão de fracturação identificado durante os levantamentos de campo realizados neste trabalho (Fig. 4.18.) permitiu a individualização de diversas famílias:

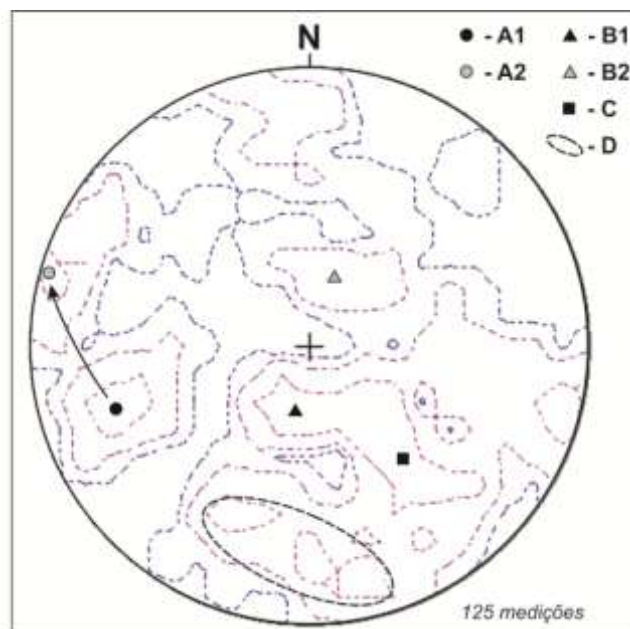


Figura 4.18. Diagrama de densidade (para percentagens de 1, 2 e 4%) das atitudes das falhas nos sectores central e leste do anticlinal de Cribas, com indicação das principais famílias identificadas (letras A a D); rede de *Schmidt*, hemisfério inferior.

1. Estruturas $N15^{\circ}W$, $60^{\circ}W$ (A1 na Fig. 4.18) a $N15^{\circ}E$, $85^{\circ}W$ (A2 na Fig. 4.18) que correspondem a fracturas sub-paralelas aos grandes desligamentos esquerdos N-S;
2. Famílias $N80^{\circ}W$, inclinando cerca de $20^{\circ}N$ (B1 na Fig. 4.18), e $N70^{\circ}W$, $20^{\circ}S$ (B1 na Fig. 4.18) que correspondem às falhas sub-paralelas aos planos de estratificações respectivamente nos flancos N e S do anticlinal de Cribas;

3. Família N50°E, 40°N (C na Fig. 4.18) que corresponde claramente à fracturação associada ao cavalgamento de Tuquete;
4. Esta N65°W, 55°N e E-W a N80°E, 75°N (C na Fig. 4.18) é uma situação mais complexa que corresponde claramente à coexistência de atitudes que resultam de duas situações: em torno da direção E-W (isto é de WNW-ESE a ENE-WSW), inclinando cerca de 30°N e, com direções NNE-SSW a NE-SW, inclinando cerca de 30°NW. O primeiro caso corresponde essencialmente às medições associadas ao flanco N do anticlinal de Cribas e, no segundo caso, às estratificações associadas à rotação induzida pelas falhas N-S a NNE-SSW.

4.3. As Deformações Recentes

De acordo com a bibliografia, as deformações recentes são constituídas essencialmente por falhas normais (Prasetyadi e Harris, 1993). Esta fase de deformação está associada à deformação recentes que afectam a Formação de Ainaro, podendo por isso alterar a atitude dos terraços desta formação e eventualmente, também a dos aluviões recentes. Embora a superfície da formação de Ainaro na região de Cribas se apresente com inclinações apreciáveis quando vista de longe, a inclinação não é possível de ser medida diretamente nos trabalhos de campo, podendo apenas ser estimada com base na utilização da intersecção desta superfície com as curvas de nível; estes cálculos não foram contudo realizados neste trabalho. Além disto, mesmo que a superfície da formação de Ainaro apareça inclinada, a sua interpretação não é fácil, pois tanto se pode tratar de uma deformação de origem levantamento tectónico. É provável que existam nos terraços algumas estruturas menores (*e.g.* falhas) mas não parecem muitas claras por isso não consegui determinar as atitudes destas estruturas.

4.4. Cartografia Geológica da Região Este de Cribas

Os trabalhos de campo efectuados na região Este de Cribas permitiram estabelecer um mapa geológico para a região (Fig. 3.14) onde foi possível individualizar as formações anteriormente descritas.

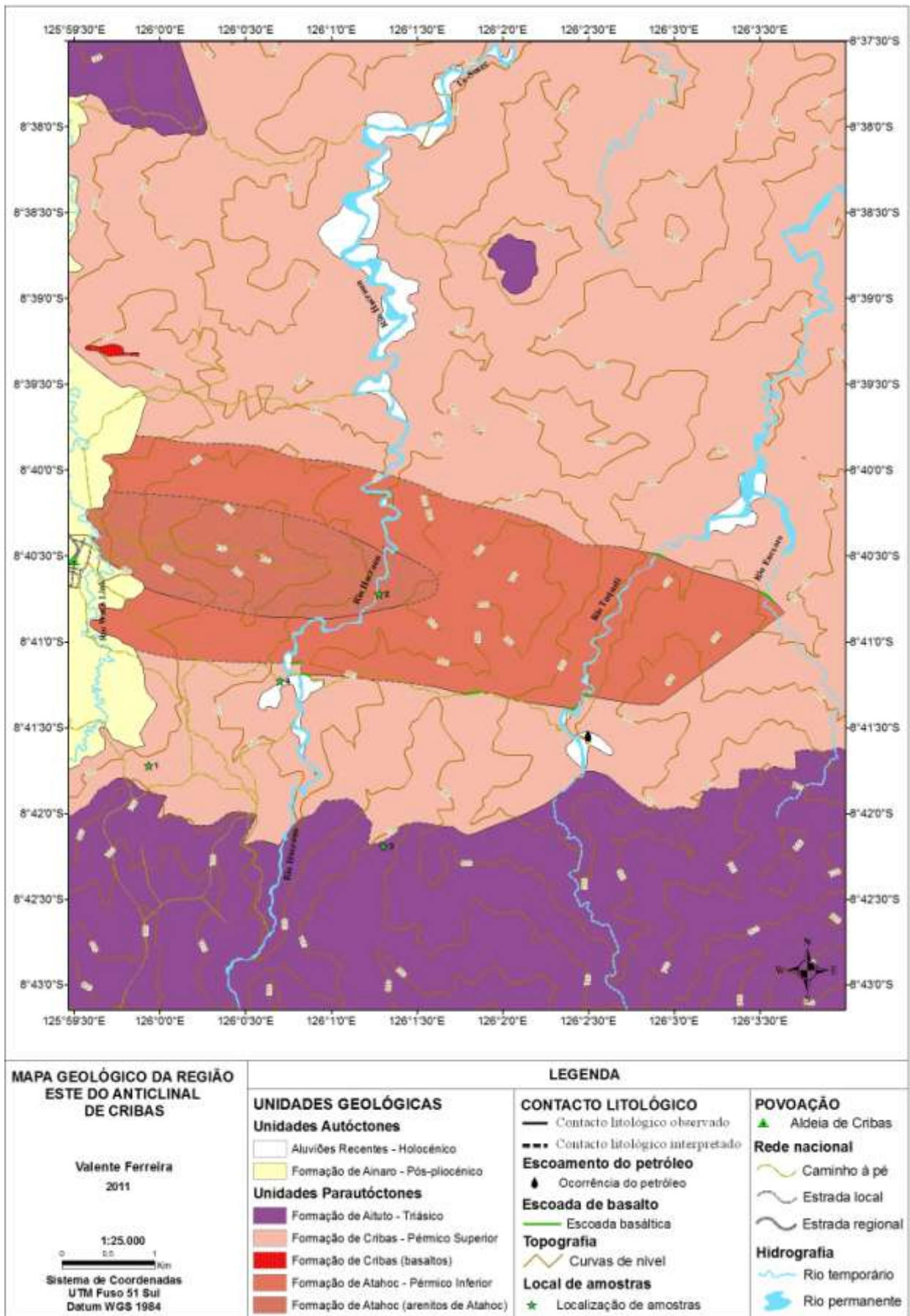


Figura 4.19. Mapa geológico da região Este do anticlinal de Cribas.

CAPÍTULO 5

A REGIÃO DE CRIBAS NO CONTEXTO DA TECTÓNICA DE TIMOR

A tectónica de Timor foi responsável pela geometria e cinemática evidenciada pelas estruturas existentes na região estudada e que foram descritas no capítulo anterior. Esta deformação originou uma diversidade de estruturas, incluindo dobras em anticlinais e sinclinais, falhas normais, cavalgantes e desligamentos. Audley-Charles (1968); Bachri e Situmorang (1994); Partoyo *et al* (1995) encontraram algumas destas estruturas na região de Cribas das quais é de salientar o anticlinal de Cribas e a principal estrutura regional. Com base nos estudos de campo foi possível evidenciar na região Este de Cribas duas fases de deformação; primeira fase de deformação (D_1) e segunda fase de deformação (D_2). No que diz respeito ao anticlinal de Cribas e às estruturas associadas, elas foram o resultado da actuação da D_1 , fase que estará essencialmente associada ao processo de convergência com a obdução inicial dos sedimentos marinhos no Miocénico Médio (Haig e McCartain, 2007). Sobrepondo-se às estruturas anteriores ocorrem falhas, dobras menores e cavalgamentos que foram o resultado da D_2 ; esta fase estará provavelmente associada à deformação intracontinental induzida por a zona de subducção ter ficada bloqueada quando a crosta continental da Austrália entrou na zona de subducção tendo bloqueado o processo.

A fraca intensidade e metamorfismo das deformações D_1 e D_2 na região Este de Cribas contrastam com a situação existente nas deformações existentes como formações de Aileu e de Lolotoi (Audley-Charles, 1968), ou seja, na Série Metamórfica de Dili (Azeredo Leme, 1968). Com efeito, os estudos de campo e as análises petrográficas mostram que as xistosidades ou as clivagens não se desenvolveram nas litologias das formações de Atahoc, Cribas e Aituto que foram cartografadas na região Este de Cribas. Por isso é de realçar que as deformações D_1 e D_2 nesta região evidenciam processos tectónicos e metamórficos pouco intensos. Em relação aos grandes desligamentos esquerdos N-S evidenciados nas regiões central e leste de Cribas, é possível propor um modelo que aborde a génese destas estruturas. Os grandes desligamentos esquerdos N-S que foram cartografados durante este trabalho na região de Cribas terão sido o resultado do choco entre placa australiana e asiática. Deste confronto resultou que os sedimentos da margem noroeste da Austrália foram obductados, provocando o levantamento da ilha de Timor.

Os resultados da análise dos dados de campo essencialmente da região Este de Cribas permitiram caracterizar a geometria e cinemática das estruturas da região. A geometria e

cinemática do anticlinal de Cribas e das estruturas associadas (ver Cap. 4) foram o resultado do processo tectónico regional entre duas placas; placa australiana e asiática. Por seu lado, Berry e Grady (1981) acrescentam que as estruturas que existem em toda a região de Timor, que inclui a região Este de Cribas, foram essencialmente o resultado da deformação no início de Pleistocénico que causou as estruturas dobradas e as falhas em grande escala. No entanto, as evidências estruturais das rochas metamórficas na costa norte sugerem que esta fase foi menos significativa do que o evento do Miocénico (Berry e Grady, 1981). Estes eventos, sejam do Miocénico ou do Pleistocénico, são os factores responsáveis pela génese das estruturas mesoscópicas e microscópicas. Os eventos tectónicos nestas épocas são fundamentais para entendermos as causas da deformação que estão relacionadas com uma força de compressão máxima (σ_1) essencialmente segundo a direcção N-S (Audley-Charles, 2004; Fig. 5.1).

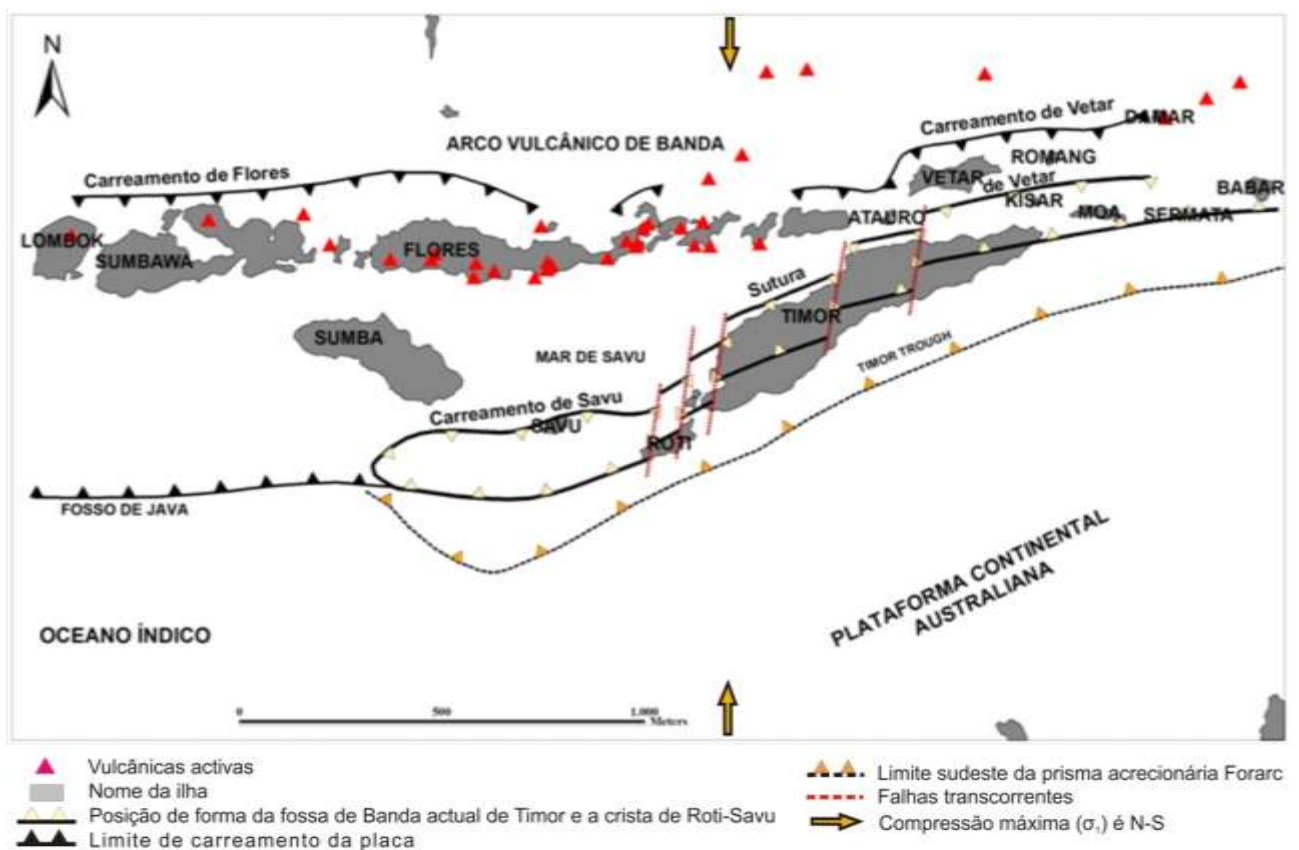


Figura 5.1. Esquema do mapa fisiográfico e tectónico da região de Timor-Sumba (adaptado de Audley-Charles, 2004).

Audley-Charles apresentou em 2004 um mapa fisiográfico e tectónico da região de Timor-Sumba (Fig.5.1) em relação ao qual é possível integrar as estruturas que existem na região de Cribas. O carreamento de Vetar relaciona-se com a sutura de Vetar, sendo rejeitado pelos grandes desligamentos esquerdos N-S, visíveis desde a zona central de Timor até a ilha de Roti.

Estes desligamentos rejeitam a sutura de Vetar, existindo na zona central de Timor um desligamento que se estende desde a costa N até S. Este desligamento ocorre ao longo da ribeira de Sumasse e, pela sua dimensão, apenas é possível visualizar as estruturas menores associadas que foram estudadas no campo e que nos permitiram interpretar as falhas principais. Estas estruturas refletem situações locais que evidentemente indicam os processos da tectónica regional.

Para além destas estruturas, segundo Hirschi (1907) (*in* Audley-Charles, 1968) afirmou que a estrutura tectónica de Timor é muito complexa. Nos anos seguintes, diversos geólogos modelaram a estrutura tectónica de Timor (Fig. 5.2). Em relação a estes modelos, Prasetyadi e Harris (1993) acrescentam que nos trabalhos anteriores existem divergências teóricas sobre a história geológica de Timor. Estes autores consideram a existência de alguns modelos sobre a evolução da estrutura de Timor; são o modelo de *Overthrust* (Audley-Charles, 1968), o modelo de *Imbricate* (Hamilton, 1979) e o modelo de *Rebound* (Chamalaun e Grady, 1978) e outros modelos. Todos estes modelos tectónicos apenas mostram a estrutura tectónica de Timor que apresenta relação com as fases de deformação na região de Cribas.

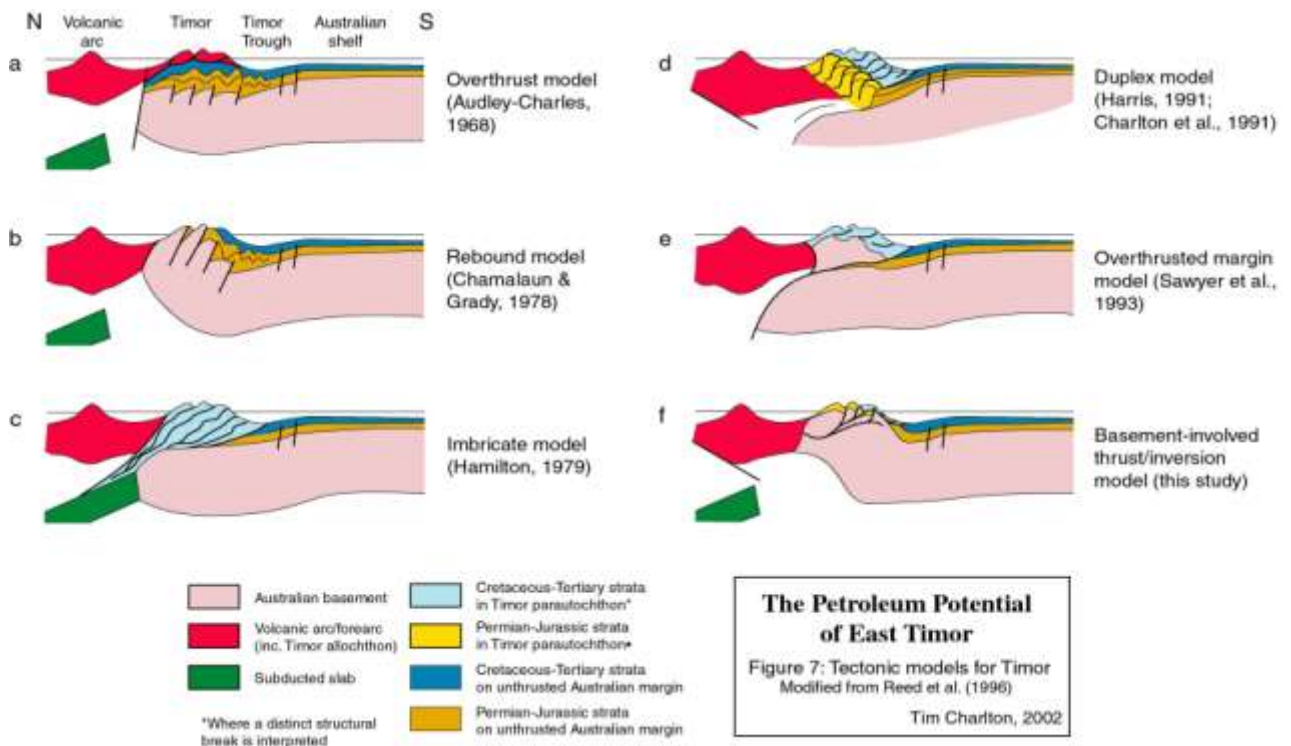


Figura 5.2. Alguns dos modelos tectónicos que têm sido propostos para Timor (modificado de Reed *et al* (1996) *in* Charlton (2002)).

CAPÍTULO 6

IMPLICAÇÕES PARA A GÉNESE E MIGRAÇÃO DE HIDROCARBONETOS

As implicações para a génese e migração de hidrocarbonetos que se descrevem neste capítulo têm principalmente a ver com as estruturas da região de Cribas. Com efeito, a estrutura geológica de uma região é fundamental para a formação de espaços, tanto nas armadilhas onde possa ocorrer a acumulação de hidrocarbonetos, como para a formação das condutas por onde possam migrar os hidrocarbonetos. Os carreamentos originam estruturas que afectam a migração das águas subterrâneas, óleo, gás natural e fluidos mineralizados, podendo originar armadilhas para estes fluidos (Hatcher, 1995). Além dos carreamentos, os desligamentos e outras falhas também influenciam a migração de hidrocarbonetos (Hatcher, 1995). Após algumas considerações gerais, no ponto 6.2.4 deste capítulo, serão descritas as relações entre a estrutura da região Este de Cribas com a génese e migração de hidrocarbonetos.

6.1. A Exploração de Petróleo na Região de Timor

Numerosas actividades têm sido desenvolvidas na região de Timor tendo em vista identificar onde se acumulam os hidrocarbonetos, bem como procurar a melhor forma de os explorar. A descrição da exploração de petróleo e gás natural na região de Timor será feita considerando separadas a exploração em terra (*onshore*) da exploração no mar (*offshore*).

1. A exploração em terra (onshore)

Historicamente, a exploração do petróleo na região de Timor foi no início do século 20 com base nos numerosos escoamentos do petróleo e gás que ocorreram na superfície de todo o território de Timor-Leste (Charlton, 2002). Em 1936 foram realizados alguns estudos de campo pela companhia de *Allied Mining Corporation* que reconheceu a potencialidade de Timor para exploração de petróleo (Wittouck, 1937). Seguiram-se mais trabalhos de campo que foram efectuados por Escher e Grunau em 1947-1948 através da *Companhia Ultramarina do Petróleo/Shell*. Depois Gageonnet e Lemoine (1958) também realizaram trabalhos de campo para o *Institut Français du Pétrole* em 1955 com o objectivo da exploração de petróleo em Timor-Leste (Charlton, 2002). Nova exploração ocorreu no ano de 1956 pela companhia de *Timor Oil* que realizou 3 furos em Aliambata-1 em 1957 (Crostella e Powell, 1976) e posteriormente mais 20 poços na área de Aliambata utilizando mais uma vez como guias as infiltrações superficiais do petróleo (Boutakoff, 1968). Esta exploração veio a ser efectivada durante a Segunda Guerra Mundial, sobretudo durante a ocupação pelos Japoneses, que se guiaram também pela existência

de alguns escoamentos superficiais de petróleo e gás natural que ocorriam em Matai (Suai), Pualaca e Aliambata-Viqueque (Audley-Charles, 1968 e Cross, 2000 *in* Charlton, 2002). Audley-Charles (1968) encontrou nalgumas formações geológicas do território de Timor com vários escoamentos superficiais de petróleo e gás natural que são assinalados no seu mapa.

3. A exploração no mar de Timor (offshore)

A exploração do petróleo no mar de Timor foi efectuada em 1970 e 1972 pelas companhias *Timor Oil* e *International Oil* através de investigações oceânicas nalgumas áreas em Timor-Leste, incluindo as regiões de Aliambata, Beaçõ e Sul do Suai. No ano de 1974 há uma equipa conjunta composta pela *Woodside - Burmah Oil NL*, *Timor Oil* e *International Oil* que efectua estudo de exploração na zona marítima de Timor: em 1975 esta equipa conseguiu fazer um primeiro furo na área oceânica de Mola-1, a Este do Suai e um segundo furo em Savu-1, a Norte da ilha de Savu (Charlton, 2002). No mesmo tempo ocorre a invasão de Timor-Leste pelos militares indonésios e a exploração do petróleo foi interrompida. No ano de 1990 a exploração do petróleo é retomada pela *Companhia Amoseas* que efectuou num contrato de produção compartilhada (Production Sharing Contract-PSC) com a *PERTAMINA* de Indonésia; este contrato visava a exploração do petróleo para toda a região Oeste e Este de Timor (Charlton, 2002).

Entrou no ano da independência de Timor-Leste em 2002, o governo de Timor-Leste fez um tratado com o governo de Austrália para efectuar as actividades da exploração do petróleo e gás na área conjunta do desenvolvimento de petróleo no mar de Timor que foi marcada pelo governo Australiano e Indonésio em 1972. Actualmente a exploração do petróleo e gás no mar de Timor é dividido por várias zonas ou blocos como Bayu Undan, Elang Kakatua, e outras que explorar por diversas companhias de petróleo e gás como Conoco Philips com os seus parceiros como Minza Oil, Osaka Gas, ENI, Woodside de Austrália e etc. No que diz respeito as actividades da exploração do petróleo na área conjunta (*e.g.* zona de Bayu Undan) estão a decorrer.

6.2. A Geologia do Anticlinal de Cribas e a Exploração do Petróleo em Timor-Leste

Do ponto de vista litológico, a geologia do anticlinal de Cribas é basicamente constituída por rochas sedimentares, que ocorrem sob a forma de sequências carbonatadas ou detríticas/pelíticas. Os sedimentos detríticos aparecem frequentemente associados a sequências de argilitos das formações de Atahoc e de Cribas. As sequências carbonatadas são formadas essencialmente por calcários e calcilitos do Triásico-Jurássico, correspondendo às formações de Aituto e de

Wai Luli (Audley-Charles, 1968). A compreensão destas sequências é fundamental quando se pretende avaliar a possibilidade da existência de hidrocarbonetos. Uma das possibilidades é terem funcionado como de rocha mãe, que constituem um factor essencial para a génese de hidrocarbonetos; a rocha mãe é uma rocha que pode originar o petróleo devido a um teor elevado de matérias orgânicas (Heyne, 2001). No entanto, para além da existência de rocha mãe, a ocorrência de hidrocarbonetos potencialmente exploráveis, implica a existência de rochas reservatórios (que são vitais para a acumulação de hidrocarbonetos) e de horizontes selantes que impeçam que o petróleo se infiltre em direcção à superfície através de fracturas, falhas, desligamentos ou outros tipos de estruturas.

Sintetizando, os factores que influenciam a ocorrência do petróleo nas bacias sedimentares são:

- a existência de rochas ricas em matérias orgânicas, denominadas rochas geradoras;
- as rochas geradoras tiveram que ser submetidas às condições adequadas (tempo e temperatura) para a geração do petróleo;
- a existência de rochas com porosidades e permeabilidades necessárias à acumulação e produção do petróleo, denominada de rochas reservatórios;
- a presença de condições favoráveis à migração do petróleo da rocha geradora até a rocha reservatório;
- a existência de uma rocha impermeável que retenha o petróleo impedindo-o de chegar à superfície, denominada de rocha selante;
- um arranjo geométrico das rochas reservatórios e selante que favoreça a acumulação de um volume significativo de petróleo.

6.2.1. As Rochas-Mãe

Alguns trabalhos efectuados na região de Timor-Leste investigaram a potencialidade da existência de rochas-mãe nesta região. Charlton (2002) considerou que as sequências sedimentares carbonatadas e clásticas do Triásico superior e Jurássico apresentam potencialidades para terem funcionado como rocha mãe. Por seu lado, os estudos geoquímicos (Livsey *et al.*, 1992) indicam que estas rochas efectivamente têm qualidades para terem gerado hidrocarbonetos.

Do ponto de vista teórico, Tissot e Welte (1984) defenderam que as sequências carbonatadas e clásticas podem incluir uma sequência de rocha geradora que influencia a génese

de hidrocarbonetos e as suas migrações (primária e secundária) influenciada pela estrutura (Fig. 6.1).

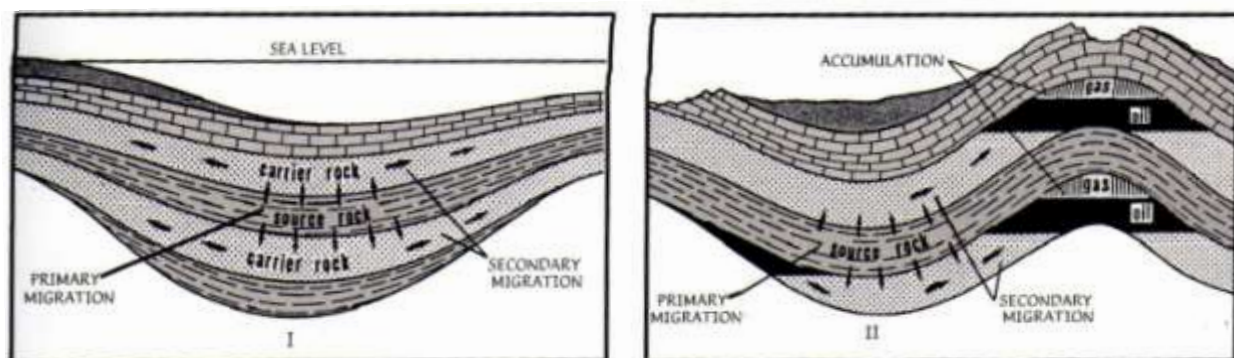


Figura 6.1. Gênese de hidrocarbonetos e processos de migração (Tissot e Welte, 1984).

Algumas amostras de calcários micríticos das formações de Aituto e de Wai Luli do Pérmico e do Mesozóico (que são idênticas às formações de Malita e de Plover da Bacia Nordeste de Bonaparte) apresentam também boas qualidades para rocha mãe (Audley-Charles e Carter, 1974; Livsey *et al.*, 1992; Reed *et al* (1996) in Charlton, 2002).

Nos estudos e levantamentos de campo realizados neste trabalho foram estudadas diversas litologias de várias formações descritas por Audley-Charles (1968) e Leme (1968); tratam-se das formações de Atahoc e de Cribas, representados por argilitos muitos espessos e da Formação de Aituto, representada por calcários micríticos azulados e com leitos mais consolidados e associados com alguns fósseis de *Amonites*. Estes calcários micríticos com fósseis são uma potencial rocha mãe que sugere na região Este de Cribas também existem rochas geradoras de hidrocarbonetos. Tendo em vista perceber melhor este potencial foram recolhidas quatro amostras (tabela 6.1 e Fig. 6.2) para estudos geoquímicos de determinação do *Carbono Orgânico Total* (COT) ou *Total Organic Carbon* (TOC), bem como do tipo e maturação dessa matéria orgânica; trata-se de duas amostras de argilitos da Formação de Atahoc, uma de argilitos da Formação de Cribas e outra de calcários da Formação de Aituto.

Tabela 6.1.

Lista de amostras recolhidas

Nº	Referência da amostra	Tipo de rocha	Formação geológica	Idade
1	ACRW423	Argilito cinzento	Cribas	Pérmico Superior
2	ACRH217	Argilito negro	Atahoc	Pérmico Superior
3	ACMV430	Argilito cinzento	Aituto	Triásico
4	ACRH034	Argilito negro	Cribas	Pérmico Superior

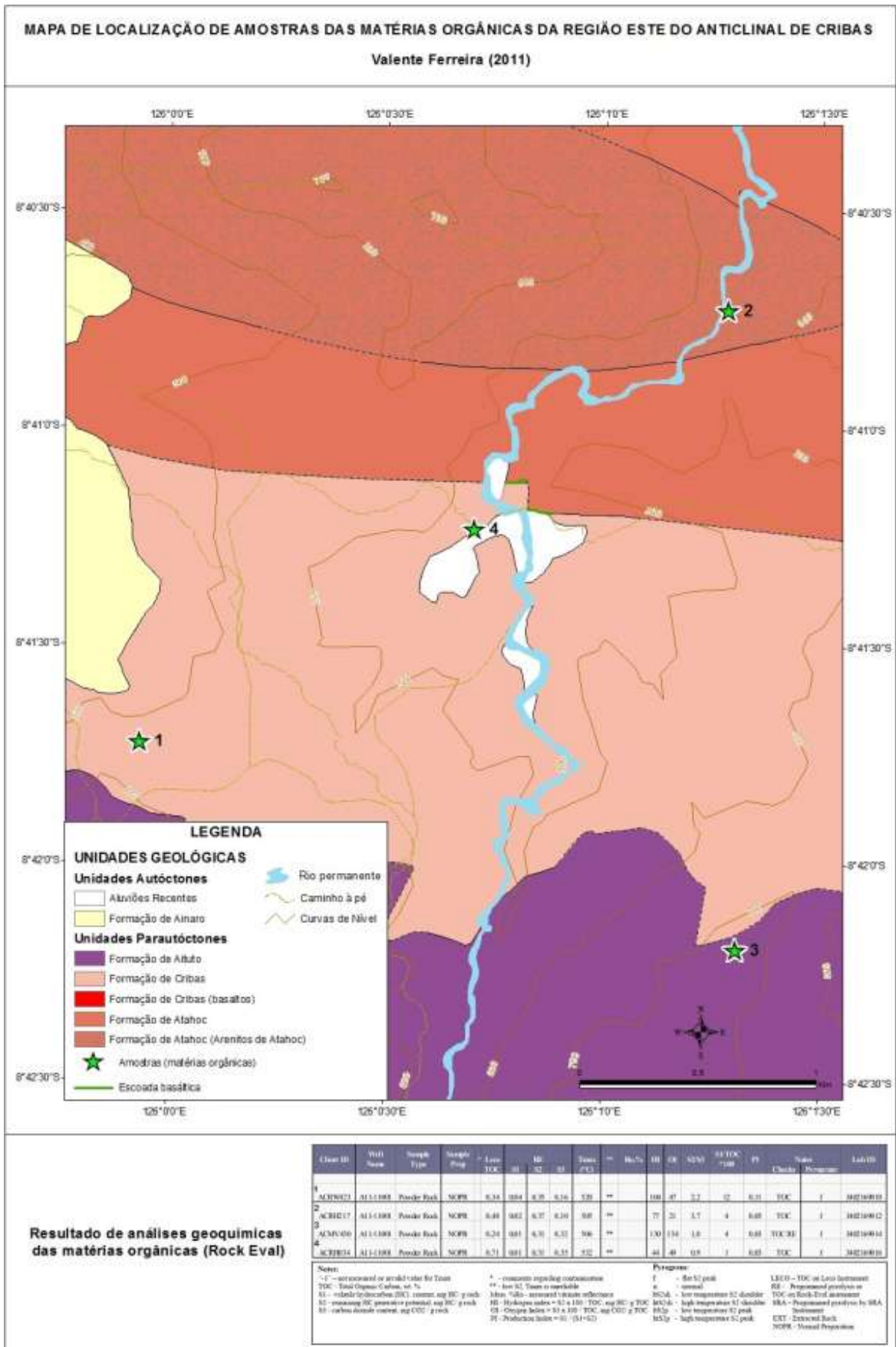


Figura 6.2. Localização das amostras recolhidas (indicado pelas estrelas) na região Este de Cribas.

Tabela 6.2

Resultado das análises geoquímicas para as matérias orgânicas

Client ID	Well Name	Sample Type	Sample Prep	* Leco TOC	RE			Tmax (°C)	**	Ro,%	HI	OI	S2/S3	S1/TOC *100	PI	Notes		Lab ID
					S1	S2	S3									Checks	Program	
ACRW423	A11-11001	Powder Rock	NOPR	0,34	0,04	0,35	0,16	520	**		104	47	2,2	12	0,11	TOC	f	3402169010
ACRH217	A11-11001	Powder Rock	NOPR	0,48	0,02	0,37	0,10	505	**		77	21	3,7	4	0,05	TOC	f	3402169012
ACMV430	A11-11001	Powder Rock	NOPR	0,24	0,01	0,31	0,32	506	**		130	134	1,0	4	0,03	TOC RE	f	3402169014
ACRH034	A11-11001	Powder Rock	NOPR	0,71	0,01	0,31	0,35	532	**		44	49	0,9	1	0,03	TOC	f	3402169016

Notes:

"-1" – not measured or invalid value for Tmax
 TOC - Total Organic Carbon, wt. %
 S1 - volatile hydrocarbon (HC) content, mg HC/ g rock
 S2 - remaining HC generative potential, mg HC/ g rock
 S3 - carbon dioxide content, mg CO₂ / g rock

* - comments regarding contamination
 ** - low S2, Tmax is unreliable
 Meas. %Ro - measured vitrinite reflectance
 HI - Hydrogen index = S2 x 100 / TOC, mg HC/ g TOC
 OI - Oxygen Index = S3 x 100 / TOC, mg CO₂/ g TOC
 PI - Production Index = S1 / (S1+S2)

Pyrogram:

f - flat S2 peak
 n - normal
 ltS2sh - low temperature S2 shoulder
 htS2sh - high temperature S2 shoulder
 ltS2p - low temperature S2 peak
 htS2p - high temperature S2 peak

LECO – TOC on Leco Instrument
 RE - Programmed pyrolysis or TOC on Rock-Eval instrument
 SRA – Programmed pyrolysis by SRA Instrument
 EXT - Extracted Rock
 NOPR - Normal Preparation

Os resultados obtidos das análises geoquímicas (tabela 6.2) permitiram saber a quantidade de matéria orgânica existente, a qualidade e tipo de querogénio, bem como a maturidade em cada amostra.

a. Qualidade do querogénio

Há quatro tipos de querogénio (I, II, III e IV) os quais se relacionam com a diferença da potencialidade em hidrocarbonetos:

- O querogénio do *Tipo I* apresenta um elevado potencial para a geração de petróleo, predominando cadeias alifáticas, pouco núcleos aromáticos, rico em hidrogénio e por isso com uma razão H/C elevada, sendo derivados de lípidos de origem algálica. Este tipo de querogénio encontra-se nas rochas geradoras depositadas em ambiente lacustre;

- O querogénio do *Tipo II* é caracterizado pela proporção de núcleos aromáticos, anéis nafténicos e grupos de oxigenados e, ao contrário do que acontecia com o tipo anterior, neste caso é rico em oxigénio e pobre em hidrogénio. A proveniência da matéria orgânica é de origem marinha;

- O querogénio do *Tipo III* apresenta escassas cadeias alifáticas, havendo o predomínio de núcleos aromáticos com funções oxigenadas. Apresenta uma razão O/C alta, enquanto a razão H/C é baixa. A origem da matéria orgânica deste tipo é terrestre, mais precisamente de ambiente marinha deltaico.

- O querogénio do *Tipo IV* é neutro.

Os resultados das análises efectuadas nas amostras da região de Cribas mostram (tabela 6.2; Fig. 6.3) que a qualidade de querogénio nestas amostras é muita baixa evidenciando um conteúdo pobre em matérias orgânicas. Uma amostra de argilito negro (amostra ACRH034; tabela 6.2. e Fig. 6.3-B) apresenta uma percentagem de Carbono Orgânico Total (COT) de 0,71%, o que significa esta rocha apresenta potencialidades para ser uma rocha mãe, isto é uma rocha geradora de petróleo. Ainda por cima, tendo sido a amostra recolhida à superfície onde o grau de alteração é maior, é de esperar que o teor de matérias orgânicas para maiores profundidades seja superior a 0,71%. Além disso, a amostra ACRH217 apresenta uma percentagem de matérias orgânicas de 0,48% (Tabela 6.2). Entretanto as outras amostras (amostras ACRW423 e ACMV430) têm baixa qualidade de querogénio com teores de matérias orgânicas apenas de 0,24% e 0,34. É de salientar que todas as amostras estudadas foram recolhidas à superfície, o que implica que as matérias orgânicas tenham sofrido alteração devido ao clima. A temperatura máxima (Tmax) na qual ocorre a produção máxima de hidrocarbonetos obtidos pela pirólise depende do ambiente da matéria orgânica. Portanto a temperatura de 440 °C

é no topo da zona de matura e de 470°C é na transição da zona matura para a zona senil (Filho, 2010). Para nós garantirmos que as amostras têm boas qualidades de matérias orgânicas depende do sítio onde recolher amostras, as amostras perto da superfície significa que têm menos qualidade de matérias orgânicas do que as amostras que vêm de zona profunda.

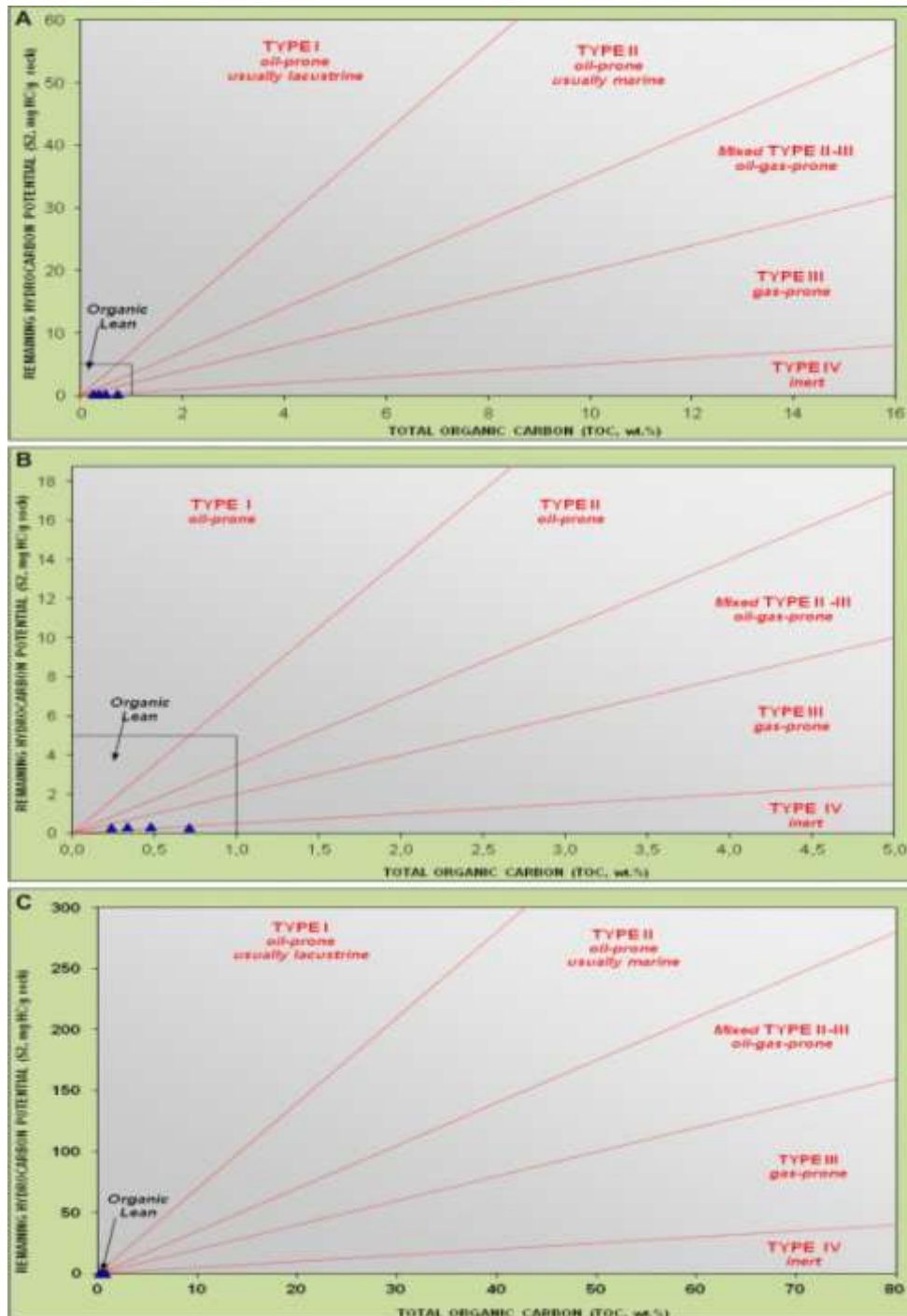


Figura 6.3. Qualidade de querogénio obtida com base na quantidade de Carbono Orgânico Total (COT, wt.%) versus a Potencial Remanescente em Hidrocarbonetos (S₂, mg HC/g rock).

O tipo de querogénio pode ser obtido com base nos valores dos índices de hidrogénio e oxigénio. Os valores obtidos para as amostras estudadas (tabela 6.2; Fig. 6.4.) mostram estar-se em presença de querogénio do tipo II ou IV o que indica matéria orgânica carbonizada pré-deposicionalmente (Filho, 2010).

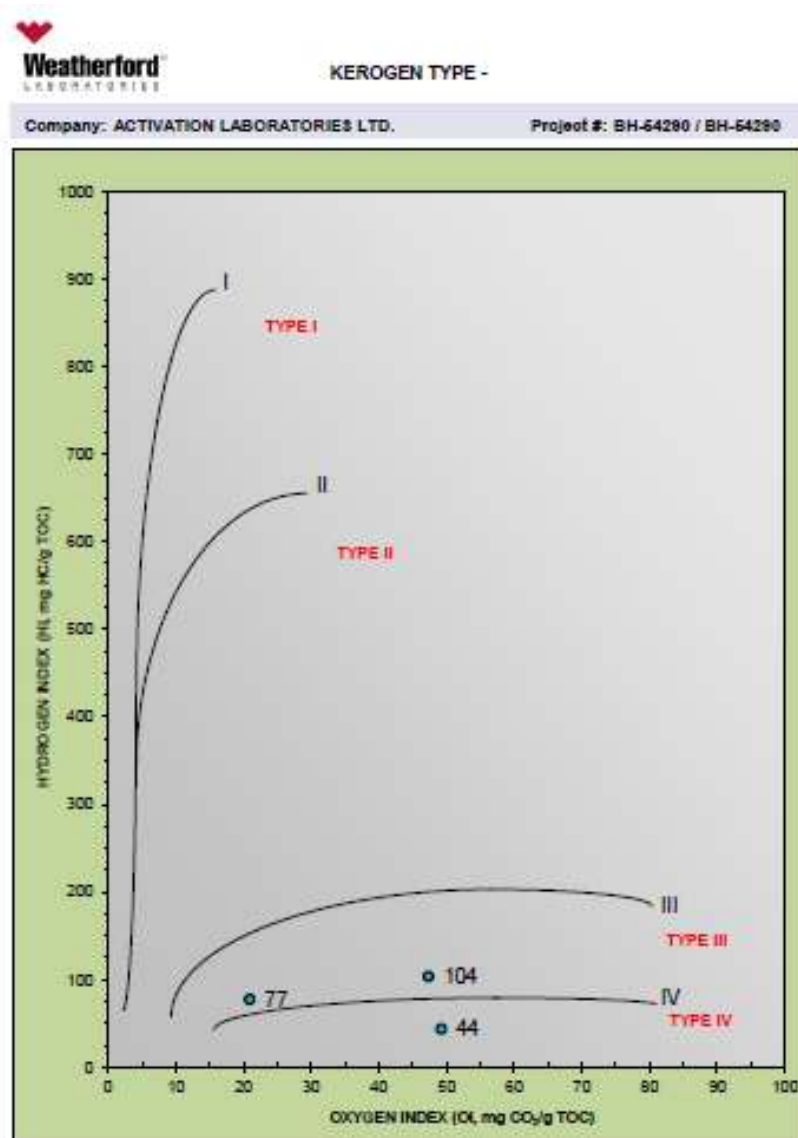


Figura 6.4. Tipo de querogénio obtido com base no cruzamento do índice de hidrogénio (HI, mg HC/g TOC) *versus* índice de oxigénio (OI, mg CO₂/g TOC).

De referir que as matérias orgânicas do Tipo I e II possuem teores de óleo propano elevados, os do Tipo III predomina gás propano e, o Tipo IV é neutro (Ogala, 2011).

b. Tipo de querogénio e maturação

A temperatura máxima depende do nível de maturação da matéria orgânica e aumentando com a maturação da matéria orgânica. As temperaturas de 435-475 °C indicam boa qualidade de

matéria orgânica que estará numa zona de maturação ou seja na janela de petróleo, e por isso grande possibilidade de ter zona condensada de gás-húmido (*Condensate-Wet Gas Zone*).

Nas amostras estudadas (Tabela 6.2; Fig. 6.5) a temperatura máxima obtida é superior a 500°C que influencia a existência de matérias orgânicas, enquanto os valores do índice de hidrogénio variam entre 77 e 130 mg HC/g o que evidencia que as amostras estão na janela de gás seco (*Dry Gas Window*) e pós-maturação.

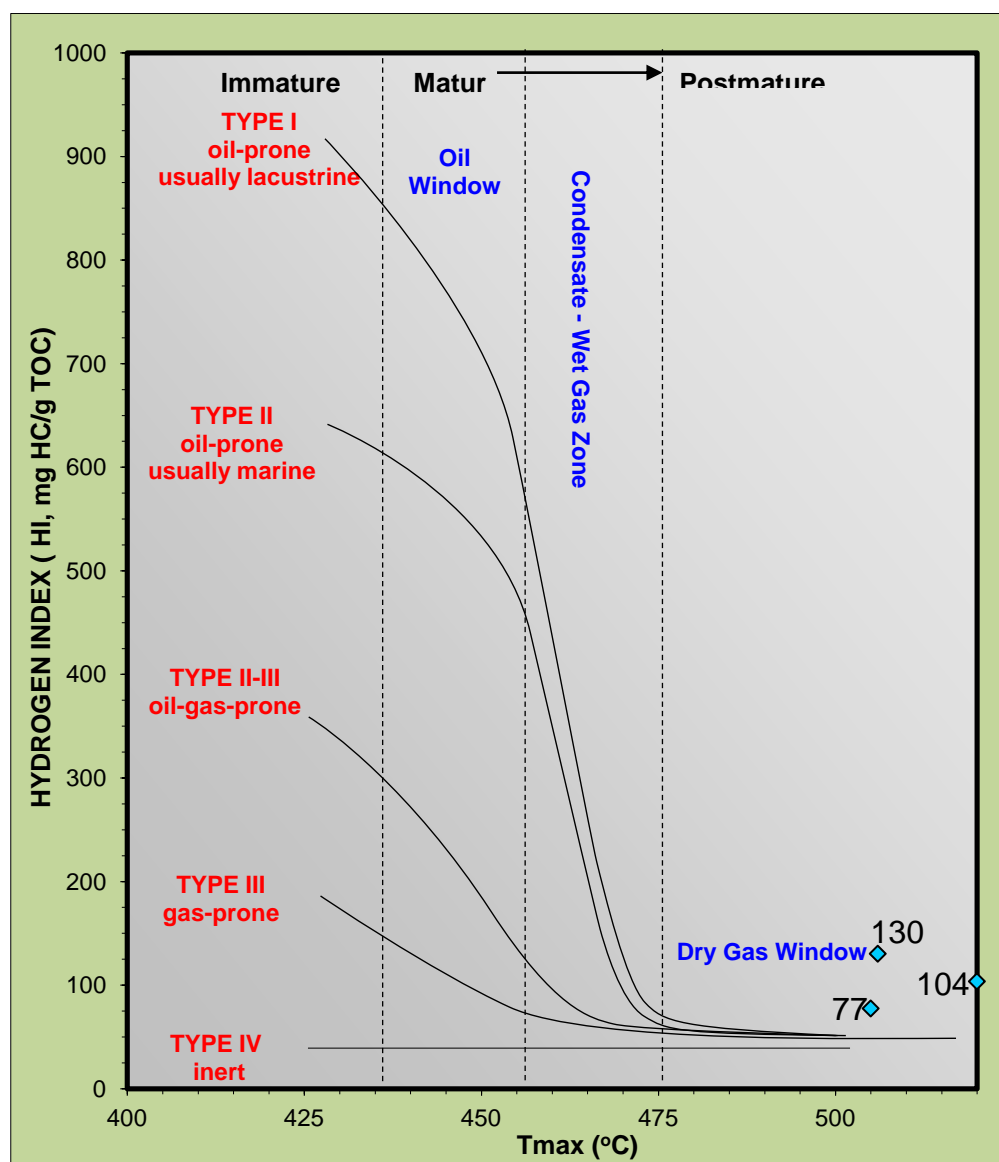


Figura 6.5. Tipo de querogénio e maturação com base no índice de Hidrogénio (HI, mg HC/g TOC) versus temperatura máxima (°C).

c. Conversão de querogénio e maturação

Os valores do índice de produtividade superiores a 0,2 são interpretados como o resultado de uma evolução de sedimentos imaturos para maduros ou uma acumulação de hidrocarbonetos

(Espitalié *et al.*, 1977 in Mendonça Filho *et al.*, 2003). Os valores do índice de produção obtidos para as amostras estudadas (Tabela 6.2; Fig. 6.6) variam entre 0,03 e 0,11 indicando que estas amostras estão fora da zona de maturação caindo dentro da janela de gás seco (*Dry Gas Window*), significando que quase não têm matérias orgânicas. Como as amostras recolhidas estão na superfície provavelmente as matérias orgânicas que existem nas rochas devem ter sido oxidadas o que implica alterações a nível da temperatura com efeito de temperatura. A maturação com base na temperatura máxima indica que essas amostras têm menos probabilidade de terem qualidade em termos das matérias orgânicas.

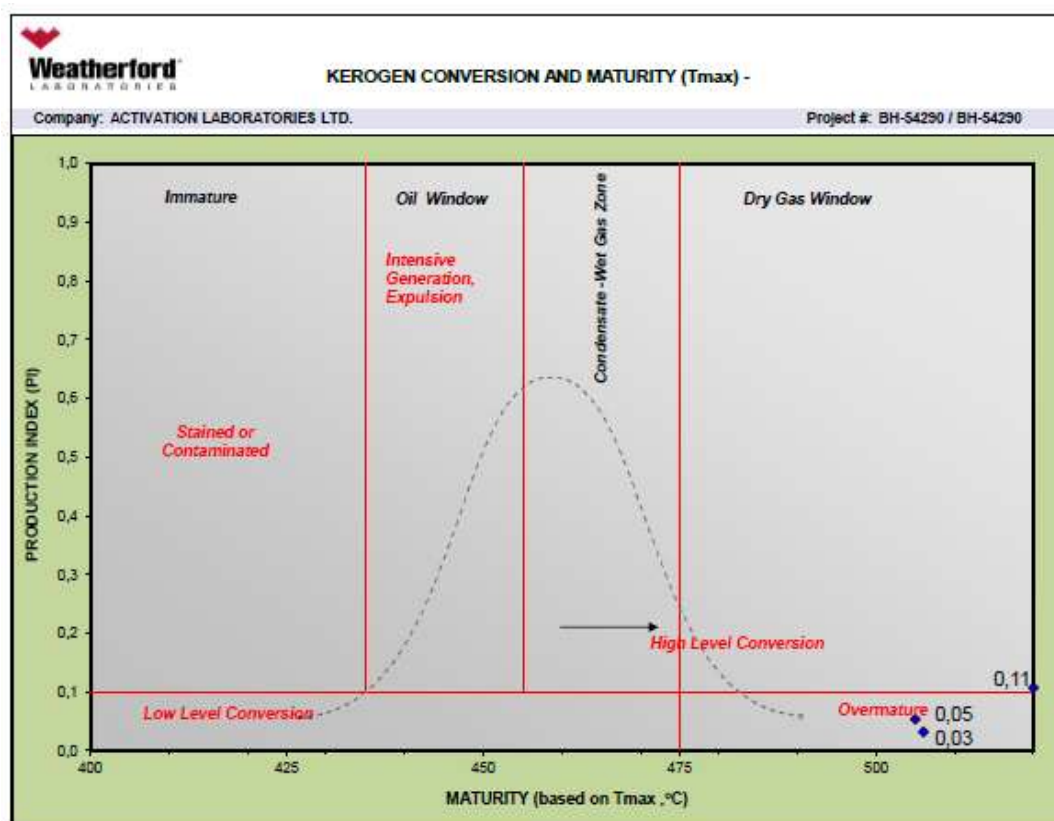


Figura 6.6. Conversão de querogénio e maturação, a partir da interacção entre o índice de Produção (IP) e a maturação baseada na temperatura máxima (Tmax, °C).

A conclusão é que das quatro amostras que foram analisadas, a amostra ACRH034 é a que apresenta mais teor em matéria orgânica com 0,71% de Carbono Orgânica Total; esta amostra apresenta também a temperatura mais alta (532°C). Por outro lado, as restantes 3 amostras (ACRW423, ACRH217 e ACMV430) apresentam teores de matéria orgânica muito baixos de 0,5%; a temperatura nessas amostras é de cerca de 500-520 °C.

6.2.2. As Rochas Reservatórios

As rochas reservatórios são rochas que possuem espaços devido à porosidade e permeabilidade e que podem preservar e transmitir fluidos (Heyne, 2001). No que diz respeito às rochas reservatórios de Timor, segundo Sani *et al* (1995; *in* Charlton, 2002) consideram que o alvo principal corresponde aos arenitos do Jurássico Superior da Formação de Oe Baat (Timor Oeste) enquanto os arenitos turbidíticos da Formação de Babulo no Triásico são considerados como rochas reservatórios secundárias. Entretanto os sedimentos siliclásticos das formações de Aituto e de Wailuli podem também ser considerados rochas reservatórios com algumas possibilidades para concentração ou acumulação de hidrocarbonetos.

Por outro lado, os arenitos e arenitos siliciclásticos existentes na região Este de Cribas da Formação de Cribas também corresponderão provavelmente a rochas reservatórios pois Audley-Charles (1968) descreveu a existência de muitos escoamentos do petróleo e gás natural nesta formação por vezes associados com argilitos (Fig. 6.7).



Figura 6.7. Escorrência superficial de petróleo na região Este do anticlinal de Cribas.

6.2.3. Os Horizontes Selantes

Basicamente os principais horizontes selantes do petróleo em Timor são constituídos por unidades litológicas de argilíticas da Formação de Wai Luli do Jurássico médio (Fig. 6.8), além disto, estas unidades de argilitos além de corresponderem a horizontes selantes, também apresentam potencialidades como sequências reservatórios equivalentes às formações de Malita e de Plover (Charlton, 2002). Os resultados dos estudos no campo identificam algumas sequências de calcários, níveis de margas azuis-acinzentadas, calcilutites e argilitos no NW da região de estudo que são idênticas às existentes na Formação de Wai Luli.



Figura 6.8. Prováveis horizontes selantes da Formação de Wai Luli na região de Cribas.

6.2.4. A Estrutura

Existem várias estruturas que condicionam a gênese e migração de jazigos de hidrocarbonetos e a sua acumulação; esta acumulação corresponde quase sempre a estruturas anticlinais, sinclinais ou falhas. Normalmente os hidrocarbonetos podem migrar quando as rochas geradoras sofrem deformações compressivas. Estas deformações compressivas ocorrem quando existe aumento da pressão nas camadas de rochas geradoras ou rocha mãe, o que influencia a migração e circulação de fluidos de hidrocarbonetos eventualmente em direção às rochas reservatórios. A migração de petróleo por falhas pode levar a que os hidrocarbonetos atinjam a superfície o que possibilitar a existência de ocorrências superficiais de petróleo e gás natural. As estruturas de anticlinais e sinclinais e as falhas constituem em Timor com situações privilegiadas para a ocorrência de armadilhas para os hidrocarbonetos. Estas estruturas são muitas complexas estando associadas ao processo de colisão entre a placa australiana com os Arcos de Banda. Algumas unidades litológicas que actualmente constituem a ilha de Timor (*e.g.* Complexo de Lolotoi) são fundamentais para exploração de Hidrocarbonetos (Charlton, 2002). Portanto a tectónica de Timor é uma tectónica activa que influencia as estruturas principais que têm potencialidade para preservar a circulação dos fluidos de hidrocarbonetos intensificando a fracturação e por isso intensificando os espaços necessários para a circulação e acumulação de petróleo e gás natural. Por outro lado é de referir que intersecções entre as falhas foram identificadas como sítios privilegiados para a circulação de hidrocarbonetos (Fig. 6.9), como acontece no campo de petróleo de Sua no Mar de Timor (Gartrell *et al.*, 2004). A este respeito é de salientar que as intersecções de falhas foram também reconhecidas como extremamente

eficientes na circulação e concentração de fluido levando à formação de depósitos minerais (Sibson, 1996); Craw, 2000); Betts & Lister, 2002); Tripp e Vearncombe, 2004) (*in Gartrell et al., 2004*). Estes salientaram ainda a potencialidade elevada do fluxo de fluidos ocorrer associados ao início da fracturação, devido ao aumento da densidade e conectividade da rede de fracturas.

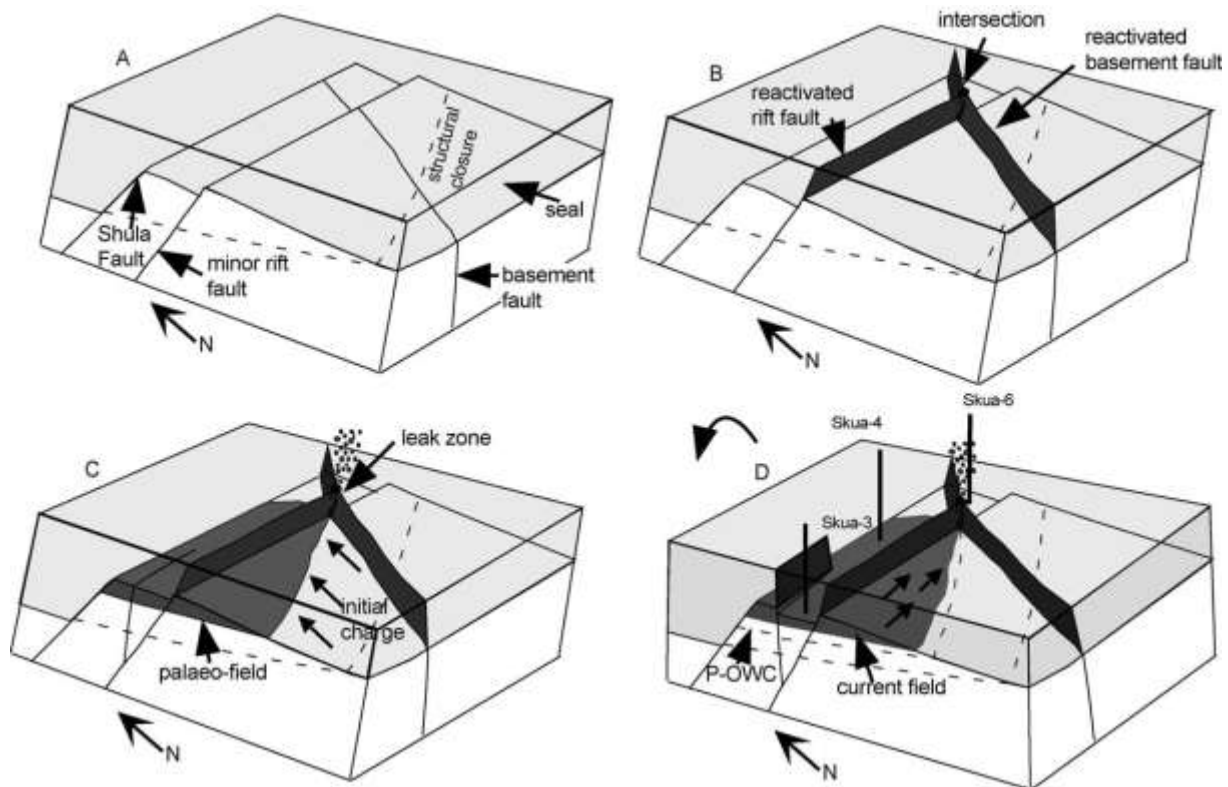


Figura 6.9. Influência das intersecções de falhas na circulação de fluidos (Gartrell *et al.*, 2004):

- A-** Reactivação e carga de hidrocarbonetos;
- B-** Reactivação do Cretácico Tardio ao Terciário Inferior e do soco induzindo intersecções entre falhas;
- C-** Início da circulação do petróleo devido ao aumento de carga no Eocénico Médio;
- D-** Rede de fracturação no Miocénico Inferior e contacto de óleo com água do mar.

Na região Este do anticlinal de Cribas dentro da Formação de Cribas ocorrem evidências de migração do petróleo (Fig. 6.7) que provavelmente estarão associadas a intersecções de falha e fracturas; identificámos uma exurgência (*seepage*) do petróleo muito pequena apenas detectada por uma película de óleo à superfície junto ao bordo da linha de água. Esta ocorrência provavelmente tem a ver com falhas menores ligadas diretamente à fonte do petróleo; estas falhas secundárias estarão provavelmente associadas aos grandes desligamentos D₂ N-S e com uma cinemática esquerda na região de Cribas.

6.3. Implicações das Conclusões deste Estudo para a Exploração do Petróleo na Região de Timor

A região Este do anticlinal de Cribas sofreu uma deformação intensa pela colisão entre a placa asiática e a placa australiana no início do Miocénico ao Plistocénico. Esta colisão afectou o complexo de carreamentos de Vetar que associado com os grandes desligamentos esquerdos N-S D₂, que se estendem da costa norte até à costa sul, na região de Manatuto e inclui a região Este do anticlinal de Cribas. As estruturas associadas a estes desligamentos influenciaram a criação das estruturas que ocorrem no campo de petróleo e gás natural da plataforma de Sahul no mar de Timor; têm também consequências importantes para a génese e migração de petróleo e gás natural das rochas geradoras para as rochas reservatórios e até à superfície através das fracturas e falhas existentes. Por causa destas estruturas, ocorrem exurgências (*seepage*) de hidrocarbonetos, como a que foi identificada na Formação de Cribas da ribeira de Tuqueti. Além desta ocorrência há vários escoamentos do petróleo e gás natural na região de Timor (como referidos nos trabalhos de Audley-Charles, 1968 e Charlton, 2002); estas ocorrências estão também associadas às estruturas tectónicas, por isso a exploração do petróleo e gás na região de Timor tem haver com as estruturas porque a tectónica de Timor é uma tectónica activa que afecta facilmente a migração do petróleo à superfície através das estruturas do tipo cavalgamentos e grandes desligamentos bem como intersecções de falhas e fracturas. As intersecções de falhas são deste modo canais principais para a migração de hidrocarbonetos.

BIBLIOGRAFIA

- Audley-Charles, M. G., 1968. *The Geology of Portuguese Timor*. Memoirs of the Geological Society of London, no. 4. p4-10, 51, 57-59.
- Audley-Charles, M. G., Carter, D. J., 1974. *Petroleum prospects of the southern part of the Banda Arcs, Eastern Indonesia*. CCOP Technical Bulletin. p8, 55-70.
- Audley-Charles, M. G., 2004. *Ocean trench blocked and obliterated by Banda forearc collision with Australian proximal continental slope*. Tectonophysics, p67.
- Audley-Charles, M. G., 2011. *Tectonic post-collision processes in Timor*. p241.
- Bachri, S., e Situmorang, R. L., 1994. *Geological Map of the Dili Sheet, East Timor*. 1:250.000 Geological Research and Development Center of Indonesia, Bandung.
- Barber, A. J., 1981. *Structural interpretations of the island of Timor, eastern Indonesia*. In: Barber & Wiryosujono (eds), *The geology and tectonics of Eastern Indonesia: Geological Research and Development Centre Special Publication*. p2: 183-197.
- Barkham, S. T., 1993. *The structure and stratigraphy of the Permo-Triassic carbonate formations of West Timor, Indonesia*. Unpublished PhD Thesis, London University.
- Berry, R. F., e Grady, A. E., 1981. *The Age of the Major Orogenesis in Timor*. Department of Geology, University of Tasmania, Hobart, Tasmania, Australia and School of Earth Science, Flinders University of South Australia. Bedford Park, South Australia. p171-172.
- Bird, P. R., 1987. *The Geology of Permo-Triassic Rocks of Kekneno, West Timor*. Unpublished PhD Thesis, University of London.
- Bird, P. R., Cook, S. E., 1991. *Permo-Triassic successions of the Kekneno area, West Timor: implications for palaeogeography and basin evolution*. Journal of Southeast Asian Earth Sciences 6, 359–371.
- Boutakoff, N., 1968. *Oil prospects of Timor and the outer Banda Arc, SE Asia*. Australasian Oil and Gas Review. p14, 44-55.
- Carter, D. J., Audley-Charles, M. G. e Barber, A. J., 1976. *Stratigraphical analysis of island arc–continental margin collision in eastern Indonesia*. Journal of the Geological Society, p188.

- Chamalaun, F. H. and Grady, A. E., 1978. *The tectonic evolution of Timor: A new model and its implications for petroleum exploration*. APEA Journal, p18: 102-108.
- Charlton, T. R., 2001. *The structural and tectonic significance of the Lolotoi, Laclubar and Aileu metamorphic Massifs, East Timor*. Pergamon, The Journal of Asian Earth Sciences. Ridge House, 1 St. Omer Ridge, Guildford, Surrey, GUI 2DD, UK, p851.
- Charlton, T. R., 2002. *The Petroleum Potential of East Timor*. APPEA Journal, 1 Saint Omer Ridge, Guildford, Surrey, GUI 2DD, UK, p353-357.
- Charlton, T. R., Barber, A. J., Harris, R. A., Barkham, S. T., Bird, P. R., Archbold, N. W., Morris, N. J., Nicoll, R. S., Owen, H. G., Owens, R. M., Sorauf, J. E., Taylor, P. D., Webster, G. D. e Whittaker, J. E., 2002. *The Permian of Timor: stratigraphy, paleontology and palaeogeography*. Journal of Earth Sciences, p721, 724, 730-732).
- Crostella, A. A., e Powell, D. E., 1976. *Geology and hidrocarbon prospects of the Timor area*. Proceedings IPA annual convention. P4, 149-71.
- Dias, R., 2011. *Strike-Slip Tectonics in Arc-Continent Collision; The Eastern Timor Example*. Escola de Ciências e Tecnologia da Universidade de Évora; Centro de Geofísica de Évora; Centro Ciência Viva de Estremoz. p3.
- Espitalié *et al.*, 1977 (in Mendonça Filho *et al.*, 2003). *Caracterização da Contaminação por Petróleo e seus Derivados na Baía de Guanabara: Aplicação de Técnicas Organogeoquímicas e Organopetrográficas*. Anuário do Instituto de Geociências-UFRJ, p33 e 77.
- Filho, J. G. M., Menezes, T. R., De Oliveira, E. A. e E. Adriana de Oliveira e Iemma, M. B., 2003. *Caracterização da Contaminação por Petróleo e seus Derivados na Baía de Guanabara: Aplicação de Técnicas Organogeoquímicas e Organopetrográficas*. Anuário do Instituto de Geociências-UFRJ, p33 e 77.
- Filho, J. G. M., 2010. *Curso Geoquímica do Petróleo*. X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, XVI Semana de Gequímica, Memórias N° 16. p41.
- Fitch, T. J. e Hamilton, W., 1974. *"Reply-to Audley-Charles and Milsom"* comments. Journal of Geophysical Research. p79: 4982-4985.

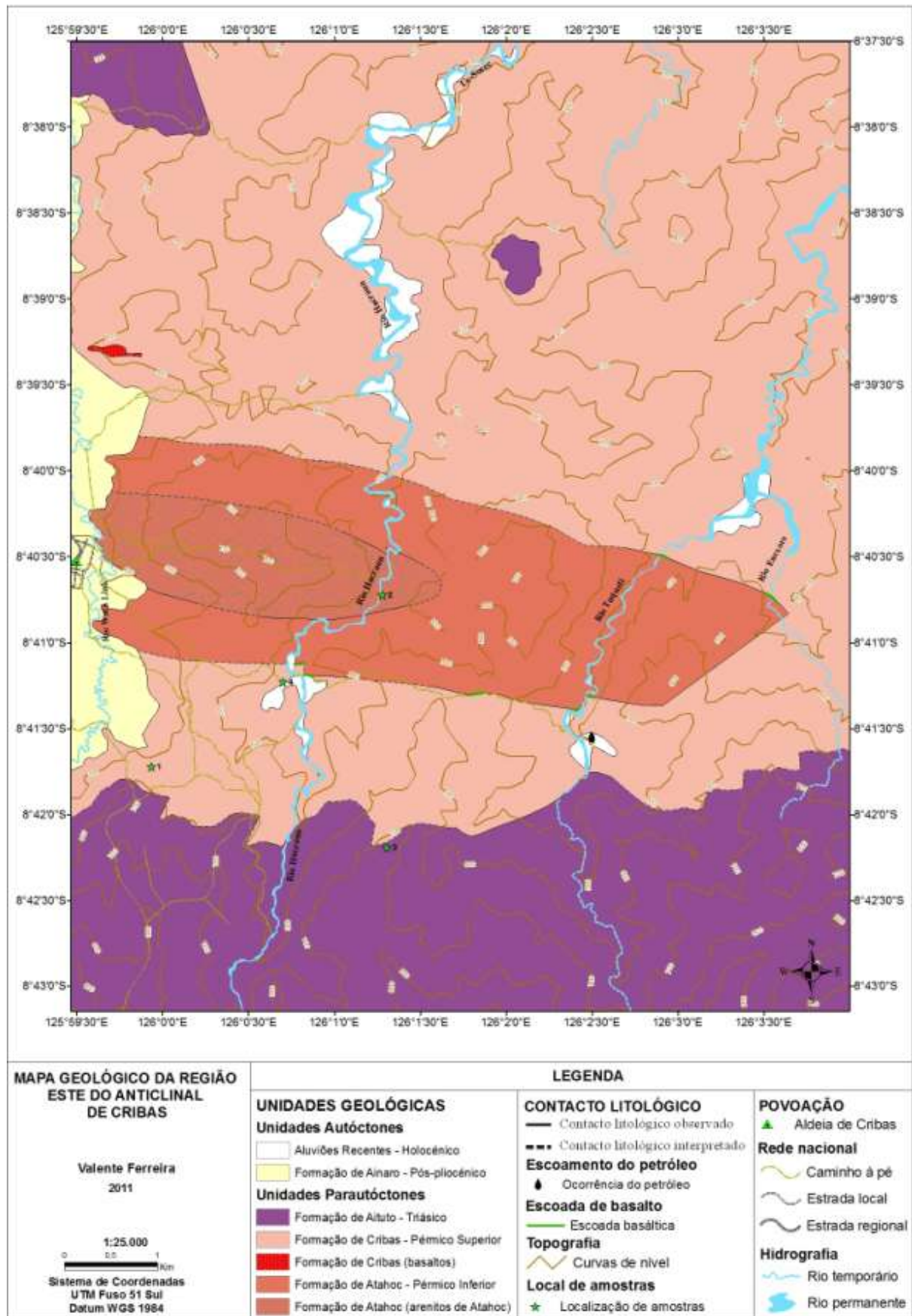
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. University of Bergen, Norway & Cambridge University Press, UK. p363.
- Gageonnet, R. e Lemoine, M., 1957. *Sur la stratigraphie de l'autochtone au Timor portugais*. C.r. hebd. S~anc. Acad. Sci.,Paris 244, 2168-71.
- Gageonnet, R. & Lemoine, M., 1958. *Contribution à la connaissance de la géologie de la province portugaise de Timor*. Estudos Ensaio Docum. Junta Invest. Ultramar p48, 1-138.
- Gartrell, A., Zhangb, Y., Liska, M. e David Dewhursta, D., 2004. *Fault intersections as critical hydrocarbon leakage zones: integrated field study and numerical modelling of an example from the Timor Sea, Australia*. Marine and Petroleum Geology. p1165 e 1178.
- Giani, L., 1971. *The Geology of the Belu District of Indonesian Timor*. Unpublished MPhil Thesis, University of London.
- Grady, A. E. and Berry, R. F., 1977. *Some Palaeozoic-Mesozoic stratigraphic-structural relationships in east timor and their significance in the tectonics of Timor*. Australian Journal of Earth Sciences, Institute for Australasian Geodynamics, Flinders University of South Australia, Bedford Park, S.A. p203.
- Grunau, H. R., 1953. *Geologie von Portugiesisch Ost-Timor*. Eine kurze (Jbersicht. *Eclog. geol. Helv.* 46, 29-37.
- Grunau, H. R., 1956. *Zur Geologie von Portugiesisch Ost-Timor*. Mitt. naturfi Ges. Bern 13, 11-18.
- Haig, D. W. e McCartain, E. W., 2007. *Carbonate pelagites in the Post-Gondwana succession (Cretaceous-Neogene) of East Timor*. Australian Journal of Earth Sciences 54, 875–897.
- Hamilton,W., 1979. *Tectonics of the Indonesian Region*. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1078.
- Harris, R. A., Kaiser, J., Hurford, A., Carter, A., 2000. *Thermal history of Australian passive margin cover sequences accreted to Timor during Late Neogene arccontinent collision, Indonesia*. Journal of Asian Earth Sciences. p18, 47-69.
- Harris, R., 2006. *Rise and fall of the Eastern Great Indonesian arc recorded by the assembly, dispersion and accretion of the Banda Terrane, Timor*. Elsevier, p209.

- Hatcher, R. D., Jr., 1995. *Structural Geology: principles, concepts and problems*. 2nd ed, Department of Geological Sciences University of Tennessee Knoxville and Environmental Sciences Division Oak Ridge National Laboratory. Prentice Hall-Upper Saddle River, New Jersey 07458. p200 e 237-238.
- Heyne, N. J., 2001. *Nontechnical Guide to Petroleum Geology, Exploration, Drilling and Production*, 2nd edition. Tulsa, Oklahoma. p149 e 156.
- Hirschi, H., 1907. *Zur Geologie und Geographie von Portugiesisch Timor*. Neues Jb. Miner. Geol. Paliiont. Abh. 24, 460-74.
- Hunter, D. C., 1993. *A stratigraphic and structural study of the Maubisse area, East Timor*. Unpublished Master Thesis, West Virginia University. p107.
- Kaneko, Y., Maruyama, S., Kadarusman, A., Ota, T., Ishikawa, M., Tsujimori, T., Ishikawa, A. & Okamoto, K., 2007. *On-going orogeny in the outer-arc of the Timor–Tanimbar region, eastern Indonesia*. Elsevier, ScienceDirect & International Association for Gondwana Research GR, p220.
- Keep, M., Haig, D. W., 2009. *Deformation and exhumation in Timor: Distinct stages of a young orogeny*. Tectonophysics. School of Earth and Environment, University of Western Australia, Australia. p1.
- Keep, M., Barber, L. e Haig, D. W., 2009. *Deformation of the Cablac Mountain Range, East Timor: An overthrust stack derived from an Australian continental terrace*. Journal of Asian Earth Sciences. p151.
- Leme, J. C. A., 1968. *Breve ensaio sobre a geologia da província de Timor*. Curso sobre a geologia do ultramar. Junta de Investigações do Ultramar. Volume 1. p106, 118-120 e 161.
- Livsey, A. R., Duxbury, N., Richards, F., 1992. *The geochemistry of Tertiary and Pre-tertiary source rocks and associated oils in eastern Indonesia*. Proceedings of the Indonesian Petroleum Association 21, 499–519.
- Ogala, J. E., 2011. *Hydrocarbon Potential of the Upper Cretaceous Coal and Shale Units in the Anambra Basin, Southeastern Nigeria*. Department of Geology, Delta State University, Abraka, Nigeria. p38.

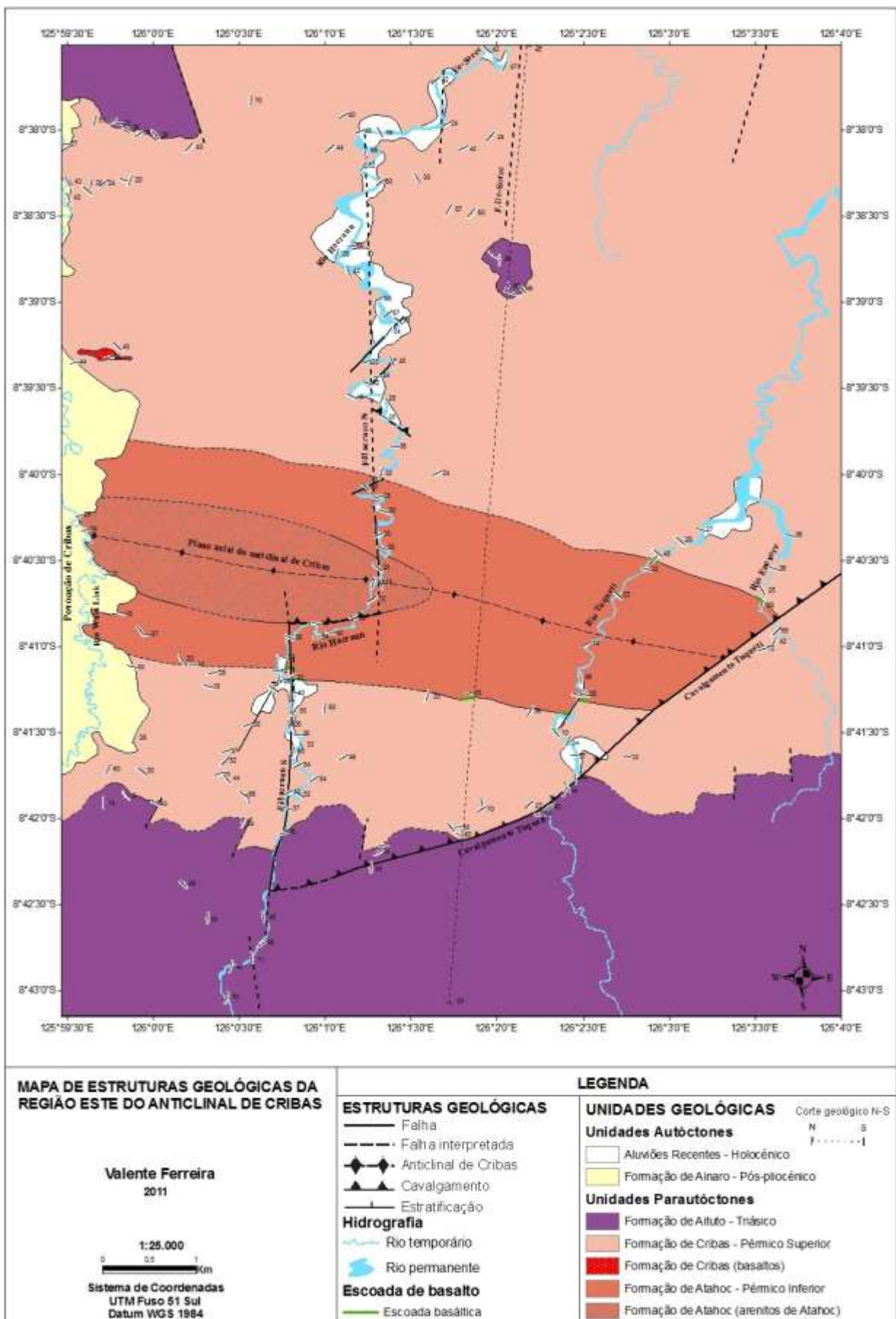
- Partoyo, E., Hermanto, B. & Bachri, S., 1995. *Geological of Baucau, Dili and Kupang Quadrangles of Timor*. Geological Research and Development Center of Indonesia. Jl. Diponegoro 57, Bandung 40122.
- Prasetyadi, C e Harris, R. A., 1993. *Structure and Tectonic Significance of The Aileu Formation East Timor, Indonesia*. Proceeding of the 25th Annual Convention of the Indonesian Association of Geologists. p144.
- Reed, T. A., de Smet, M. E. M., Harahap, B. H., Sjapawi, A., 1996. *Structural and depositional history of East Timor*. Proc. Indonesian Petrol. Assoc. Ann. Conv., vol. 25, p297–312.
- Sibson, R. H., 1996, Craw, D., 2000), Betts & Lister, 2002, Tripp e Vearncombe, 2004 (in Gartrell *et al.*, 2004). *Fault intersections as critical hydrocarbon leakage zones: integrated field study and numerical modelling of an example from the Timor Sea, Australia*. Marine and Petroleum Geology. p1165 e 1178.
- Tissot, B. P. e Welte, D. H., 1984. *Petroleum Formation and Occurrence*. 2nd edn, Springer-Verlag, Berlin, p 699.
- Wittouck, S. F., 1937. *Exploration of Portuguese Timor: Report of Allied Mining Corporation to Asia Investment Co., Ltd*. Amsterdam (Kolff).

ANEXOS

Anexo 1. Mapa Geológico da Região Este do Anticlinal de Cribas



Anexo 2. Mapa de Estruturas Geológicas da Região Este do Anticlinal de Cribas



Anexo 3. Mapa Estrutural com Eixos de Dobra da Região Este do Anticlinal de Cribas

