



UNIVERSIDADE
EDUARDO
MONDLANE

UNIVERSIDADE EDUARDO MONDLANE

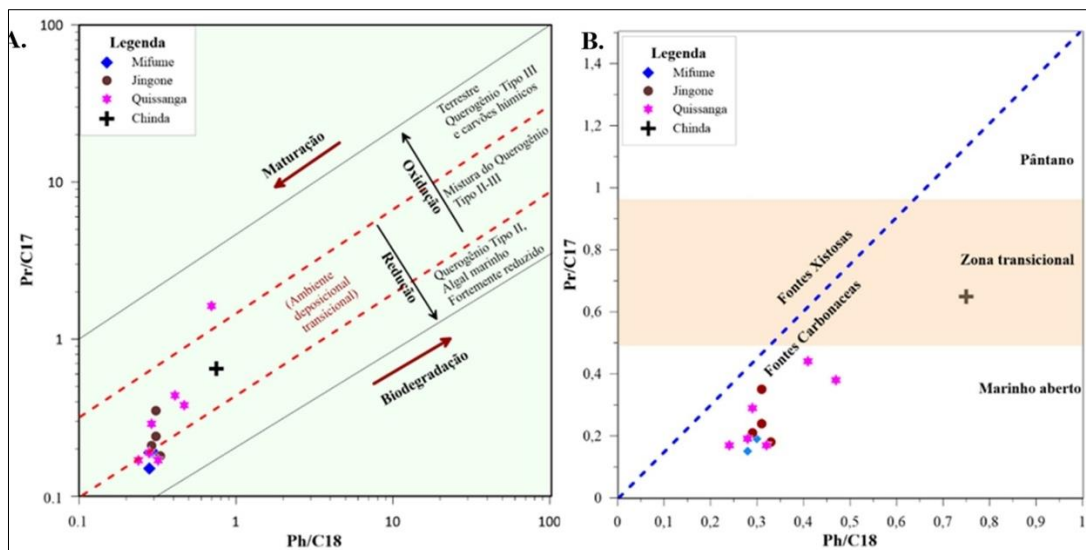
FACULDADE DE CIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Licenciatura em Geologia aplicada

PROJECTO CIENTÍFICO

Aplicação de Biomarcadores no Estudo Paleambiental das Formações Geológicas Atravessadas pelo Furo Mecupa-1.



Autor: Eduardo Gamilo Ambrozinho

Maputo, Agosto 2025



FACULDADE DE CIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Licenciatura em Geologia Aplicada

PROJECTO CIENTÍFICO

Aplicação de Biomarcadores no Estudo Paleoambiental das Formações Geológicas Atravessadas pelo Furo Mecupa-1.

Autor: Eduardo Gamilo Ambrozinho

Supervisores:

Mestre Belarmino Massingue (Universidade Eduardo Mondlane)

Doutor Nelson Nhamutole (Instituto Nacional de Minas (INAMI),
Universidade de Witwatersrand,
Johannesburg)

Maputo, Agosto 2025

DEDICATÓRIA

Por meio dele (Deus), e para ele são todas as coisas. A ele, pois, a glória eternamente.
Amem ! (Rm. 11. 36)

Dedico este projeto científico em primeiro a Deus, pois ele é merecedor de toda honra e glória. Em segundo quero dedicar o presente projeto científico aos meus pais, Gamilo Ambrozinho Albino e Maria do céu Jacinto Albino por tudo que fizeram e continuam fazendo por mim. Como forma de lhes honrar vai a minha dedicação a eles neste presente projeto.

AGRADECIMENTOS

Ao meu Bom e Maravilhoso Deus quero manifestar o meu mais profundo agradecimento e louvor pelo Dom da Vida. Por ter permitido a minha existência neste mundo, por ter me amado e me ter honrado em toda minha vida, até chegar a este momento marcante e único. Quero agradecer e louvar ao SENHOR meu Deus, por sempre ter-me dado força, coragem e animo para que mesmo nos momentos de grandes dificuldades financeiras e outras dificuldades, eu poder ir a escola e conseguir terminar os meus estudos ate este nível. Por meio dele (Deus), e para ele são todas a coisas. Quero manifestar o meu mais profundo kxanimambo ao senhor Gamilo Ambrozinho Albino e a dona Maria do céu Jacinto Albino meu Pais, por tudo que fizeram (e continuam fazendo), desde o momento da gestação até hoje em dia. Quero lhes agradecer por cada segundo que gastaram investindo na minha saúde, crescimento e especialmente na minha educação e formação. Palavras não cabem neste texto para exprimir todo reconhecimento e agradecimento por tudo que vocês meus Pais tem feito por mim e na minha vida.

Quero agradecer a minha companheira de vida e amada Amelia Jonas Matusse, por sempre me dar ânimo, coragem de seguir sempre em frente nos meus objetivos e em especial a conclusão dos estudos universitários. Muito kxanimambo pelo suporte que sempre tens me dado.

Quero agradecer a todos amigos e colegas que comigo trilharam este percurso estudantil eme ajudaram a lograr êxitos que me fizeram chegar até este momento, em especial ao colega Dickson Samuel Mondlane que desde o ensino secundário, através dos seus conselhos contribuiu na minha formação e também para a escolha do curso de Geologia Aplicada. Quero de igual modo agradecer aos meus colegas da faculdade, nomeadamente, Macuácuá, Lázaro Mavaieie e Jardel Peu, por terem me ajudado nesta caminhada durante os anos que pode partilhar a carteira com eles e juntos termos partilhados momentos académicos que me ajudaram a crescer a nível académico e serviram de mais valia para a minha formação.

Quero de forma especial, agradecer aos meus supervisores Mestre Belarmino Massingue e o Doutor Nelson Nhamutole por terem aceite me suportar nesta fase final, para conclusão do meu projeto Cientifico. Obrigado pelo voto de confiança e por terem me emprestado o vosso saber e tempo. E a todo corpo docente, que desde a primeira Classe tiveram um papel preponderante na minha formação académica e profissional. Sem vocês eu não seria esta pessoa, este profissional com capacidades e habilidades que hoje possuo

DECLARAÇÃO DE HONRA

Eu, **Eduardo Gamilo Ambrozinho**, declaro por minha honra que os resultados obtidos e apresentados no presente Projecto Científico são da minha autoria, com orientação dos meus supervisores e que nunca tinha sido apresentado ou submetido a uma outra instituição académica nacional ou estrangeira, e constitui fruto de minha investigação, sendo que todas as bibliografias consultadas estão devidamente citadas e referenciadas.

O Autor

(Eduardo Gamilo Ambrozinho)

RESUMO

Este estudo aplica análises de geoquímica orgânica, com ênfase em biomarcadores moleculares, para reconstruir as condições paleoambientais das formações geológicas atravessadas pelo furo Mecupa-1, localizado na Bacia do Rovuma, norte de Moçambique. Foram analisadas quatro formações: Mifume (Cretácico Superior), Alto Jingone (Paleoceno–Eoceno), Quissanga (Eoceno) e Chinda (Neogeno). A interpretação dos biomarcadores revelou que as razões Pristano/Fitano (Pr/Ph) sugerem deposição sob condições predominantemente redutoras a anóxicas, típicas de ambientes marinhos restritos, enquanto as razões Pr/n-C17 e Ph/n-C18 evidenciam preservação dos n-alcanos em Mifume e Alto Jingone, contrastando com sinais de biodegradação mais intensa na Formação Quissanga. A razão diasteranos/esteranos e a distribuição dos esteranos C27–C29 indicam variações na contribuição de matéria orgânica marinha e continental, distinguindo intervalos com predominância de algas fitoplanctônicas e outros com maior aporte de plantas terrestres. Entre os hopanos, a razão C29/C30 e a distribuição dos homohopanos C31–C35 apontam para ambientes carbonáticos e hipersalinos em determinados níveis, enquanto a razão Ts/Tm serviu como indicador adicional de maturidade e tipo de litofácies. De modo geral, os resultados demonstram que os sedimentos estudados foram depositados em ambientes marinhos a costeiros, sob condições redutoras, mas com variações de salinidade, oxigenação e de contribuição de matéria orgânica terrestre versus marinha, confirmando a relevância das sequências meso-cenozóicas da Bacia do Rovuma como potenciais rochas geradoras..

Palavras-Chave: Biomarcadores, ambiente deposicional, Formações geológicas, Bacia do Rovuma.

ABSTRACT

This study applies organic geochemistry analyses, with emphasis on molecular biomarkers, to reconstruct the paleoenvironmental conditions of the geological formations crossed by the Mecupa-1 hole, located in the Rovuma Basin, northern Mozambique. Four formations were analyzed: Mifume (Late Cretaceous), Upper Jingone (Paleocene-Eocene), Quissanga (Eocene) and Chinda (Neogene). The interpretation of the biomarkers revealed that the Pristano/Phytane (Pr/Ph) ratios suggest deposition under predominantly reducing to anoxic conditions, typical of restricted marine environments, while the Pr/n-C17 and Ph/n-C18 ratios show preservation of n-alkanes in Mifume and Alto Jingone, contrasting with signs of more intense biodegradation in the Quissanga Formation. The diasterane/esteranes ratio and the distribution of C27–C29 steranes indicate variations in the contribution of marine and continental organic matter, distinguishing intervals with predominance of phytoplankton algae and others with a higher contribution of terrestrial plants. Among hopanes, the C29/C30 ratio and the distribution of C31–C35 homohopanes point to carbonate and hypersaline environments at certain levels, while the Ts/Tm ratio served as an additional indicator of maturity and type of lithofacies. In general, the results demonstrate that the studied sediments were deposited in marine to coastal environments, under reducing conditions, but with variations in salinity, oxygenation and contribution of terrestrial versus marine organic matter, confirming the relevance of the meso-Cenozoic sequences of the Rovuma Basin as potential source rocks.

Keywords: Biomarkers, depositional environment, Geological formations, Rovuma Basin.

ÍNDICE

DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS	ii
DECLARAÇÃO DE HONRA	iii
RESUMO	iv
ABSTRACT	v
LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	ix
LISTA DE ABREVIATURAS	ix
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1.Contextualização	1
1.2.Apresentação do problema.....	2
1.3.Relevância do Projecto	3
1.4.Objectivos	3
1.4.1. Objectivo Geral	3
1.4.2. Objectivos específicos	3
2.MATERIAIS E METODOLOGIA	4
2.1.Pesquisa Bibliográfica	4
2.4. Análise e processamento de dados.....	5
2.5.Determinação paleoambiental	5
2.6.Sofwares Usados.....	6
2.7.Base de dados.....	6
2.7.1.Estratigrafia do Furo Mecupa-1.....	8
3.ENQUADRAMENTO DA BACIA.....	13
3.1.Localização Geográfica do Furo Mecupa-1.....	13
3.2.Clima e Relevo.....	14
3.3. Enquadramento Geológico.....	14
3.3.1. Geologia Regional	14
3.3.2. Evolução tectónica da Bacia do Rovuma	16
3.3.4. Estratigrafia da bacia de Rovuma	18
4.FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	20
4.1.Biomarcadores.....	20
4.2.Classes de Biomarcadores	22

4.3. Ambiente deposicional.....	33
4.4. Técnicas utilizadas para análise de biomarcadores	36
4.4.1. Extração do betume	36
4.4.2. Análise de cromatografia líquida.....	36
4.4.3. Análise de cromatografia gasosa	37
5. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	39
5.1. Hidrocarbonetos saturados e aromáticos.....	46
5.2. Isoprenóides (Pristano e Fitano).....	48
5.3. Hidrocarbonetos Cíclicos	52
6.4. Determinação Paleoambiental	54
7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	55
7.1. Conclusões	55
7.2. Recomendações	56
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	57

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Fluxograma de atividades seguidas para o alcance dos objectivos traçados.....	4
Figura 2. Profundidades amostradas do furo Mecupa-1, para o presente estudo.	7
Figura 3: Furos realizados no Onshore e Offshore da bacia sedimentar do Rovuma. Fonte: INP, 2012.	8
Figura 4: Estratigrafia do furo Mecupa-1. Fonte: INP.....	12
Figura 5: Mapa de localização da área de estudo.	13
Figura 6: Bacias sedimentares ao longo da margem de Moçambique formaram-se durante a extensão e desagregação do leste de Gondwanaland. (Adaptado de Fernandes et al. 2014).....	16
Figura 7: Reconstituição das placas durante a fragmentação do Gondwana. Fonte: ECL e ENH (2000).....	18
Figura 8: Fontes de hidrocarbonetos em situações geológicas , com a evolução da matéria orgânica. Os fósseis geoquímicos representam a primeira fonte de hidrocarbonetos em subsuperfície. A	

degradação de querogênio representa a segunda fonte de hidrocarbonetos. Adaptado de (Tissot & Welt, 1984).	21
Figura 9: Caminhos oxidativo (a) e redutivo (b) a partir de fitol para isoprenóides C_{19} e C_{30} . A diagénese do fitol inicia na presença de oxigénio (a) e na ausência de oxigénio (b). Adaptado de (Tissot & Welt, 1984).	24
Figura 10: Estrutura dos terpanos tricíclicos e tetracíclicos.	25
Figura 11: Estrutura molecular dos isómeros dos hopanos.	26
Figura 12: estrutura molecular dos isómeros dos hopanos estendidos.	27
Figura 13: Estrutura molecular dos isómeros dos Trisnorhopanos.....	28
Figura 14:estrutura molecular dos esteranos regulares.	30
Figura 15:Estrutura molecular dos isômeros dos esteranos regulares.	32
Figura 16: Diferentes ambientes deposicionais adaptado de (Suguio,2003).	35
Figura 17: Equipamentos de cromatografia. A. extrator Dionex™, B. Cromatógrafo líquida e C. Cromatografia líquida.	38
Figura 18:Diagrama ternário das frações alifática, aromática e compostos polares (NSO) das amostras das Formações em estudo.	48
Figura 19:Diagrama binário relacionando as razões $Pr/n-C_{17}$ e $Ph/n-C_{18}$ para as amostras de rochas geradoras analisadas.	50
Figura 20:Diagrama triangular Pr/Ph , Ph/C_{18} e Pr/C_{17} para as formações em estudo adaptado de (Niu et al., 2018).	51
Figura 21:Diagrama de esteranos C_{27}/C_{29} e razão Pr/Ph ilustrando os ambientes deposicionais.	53
Figura 22:Diagrama interpretativo do paleoambiente deposicional das formações em do furo Mecupa-1. A. Ambiente essencialmente marinho, B. Variação de ambientes continental e marinho , C. ambiente transicional entre terrestre e marinho.	54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Estratigrafia da bacia marginal do Rovuma.....	18
Tabela 2: Compilação dos dados de biomarcadores utilizados no presente estudo.....	45
Tabela 3: Percentuais de hidrocarbonetos saturados, aromáticos e compostos NSO e razão de hidrocarbonetos saturados/aromáticos dos extratos de rocha obtidos através da cromatografia líquida preparativa em coluna.....	46

LISTA DE ABREVIATURAS

°C	Graus Celcius
mgHc/grock	Miligrama de hidrocarboneto por grama de rocha
HCl	Ácido Clorídrico
HF	Ácido fluorídrico
MO	Matéria orgânica
H	Hidrogénio
N	Nitrogénio
S	Enxofre
O	Oxigénio
Mesh	Peneiro.

1. INTRODUÇÃO

1.1.Contextualização

Na margem continental Moçambicana existem duas grandes bacias que são as bacias de Rovuma e de Moçambique. Nestas bacias foram efectuados vários trabalhos de pesquisa de hidrocarbonetos, incluindo furos, sísmica e *logs*.

A presença de matéria orgânica (MO) em sedimentos poderá refletir o processo deposicional dinâmico que envolve a produção, deposição, preservação e eventual modificação da MO (Tyson, 1995). Esta MO apresenta um papel importante na reconstituição paleoambiental, permitindo, juntamente com outros fatores, caracterizar o potencial gerador em hidrocarbonetos. Assim, a pesquisa de hidrocarbonetos está relacionada com a caracterização das rochas geradoras que poderão avaliar e diminuir os riscos económicos inerentes a este tipo de pesquisa.

O principal objetivo do estudo de biomarcadores é fazer a reconstrução paleoambiental com recurso a biomarcadores das Formações Geológicas Atravessadas pelo Furo Mecupa-1. No que diz respeito ao estudo de biomarcadores nas bacias marginais de Moçambique, destaca-se o estudo de Loegering & Milkov, 2017, este estudo faz uma correlação entre os hidrocarbonetos e as respectivas rochas geradoras nos campos de Inhassoro, Pande e Temane. Este estudo revela que estes hidrocarbonetos foram gerados principalmente por rochas xistos de origem marinha, com pouca contribuição de gases provenientes de outras fontes. Os gases são relativamente secos (dominados pelo metano).

Por outro lado, para a bacia do Rovuma há que destacar o estudo de Guiliche, 2016, que faz a caracterização da matéria orgânica do furo Mocimboa-1, este estudo mostra igualmente que os hidrocarbonetos deste furo foram gerados por matéria orgânica supermatura de origem marinha (algas) de um ambiente anóxico, possivelmente estes hidrocarbonetos são gerados pelas rochas das unidades do Cretácico superior (Formação de Mifume). Estes estudos demonstram os avanços em estudos de biomarcadores nas bacias sedimentares do país, desta forma, o presente trabalho tem como objetivo a caracterização geoquímica das formações do furo Mecupa-1. O presente estudo visa ampliar o atual conhecimento geoquímico referente à Bacia do Rovuma e suas rochas potencialmente geradoras de petróleo.

Neste estudo, será realizado um estudo cromatográfico abrangente dos betumes extraídos dos xistos argilosos, tendo como alvo a caracterização de diversas classes de compostos orgânicos (*n*-alcanos, isoprenóides, terpanos, esteranos e compostos aromáticos) a fim de determinar a origem da matéria orgânica, sua evolução térmica e características do paleoambiente deposicional.

1.2. Apresentação do problema

Segundo ECL (2000), a identificação dos intervalos com potencial para rochas geradoras de hidrocarbonetos na Bacia do Rovuma baseia-se principalmente em evidências diretas provenientes de dados geoquímicos obtidos nos furos perfurados, complementadas por interpretações tectono-estratigráficas e correlações regionais. Apesar de a Bacia do Rovuma ser amplamente reconhecida pela sua abundância em gás natural, a maioria dos estudos realizados até o momento tem-se concentrado na caracterização de rochas reservatório e na avaliação da produtividade, deixando em segundo plano a compreensão mais profunda das rochas fonte e do ambiente deposicional que controlou sua formação (INP, 2012). Essa lacuna torna-se particularmente relevante porque a análise integrada do sistema petrolífero depende diretamente do conhecimento da origem, tipo e preservação da matéria orgânica.

Assim, surge a necessidade de se realizar uma caracterização detalhada dos principais biomarcadores presentes nas formações atravessadas pelos furos estudados, uma vez que estes compostos são fundamentais para inferir a natureza da matéria orgânica e reconstruir o paleoambiente deposicional. Estudar o ambiente deposicional é essencial porque ele controla a qualidade da rocha geradora, influencia o tipo de matéria orgânica depositada, determina o nível de preservação ao longo do tempo geológico e orienta a interpretação da evolução paleogeográfica e tectono-sedimentar da bacia. Ambientes redutores ou anóxicos, por exemplo, favorecem a preservação de matéria orgânica e aumentam o potencial de geração de hidrocarbonetos, enquanto ambientes mais oxigenados tendem a degradá-la (Mendoza Filho et al., 2012). Além disso, compreender o paleoambiente permite reduzir incertezas exploratórias, melhorar a correlação entre furos e identificar intervalos de maior interesse para futuras investigações.

Dessa forma, o problema central deste estudo reside na ausência de análises aprofundadas sobre os biomarcadores e sobre as condições paleoambientais responsáveis pela deposição das unidades estratigráficas na Bacia do Rovuma. Tal lacuna limita a compreensão integral do sistema petrolífero regional e reforça a necessidade de um estudo que integre geoquímica orgânica e

interpretação paleoambiental para aprimorar o conhecimento sobre o potencial petrolífero da bacia.

1.3.Relevância do Projecto

Sob ponto de vista acadêmico e científico, os traços de biomarcadores são usados para associar hidrocarbonetos às suas rochas de origem e distinguir famílias de petróleo geneticamente correlacionáveis. Por outro lado, os geólogos e geoquímicos usam esses mesmos traços de biomarcadores encontrados em petróleo bruto e suas rochas geradoras e do seu paleoambiente deposicional relacionando-os para revelar a origem estratigráfica e os padrões de migração dos depósitos de petróleo actualmente existentes (Peters et al., 2004).

Sob o ponto de vista de pesquisa de hidrocarbonetos, os biomarcadores permitem avaliar o nível de calor recebido pela matéria orgânica para causar a sua transformação em petróleo, por exemplo: eles fornecem mais detalhes sobre o grau de sua maturidade térmica e o ambiente de origem.

1.4.Objectivos

1.4.1. Objectivo Geral

- ✓ Reconstruir as condições paleoambientais da área 1 da bacia do Rovuma, durante a deposição dos sedimentos da secção Meso-cenozóica atravessada pelo furo Mecupa-1.

1.4.2. Objectivos específicos

- ✓ Identificar os biomarcadores que compõe a matéria orgânica do furo estudo;
- ✓ Analisar as razões de biomarcadores Pristano/Fitano;
- ✓ Avaliar o grau de maturação térmica da matéria orgânica;
- ✓ Reconstruir o paleoambiente deposicional;

2.MATERIAIS E METODOLOGIA

Para o alcance dos objectivos traçados, seguir-se-á uma série de métodos compreendidos desde a pesquisa bibliográfica até a apresentação e discussão dos resultados conforme resumido no fluxograma da figura 1.

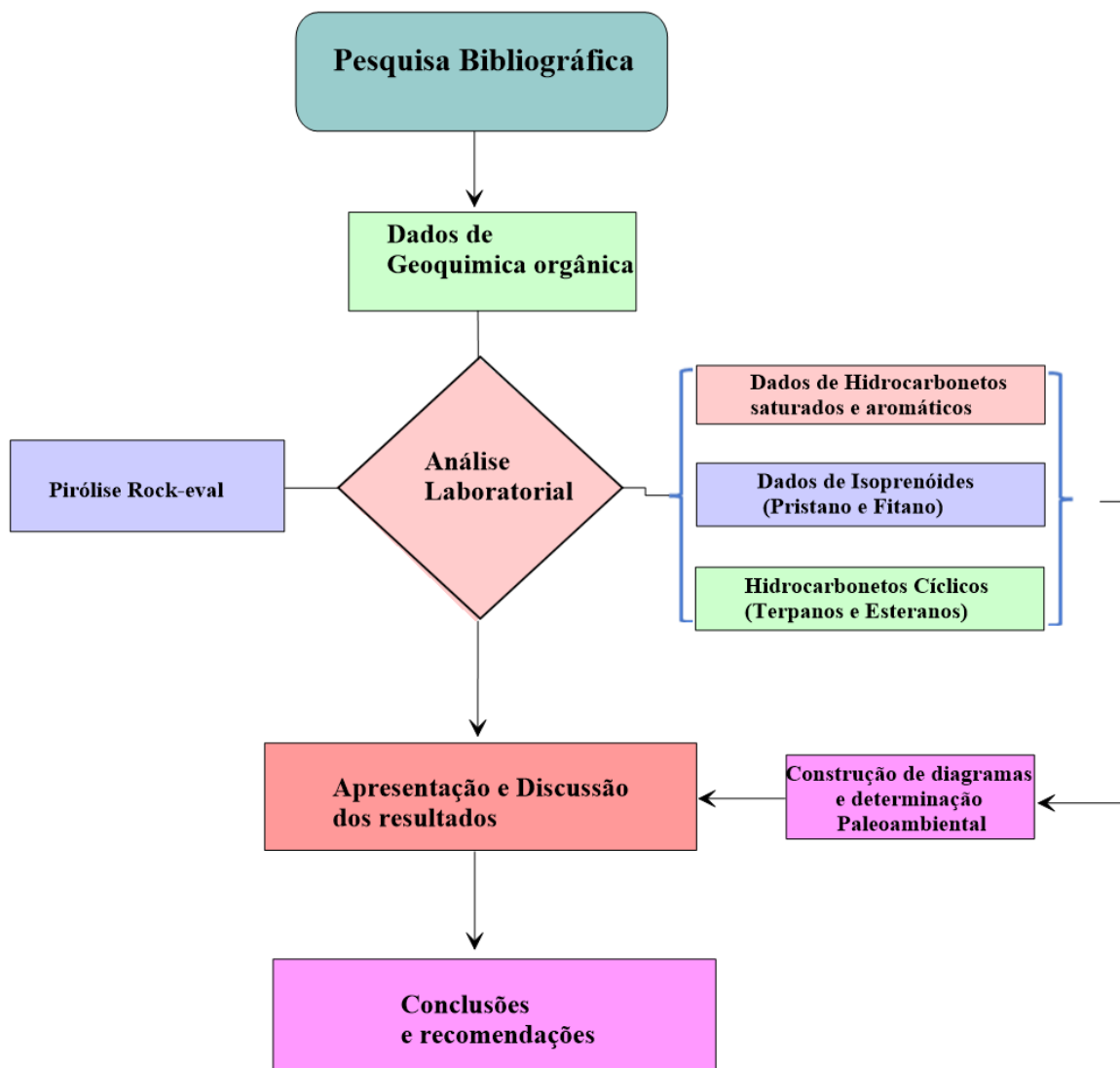


Figura 1: Fluxograma de atividades seguidas para o alcance dos objectivos traçados.

2.1. Pesquisa Bibliográfica

A pesquisa bibliográfica consistiu na consulta bibliográfica de literatura relacionada com fundamentos teóricos da geoquímica orgânica, e estudos paleoambientais com destaque a (Tissot & Welt., 1984), (Mendonça Filho et al., 2012) entre outros, bem como artigos que abordam sobre a área de estudo e maturação térmica do petróleo usando marcadores geológicos (biomarcadores).

Por outro lado, serão também usadas literaturas digitais relacionadas com a maturação térmica, marcadores geológicos, geologia da Bacia do Rovuma e artigos científicos sobre a classificação e procedimentos para a análise dos biomarcadores para interpretação paleoambiental.

2.4. Análise e processamento de dados

A etapa da análise e processamento de dados consiste na fase em que os resultados obtidos nas análises anteriores serão analisados e processados de modo a caracterizar a matéria orgânica em estudo, trazendo informações referentes ao paleoambiente deposicional das formações em estudo. Nesta etapa vários diagramas serão feitos de modo a facilitar a interpretação destes resultados conforme estudos realizados por El Gawad et al., (2021), Góes et al., (2021).

2.5. Determinação paleoambiental

A determinação paleoambiental será realizada com base na análise integrada dos diferentes biomarcadores moleculares.

As etapas da reconstrução incluem:

- **Alcanos Isoprenóides:** serão utilizada para identificar e quantificar biomarcadores diagnósticos, tais como alcanos lineares, isoprenóides (pristano e fitano), hopanos e esteroides, que fornecem informações sobre a origem da matéria orgânica (marinha ou continental), condições redox (oxicidade/anoxicidade), e o tipo de ambiente deposicional (lacustre, deltaico, marinho restrito ou aberto).
- Relações entre compostos específicos, como as razões Pr/Ph (pristano/fitano), C₂₉/C₂₇ esteroides, hopanos aromáticos e outros índices geoquímicos, serão empregadas para inferir:
 - o grau de oxigenação do ambiente deposicional;
 - a salinidade;
 - a influência continental ou marinha;
 - e a presença de processos de bioturbação ou preservação orgânica.

A razão diasteranos/esteranos pode indicar origem anóxica e origem marinha para valores altos e um ambiente lacustre ou marinho deltaico para valores baixos. Estes biomarcadores permitem determinar o grau de maturação da MO, embora o rácio seja diretamente influenciado pela litologia, e caracterizar o ambiente deposicional (Waples & Machihara, 1991).

2.6.Sofwares Usados

Os softwares incluem:

- ✓ **Arcgis (Arcmap):** para processamento de mapas,
- ✓ **Strater 5:** Para elaboração de log sedimentar e ilustrar a distribuição de palinofácies com a profundidade.
- ✓ **Grapher:** para elaboração de gráficos.

2.7.Base de dados

Nesta fase faz-se a colecta e selecção de dados necessários para responder aos objectivos do presente estudo. Os dados utilizados para o desenvolvimento do projecto científico, foram obtidos no Instituto Nacional de Petróleo (INP). O furo Mecupa-1 faz parte dos furos considerados secos realizados no *onshore* da bacia do Rovuma, perfurado e descrito em 1986 pela companhia petrolífera ESSO Exploração Moçambique Limitada com o objectivo de alcançar os arenitos de Albiano – Cenomaniano contendo um total de 4300 m de profundidade. Foi colhido um total de quinze (15) amostras, ao longo de quatro (4) formações conforme ilustra a figura 2.

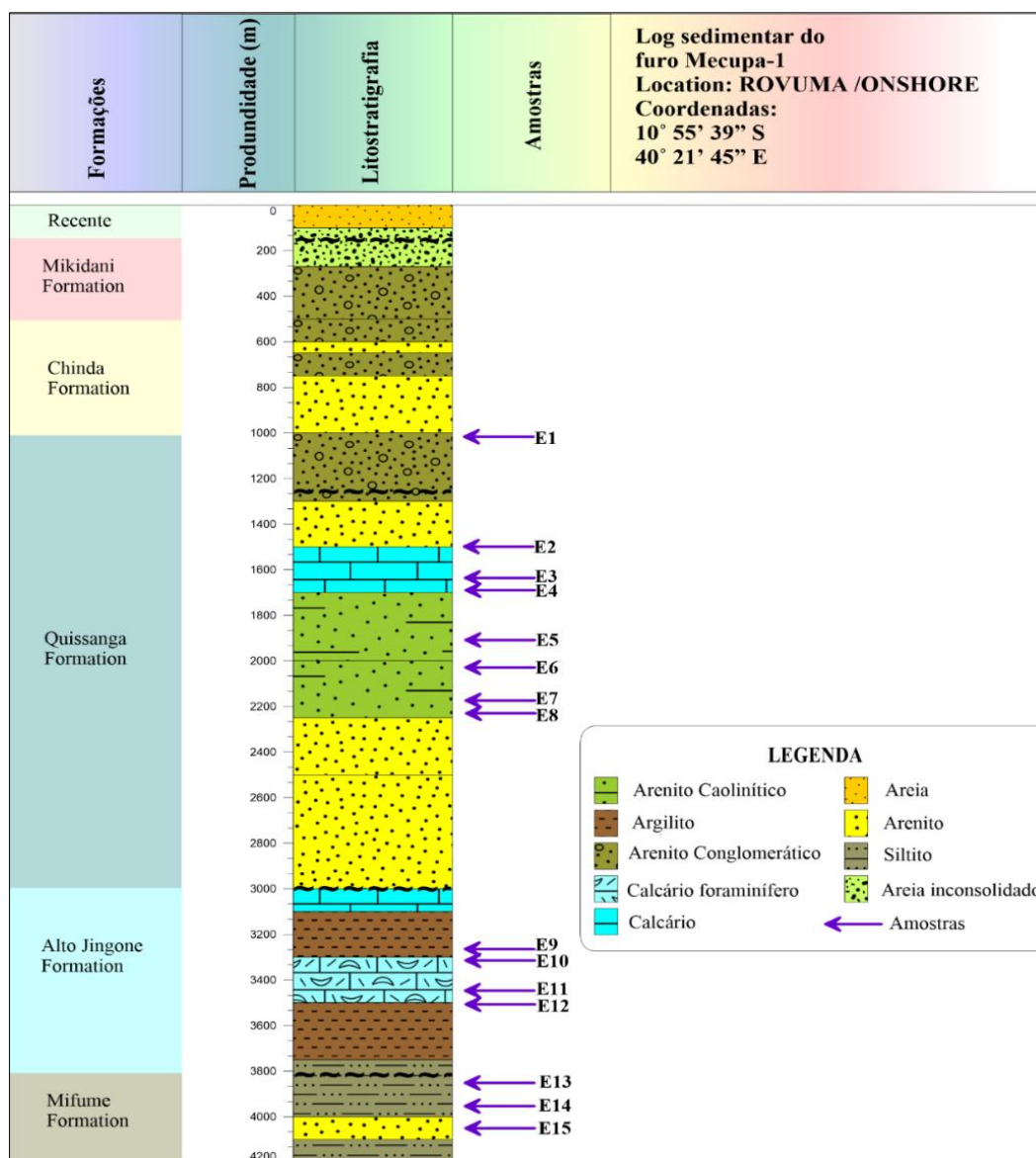


Figura 2. Profundidades amostradas do furo Mecupa-1, para o presente estudo.

Segundo o (INP, 2012), o furo Mecupa-1 é classificado como um dos furos não productivos perfurados na Bacia do Rovuma. Este furo foi perfurado e descrito no ano de 1986 pela empresa ESSO Exploração Moçambique Limitada, como parte dos esforços exploratórios iniciais conduzidos no território moçambicano. O Mecupa-1 insere-se no contexto de dezenas de furos exploratórios realizados ao longo da bacia, abrangendo tanto o ambiente *offshore* quanto o *onshore*.

Embora o Mecupa-1 não tenha identificado acumulações comerciais de hidrocarbonetos, sua perfuração foi de grande importância para a compreensão da estratigrafia local, das características geológicas da sub-superfície e da distribuição de litofácies potenciais. Essas informações contribuíram para a redefinição de modelos geológicos e ajudaram a orientar futuras campanhas de prospecção, mais direcionadas a áreas com maior potencial petrolífero.

A Figura 3 apresenta a localização exata do poço Mecupa-1, em relação aos demais furos executados na Bacia do Rovuma. A visualização dessa figura permite compreender a distribuição espacial dos esforços exploratórios ao longo da bacia, identificando padrões de prospecção, áreas com maior densidade de furos e as zonas estratégicas de interesse geológico.

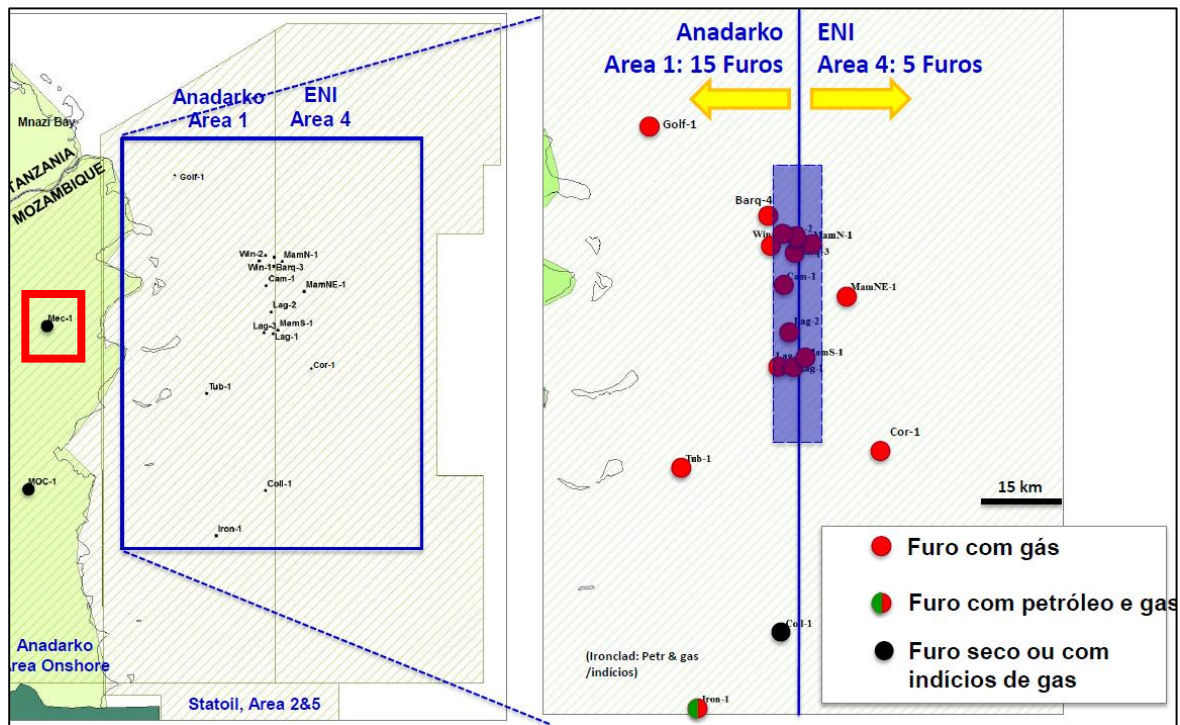


Figura 3: Furos realizados no *Onshore* e *Offshore* da bacia sedimentar do Rovuma. Fonte: INP,2012.

2.7.1.Estratigrafia do Furo Mecupa-1

As unidades atravessadas pelo furo Mecupa-1 são: Formação de Mifume, Formação de Alto Jingone, Formação de Quissanga, Formação de Mikindane e Formação de Chinda e sedimentos recentes (figura 4).

✓ **Formação de Mifume: Cretácico Superior**

Segundo Key et al. (2008), a Formação de Mifume é caracterizada por argilas siltosas esverdeadas, calcoarenitos e camadas intercaladas de calcários, os quais foram identificados ao longo do furo Mecupa-1. A espessura observada varia entre 50 e 100 metros, sendo essa formação representativa de um intervalo transgressivo do Cretácico Superior. Os sedimentos desta formação foram depositados em um ambiente de plataforma marinha aberta, sobre uma inconformidade regional que marca o topo da subjacente Formação de Pemba.

A Formação de Mifume evidencia uma clara variação lateral de fácies, com tendência de mudança de sedimentos costeiros a oeste para sedimentos marinhos mais profundos a leste, refletindo uma paleogeografia dominada por um gradiente de profundidade e influência marinha crescente. Essa transição é acompanhada por um aumento da espessura dos depósitos em direção à porção leste da bacia, indicando maior subsidência e taxa de acomodação sedimentar nessa zona (Key et al. (2008).

O conteúdo litológico e fossilífero dessa formação também sugere condições moderadamente oxigenadas, com potencial presença de microfósseis marinhos e matéria orgânica dispersa, aspectos importantes para a análise de biomarcadores e reconstrução paleoambiental. Além disso, os calcoarenitos e calcários indicam episódios de maior energia deposicional, possivelmente relacionados a tempestades ou variações do nível do mar.

✓ **Formação de Alto Jingone: Paleoceno – Eoceno**

A Formação de Alto Jingone, datada do Paleoceno ao Eoceno, representa uma unidade estratigráfica marcante no furo Mecupa-1, tanto pela sua diversidade litológica quanto pela sua importância paleoambiental. Segundo Smelror et al. (2008), citado por Guiliche (2016), esta formação é composta por uma variedade de rochas sedimentares, incluindo bioclastos, areias de diferentes granulometrias, siltitos carbonáticos, margas, lamitos, calcoarenitos bioturbados, além de nódulos carbonatados e ocorrências locais de gesso ferruginoso.

Do ponto de vista paleontológico, a presença de fósseis marinhos como foraminíferos planctônicos e bentônicos, incluindo o gênero Nummulites, juntamente com fragmentos de outros organismos marinhos, sugere uma deposição em condições marinhas abertas, com elevada produtividade

biológica. A orientação variada desses fósseis nos estratos indica possíveis eventos de retrabalhamento ou influência de correntes marinhas durante a deposição.

De acordo com Key et al. (2008), esta formação foi depositada em um ambiente marinho raso a moderadamente profundo, possivelmente associado à zona de plataforma externa adjacente a recifes ou estruturas carbonatadas. A presença de calcoarenitos bioturbados indica atividade bentônica intensa, o que sugere condições de oxigenação moderada a boa no fundo marinho durante a sedimentação.).

✓ **Formação de Quissanga: Eoceno Médio – Oligoceno**

A Formação de Quissanga, datada do Eoceno Médio ao Oligoceno, representa uma importante unidade da sequência sedimentar registrada no furo Mecupa-1, caracterizada por uma transição marcante de ambientes clásticos para carbonáticos. De acordo com Key et al. (2008), esta formação é composta por uma sequência de arenitos bem selecionados na base, seguidos por calcários micríticos a coralinos no topo, indicando uma evolução ambiental em direção a um sistema marinho raso e estável.

A parte inferior da formação é dominada por um arenito branco de grão médio, bem selecionado e com cimento caulínico, que aparece exposto em afloramentos típicos da região e é frequentemente utilizado como referência estratigráfica. Esta litofácies indica um ambiente de alta energia, provavelmente associado a praias, barras ou ambientes costeiros com influência de ondas e marés. Sobrepondo-se a esses arenitos, ocorrem calcários micríticos e calcários com fragmentos coralinos, sugerindo um ambiente de plataforma carbonatada rasa, com baixa profundidade, boa oxigenação e condições favoráveis à precipitação de carbonato de cálcio. A presença de estruturas típicas de recifes, como bioclastos e micritos, indica uma provável colonização por organismos bentônicos, incluindo corais e algas calcárias, reforçando a ideia de um ambiente tropical a subtropical durante o tempo de deposição.

Os sedimentos da Formação de Quissanga refletem uma fase de estabilidade tectônica relativa, marcada por condições marinhas calmas, que favoreceram o desenvolvimento de sistemas carbonatados. Essa transição da litologia clástica para a carbonática indica uma regressão local ou transgressão limitada, possivelmente associada a ciclos eustáticos globais ocorridos durante o final do Paleógeno.

✓ **Formação de Mikindane: Neogénio**

Segundo Key et al., (2008), esta formação está distribuída em toda parte *Onshore* da bacia, a Oeste da bacia a formação é representada pelas areias vermelhas continentais que constitui a parte superior do sistema do Delta do Rovuma, os depósitos do Oligoceno são identificados dentro da Bacia em dois tipos de fácies, sendo: sedimentos marinhos de águas pouco profunda de idade Oligoceno, frequentes na parte Sul da bacia e sedimentos deltáicos do Oligoceno frequentes na parte Norte e Centro da bacia onde estes foram interceptados pelo Furo Mocimboa-1, Mecupa-1 e M’Nazi Bay-1 (Tanzânia). A sequência ocorre com intercalação de argilitos e arenitos com estratificação deltáica típica, o Oligoceno, juntamente com os depósitos de idade de Mioceno e Plioceno, forma um complexo deltáico único do paleodelta do Rio Rovuma, que também pode ser identificado nas áreas vizinhas da Tanzânia.

Em geral esta formação pode ser subdividida em duas partes: uma unidade inferior compreendendo arenitos com camadas de conglomerados basais, e outra superior mais espessa, geralmente arenosa (Key et al., 2008).

✓ **Formação de Chinda: Neogénio**

Segundo Key et al., (2008), esta formação parece estar coberta pela Formação de Mikindane, possivelmente de algum modo equivalente em idade a Formação Mikindane, embora não haja evidência fóssil directa, esta consiste em arenitos com clastos de argilitos cauliniticos, sendo arenito de grão fino a médio, bem cimentado e localmente oxidado apresentando manchas avermelhadas a amareladas em arenitos de grão fino.

A formação é composta por sedimentos aluvionais depositados durante o levantamento crustal do Neogénio, parcialmente contém lateralmente fácies equivalentes a formação de Mikindane, o conteúdo de feldspato aparenta uma alteração moderada in-situ, resultando em caulinites redepositadas durante a diagénese em águas ácidas (Key et al., 2008).

Aplicação de Biomarcadores no Estudo Paleoambiental das Formações Geológicas Atravessadas pelo Furo Mecupa-1

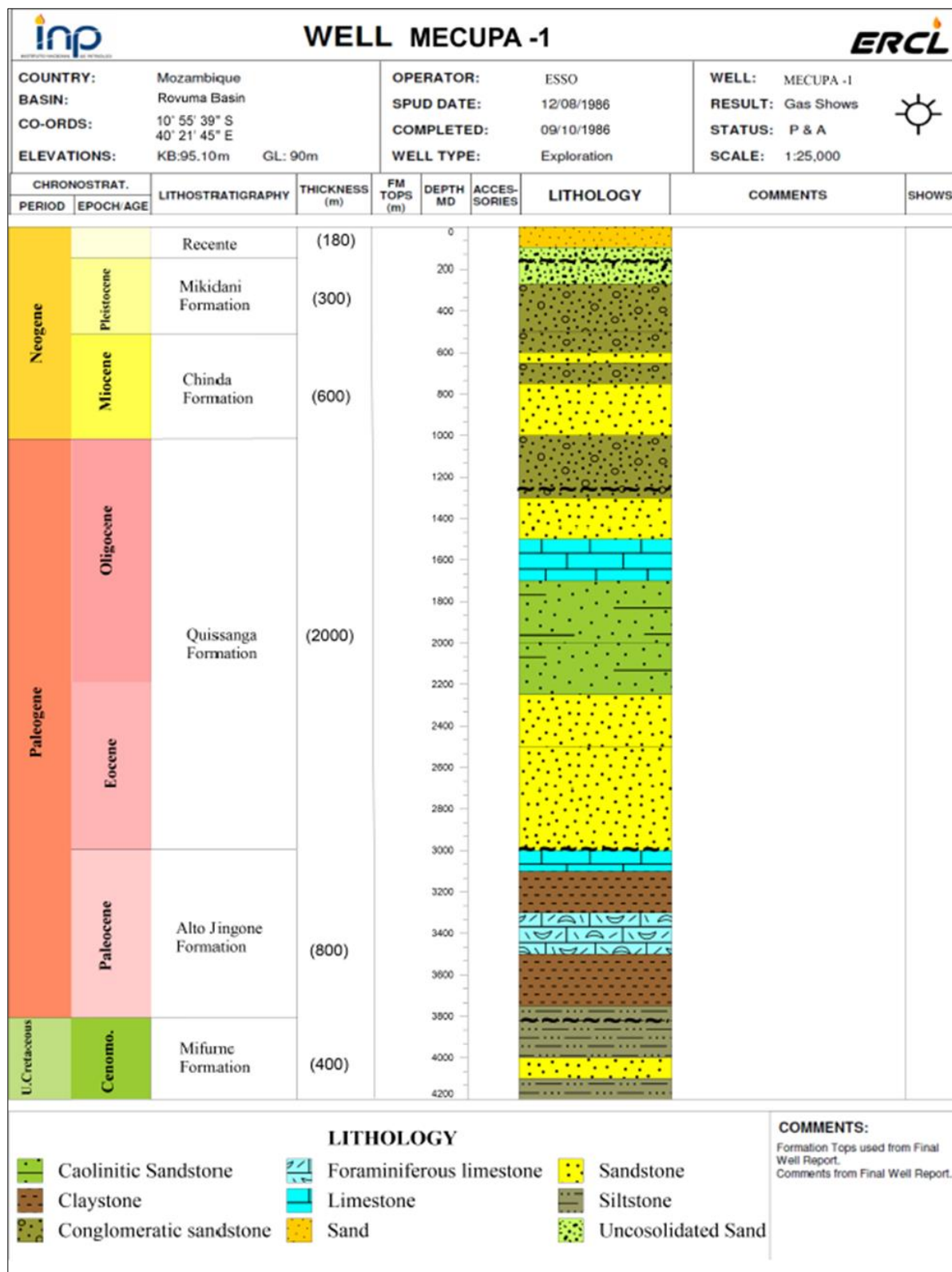


Figura 4: Estratigrafia do furo Mecupa-1. Fonte: INP.

3.ENQUADRAMENTO DA BACIA

3.1.Localização Geográfica do Furo Mecupa-1

De acordo com o ECL (2000), o Furo Mecupa-1, localiza-se na zona NE de Rovuma, Província de Cabo Delgado, na zona centro-sul do distrito de Distrito de Palma. O distrito de Palma é limitado a Oeste pelo Oceano Índico a sul pelos distritos de Nangade e Mocimboa da Praia, com as seguintes coordenadas geográficas: Latitude = $40^{\circ}16'47.9''$ E e Longitude = $11^{\circ}26'13.09''$ S (conforme ilustrado no mapa da Figura 6).

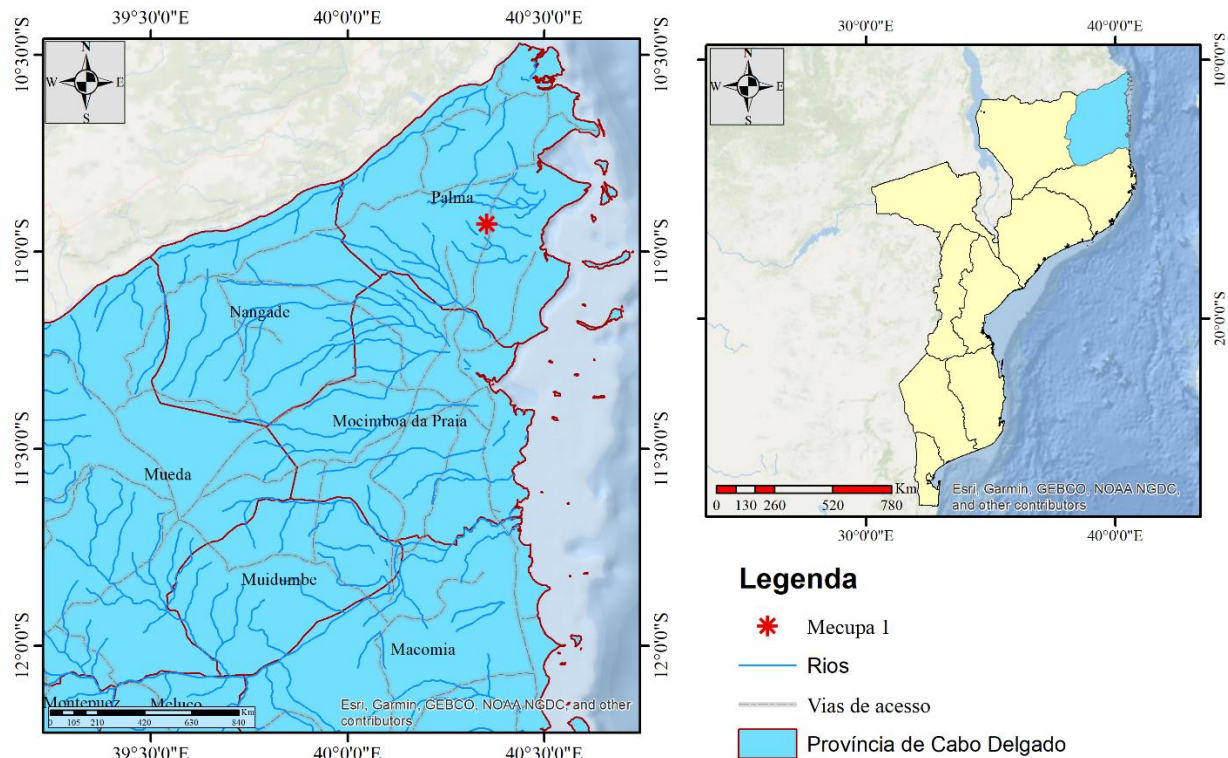


Figura 5:Mapa de localização da área de estudo.

3.2. Clima e Relevo

A região de estudo apresenta um clima sub-húmido seco, onde a precipitação média anual varia entre 800 e 1000 mm e a temperatura média durante o período de crescimento das culturas excede os 25°C (24 a 26°C). A evapotranspiração potencial é da ordem dos 1400 a 1600 mm (MAE, 2005). As planícies costeiras na região são dissecadas por alguns rios que correm da costa para o interior, que gradualmente passa para um relevo mais dissecado com encostas mais íngremes intermédias, da zona planáltica de transição para zona litoral. (MAE, 2005). A região caracterizada pelos seus solos arenosos, lavados a moderadamente lavados, predominantemente amarelos a castanho-acinzentados, quer seja os da cobertura arenosa do interior.

3.3. Enquadramento Geológico

A geologia da região costeira moçambicana é marcada por uma diversidade de formações resultantes de processos tectónicos associados à fragmentação do supercontinente Gondwana e à subsequente abertura do Oceano Índico. Esse contexto geológico deu origem a um conjunto de bacias sedimentares ao longo da margem continental do sudeste africano, que se estende por cerca de 2.300 km. Essas bacias armazenam registros importantes da evolução geodinâmica da região e apresentam elevado potencial em recursos naturais. Dentre elas, destaca-se a Bacia do Rovuma, situada no extremo nordeste, a qual constitui a área de interesse do presente estudo.

3.3.1. Geologia Regional

A costa moçambicana estende-se por aproximadamente 2.300 km ao longo da margem continental do sudeste africano, abrangendo um sistema complexo de bacias sedimentares que se desenvolveram em resposta à fragmentação do supercontinente Gondwana e à abertura do Oceano Índico. Entre as principais bacias sedimentares que se formaram nesta margem destacam-se a Bacia de Moçambique, localizada nas regiões Centro e Sul do país, e a Bacia do Rovuma, situada no extremo nordeste, que constitui o foco do presente estudo (ver Figura 3).

A Bacia do Rovuma localiza-se na fronteira entre Moçambique e a Tanzânia, estendendo-se tanto em terra firme (*onshore*) quanto na plataforma continental (*offshore*) de ambos os países. A área total estimada da bacia é de aproximadamente 29.500 km², dos quais cerca de 23.800 km² se encontram em território moçambicano (Carneiro & Alberto, 2014). A sua largura atinge até 150 km, com uma extensão longitudinal que pode ultrapassar os 400 km.

A evolução geológica da Bacia do Rovuma está diretamente relacionada com os processos tectônicos associados à ruptura da Gondwana, iniciados por volta de 165 milhões de anos atrás (Ma), durante o Jurássico Inferior. Esta ruptura levou à abertura da Bacia da Somália Ocidental e ao desenvolvimento de falhas extensivas ao longo da Zona de Fratura de Davie. Esta zona desempenhou um papel fundamental na formação de uma fossa tectônica (rifte), que posteriormente foi preenchida por espessas sucessões sedimentares.

Durante o Cretáceo Superior, formou-se o Delta do Rovuma, com espessos depósitos clásticos que recobriram os sistemas falhados mais antigos. O tectonismo continuou durante o Cenozoico, em especial no Mioceno, com a reativação de falhas normais e a formação de blocos inclinados que deram origem a cinturões de impulso (thrust belts) em águas profundas. Esta deformação tardia está associada à atividade do sistema de rifteamento da África Oriental, incluindo o Graben de Kerimbas e outros elementos estruturais do sistema de rifte costeiro.

A espessura total da coluna sedimentar na Bacia do Rovuma pode atingir até 10 km na região do delta e cerca de 5 a 8 km nas áreas do sul da bacia. Os sedimentos são predominantemente compostos por arenitos, siltitos e argilitos, intercalados com camadas de carvão e materiais orgânicos que atuam como importantes rochas geradoras (*source rocks*), reservatórios e selos (*seals*) no contexto petrolífero. Estas características tornam a Bacia do Rovuma uma das regiões mais promissoras de Moçambique no que diz respeito ao potencial de hidrocarbonetos, especialmente gás natural.

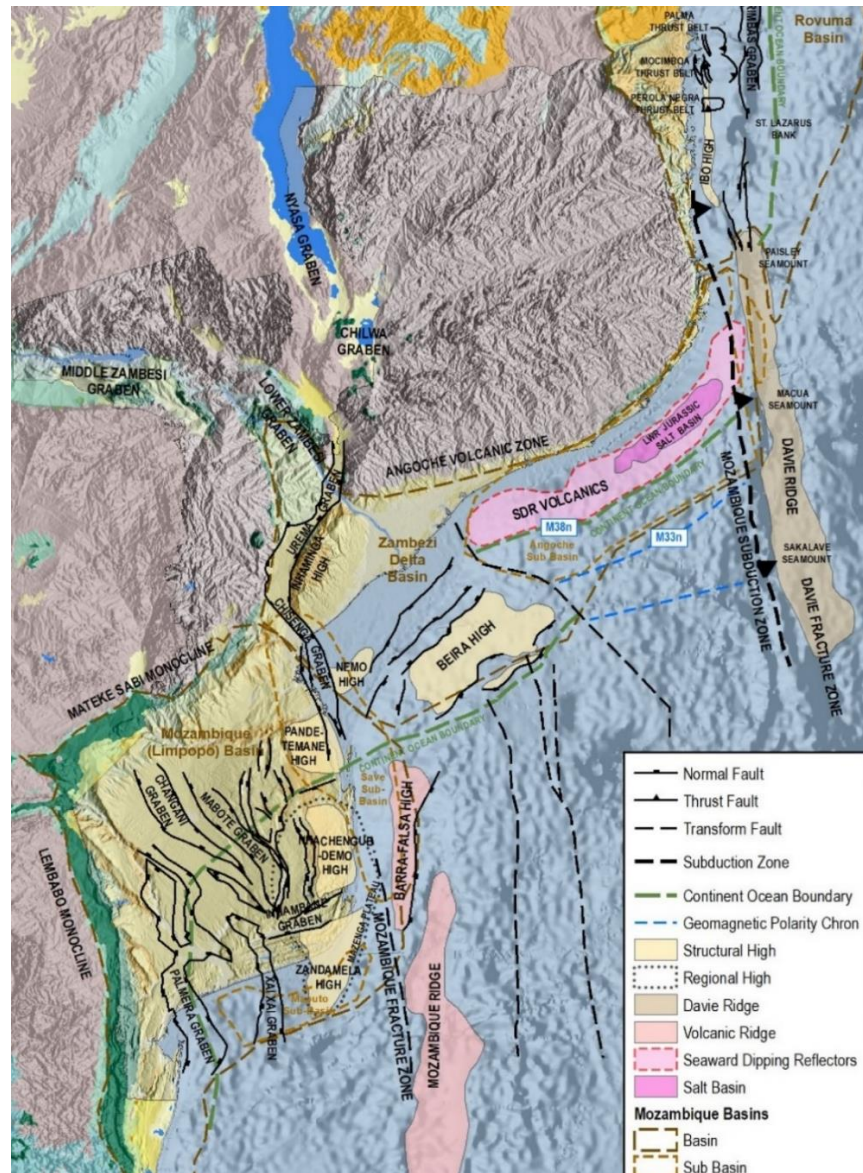


Figura 6: Bacias sedimentares ao longo da margem de Moçambique formaram-se durante a extensão e desagregação do leste de Gondwanaland. (Adaptado de Fernandes et al. 2014).

3.3.2. Evolução tectónica da Bacia do Rovuma

O desenvolvimento estratigráfico da Bacia do Rovuma, está directamente relacionada a fragmentação progressiva do Gondwana Oeste (ECL, 2000), e tectonismo intracontinental cenozóico associados ao sistema de Rift da África oriental (Salman Abdula, 1995;). Contudo a sequência estratigráfica completa ainda não foi perfurada na parte Sul da Bacia sendo inferida com base na estratigrafia da Tanzânia e na reconstrução de placas tectónicas, adicionalmente alguns

trabalhos foram feitos com base na geologia de afloramento segundo Salman e abdula 1995, são reconhecidas 3 fases principais: **Fragmentação, estabilização e rifting**.

✓ **Período de fragmentação**

ocorreu entre o Jurássico Médio (157,6 Ma) e o Cretácico Inferior (118 Ma), sendo marcado pela formação de dois grandes blocos no Continente de Gondwana o bloco ocidental (África e América do Sul) e o bloco oriental (Madagáscar, Antártica, Índia, Seychelles e Austrália), culminando com desenvolvimento do fundo oceânico na Bacia da Somália e na formação do Canal de Moçambique. Neste período, ocorreu também a primeira transgressão marinha acumulando depósitos sedimentares marinhos e continentais. No Cretácico inferior e médio, eventos tectônicos geraram *grabens* separados por *horsts* e, subsidência em certas porções da margem continental (Caetano, 2014).

✓ **Período de Estabilização**

ocorreu entre o Cretácico inferior (118 Ma) e o fim do Eocénico (35 Ma), sendo caracterizado por uma expressiva transgressão marinha que durou cerca de 8 Ma, depositando mais sedimentos marinhos do que continentais. O aprofundamento dos *grabens* anteriormente mencionados encerrou no Maastrichtiano, acomodando sequências espessas de sedimentos marinhos (Caetano, 2014).

✓ **Período de Rifting**

ocorreu entre o fim do Eocénico (35 Ma) e o recente, relacionando-se com o desenvolvimento do Sistema de Rift-Este Africano. É constituído por um ciclo de regressão marinha de escala regional causada por um grande fluxo de sedimentos continentais em direcção ao interior da bacia, culminando com o desenvolvimento dos deltas do Zambeze e do Limpopo. Após a regressão Oligocénica, a bacia experimentou uma subida relativa do nível do mar que culminou com uma transgressão marinha, resultando na deposição de sedimentos carbonatados (calcários, calcarenitos e calcários arenosos) no Mioceno. O Plioceno foi caracterizado por uma intensa regressão marinha dominada por dunas continentais (Caetano, 2014).

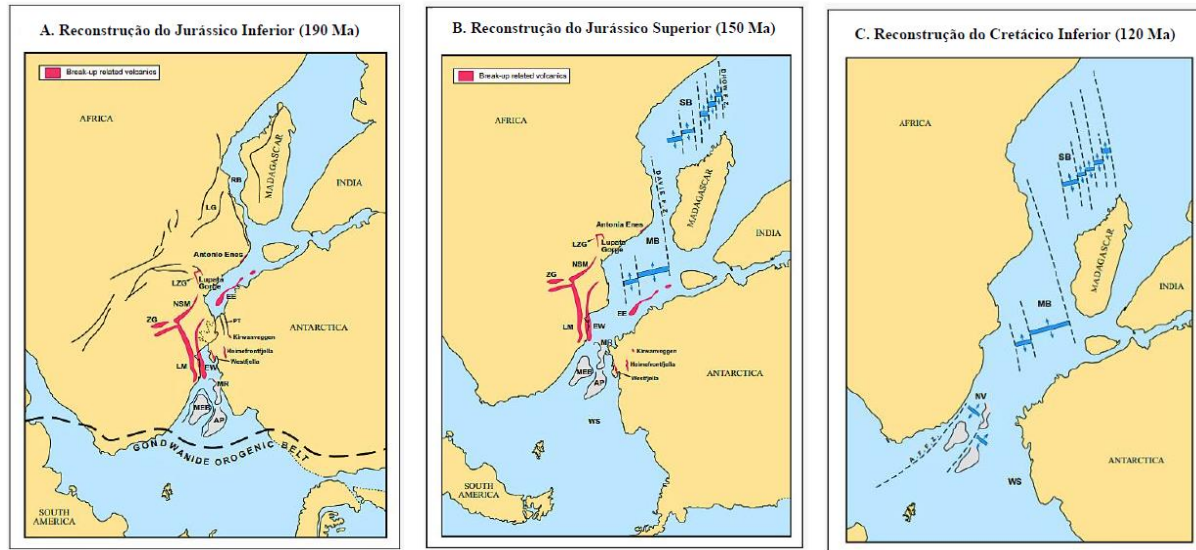


Figura 7:Reconstituição das placas durante a fragmentação do Gondwana. Fonte: ECL e ENH (2000).

3.3.4. Estratigrafia da bacia de Rovuma

Este trabalho segue a litoestratigrafia estabelecida por Key et al (2008). Apresentado em forma resumida por Carneiro & Alberto, (2014), (tabela 1 e Anexo 1). Os sedimentos mais antigos da Bacia do Rovuma foram depositados no Jurássico sobre o Supergrupo de Karoo, em quanto que as formações sedimentares recentes correspondem a depósitos deltaicos do Rio Rovuma.

Tabela 1: Estratigrafia da bacia marginal do Rovuma. Fonte: Key et al (2008).

Formação	Período	Lithologia	Espessura e distribuição geográfica
Fm. Mikindane	Oligoceno a Pleistoceno	Areias inconsolidadas e lentes de arenito e conglomerados	100 m de espessura em afloramentos , mais Key et al (2008) indica 675 m .A maior parte aflora a Norte da Bacia do Rovuma.
Fm. Chinda	Neogenio	Arenitos de grão fino a médio, Bem cimentados.	Aflora na região de Quissanga e em algumas zonas a sul de Pemba
Fm. Quissanga	Eoceno	Arenitos de grão médio com cimento caulonítico, sobrepostos por calcários fossilíferos.	30 m de espessura em afloramentos, mas Key e tal. (2008) Aflora na maior parte da região de Quissanga e um pouco a Sul de Pemba.
Fm. Alto Jingone	Paleogeno superior a Medio	Matéria bioclastico interbandado, variedades de níveis de arenitos, calcário, marga, argilitos, com	200 m de espessura a Oeste de Pemba, com espessura aumentando em direção a Este. O

Aplicação de Biomarcadores no Estudo Paleoambiental das Formações Geológicas Atravessadas pelo Furo Mecupa-1

		variedades de outros componentes como fósseis, nódulos de calcários e foraminíferos.	afloramento mais significativo desta Formação encontra-se entre Macomia e Quissanga e um pouco a sul de Pemba.
Fm. Mifume	Cretácico Superior (Cenomaniano – Maastrichtiano)	Marga e argilitos carbonáticos intercalados com arenitos com mais de 70 cm de espessura.	Espessura varia de 50 a 100 m em afloramentos, mas Key e tal. (2008) indica 810 m
Fm. Macomia	Cretácico inferior (Albiano-Alpiano)	Arenitos e conglomerados de grão grosso a Médio	A espessura varia de 80 a 300 m, mas nos afloramentos de Mueda a espessura chega a 500 m. Aflora ao longo do limite Este da Bacia especialmente de Mueda para Nangade
Fm. Pemba	Jurássico Superior a Cretácico Inferior	CPMR- arenitos intercalados com argilitos e siltitos. CRPC- Unidade intermédia – arenito é predominante com uma espessura de 10 cm a 1m.	A espessura não é conhecida, mas aumenta em direcção a <i>Offshore</i> , onde pode chegar até 100 de metros de espessura. A flora na sua maior parte Sul de Macomia (a aflora na maioria a unidade Superior)
Fm de N'Gapa	Triássico superior a jurássico Inferior	Arenitos e conglomerados com grão médio a grosso, com matriz siliciosa.	A espessura não está bem definida, mas na região de N'Gapa é cerca de 100 m. Ocorre as muitas vezes de forma restrita limitada em zonas de falhas na bacia
Fm Rio Mecole	Triássico superior a jurássico Inferior	Conglomerados siliciclasticos vermelhos, com lentes de areia e cascalho	A espessura não está bem definida, mas não excede 100 m. Ocorre as muitas vezes de forma restrita limitada em zonas de falhas na bacia

4.FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1.Biomarcadores

No estudo da geoquímica orgânica, os biomarcadores desempenham um papel fundamental na caracterização de ambientes deposicionais e na avaliação do potencial gerador de hidrocarbonetos de uma rocha. Esses compostos são derivados de materiais biológicos e preservam, em sua estrutura, informações valiosas sobre a origem da matéria orgânica, o ambiente redox de deposição, o nível de maturação térmica e os processos pós-deposicionais. Através da análise detalhada dos biomarcadores, é possível reconstruir condições paleoambientais e avaliar o estágio de evolução térmica da matéria orgânica presente nos sedimentos (figura 8).

O processo de diagénese resulta em duas frações orgânicas principais: o querogênio e algumas moléculas lipídicas livres, incluindo hidrocarbonetos. Estas moléculas são sintetizadas por organismos vivos e aprisionadas nos sedimentos, geralmente sem alterações significativas. Os biomarcadores, nesse contexto, são compostos orgânicos específicos com peso molecular relativamente elevado que resistem aos processos de degradação e podem ser considerados moléculas fósseis ou fósseis geoquímicos (Tissot & Welte, 1984).

O termo biomarcadores foi introduzido por Seifert & Moldowan (1981), sendo utilizado na identificação dos indicadores biológicos. Estes são compostos orgânicos moleculares que podem ser encontrados em sedimentos, betume ou petróleo e que não sofreram alterações significativas na estrutura base que apresentavam no organismo, apesar dos processos biológicos e geoquímicos a que foram submetidos (Peters et al., 2005).

O estudo dos biomarcadores é um fator importante para determinar a origem e a maturação da MO, inferir acerca do ambiente sedimentar e dos paleoambientes deposicionais e ainda correlacionar os hidrocarbonetos com a rocha geradora, os quais podem ser analisados utilizando cromatografia gasosa acoplada a um espectrómetro de massa. (Cristina et al., 2015)

O número de biomarcadores tem crescido nas últimas décadas com o aumento e desenvolvimento das técnicas analíticas de detecção e identificação dos compostos orgânicos.

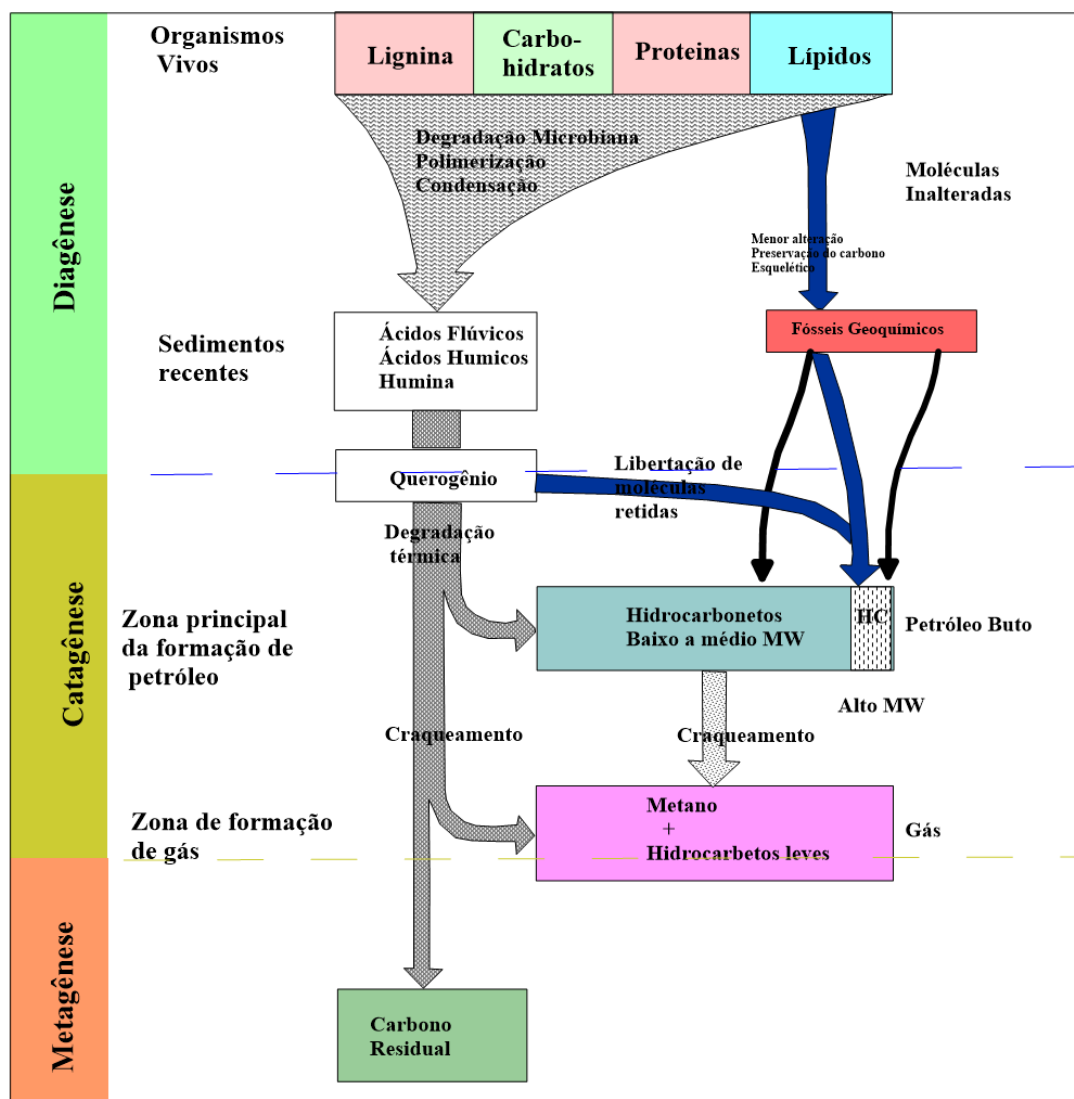


Figura 8: Fontes de hidrocarbonetos em situações geológicas, com a evolução da matéria orgânica. Os fósseis geoquímicos representam a primeira fonte de hidrocarbonetos em subsuperfície. A degradação de querogênio representa a segunda fonte de hidrocarbonetos. Adaptado de (Tissot & Welt, 1984).

Os biomarcadores são compostos orgânicos específicos utilizados na avaliação das fontes genéticas de matéria orgânica betuminosa derivada de precursores bioquímicos através de processos de alteração principalmente redutores, mas também oxidativos, com estruturas químicas que podem ser relacionadas com os seus compostos precursores na biota contemporânea ou extinta (Tissot e Welte, 1984).

Estes compostos estão presentes tanto em petróleos como em extratos de rochas de origem, fornecem um método para relacionar os dois e podem ser usados para interpretar as características das rochas fonte de petróleo quando apenas óleos estão disponíveis (Grimalt et al., 2002). Além

disso, os biomarcadores podem fornecer informações sobre os materiais de origem orgânica, as condições ambientais durante a sua deposição, a maturidade térmica experimentada por uma rocha ou petróleo e o grau de biodegradação (El-gayar et al., 2002). Informações valiosas sobre litologia, idade, grau de biodegradação, maturidade térmica da rocha fonte, ambiente deposicional e fonte de matéria orgânica sedimentar em petróleos e suas rochas de origem são obtidas a partir deles (Peters et al., 2005).

4.2. Classes de Biomarcadores

Os grupos de biomarcadores mais estudados podem ser divididos em acíclicos (*n* – alcanos, com destaque aos isoprenóides – pristano e fitano), cíclicos (esteranos e terpanos) e aromáticos (esteranos aromáticos e fenantrenos).

De uma forma geral os biomarcadores maioritariamente usados no estudo das rochas geradoras são os hidrocarbonetos saturados, a seguir descritos (Mendonça Filho et al., 2012)

4.2.1. Alcanos

Constituem uma série de compostos que contêm apenas C e H. Os alcanos que apresentam um arranjo linear de átomos de C são chamados de alcanos normais (*n*-alcanos), ao passo que os de cadeia ramificada ou cíclicos são denominados *iso* ou *ciclo* alcanos (Mendonça et al., 2012).

4.2.1.1. *n*-alcanos (nC_{15} , nC_{17} , nC_{19} , nC_{25} , nC_{27} , nC_{29} e nC_{31})

Correspondem a hidrocarbonetos de cadeia aberta (alifática). E estes compostos são saturados, ou seja, apresentam ligações covalentes simples entre os átomos de carbono. Ocorrem frequentemente num grande número de organismos e plantas e permitem assim determinar a sua origem (Tissot & Welte, 1984). Os *n*-alcanos de origem continental são detetados com uma predominância de *n*-alcanos com massa molecular mais alta (C_{25} até C_{33}), ao passo que a MO de origem algal resulta num predomínio de *n*-alcanos de massa molecular mais baixa (C_{15} até C_{17}) (Waples & Machihara, 1991 citado por Cristina et al., 2015).

Para avaliar a origem da MO e a sua maturação térmica é utilizado o índice preferencial de carbono (IPC), que se baseia no coeficiente de *n*-alcanos com número ímpar e par de átomos de C (Tissot & Welt, 1984). Se o valor de IPC variar entre 4 e 7, a MO tem origem em plantas terrestres, ao passo que valores inferiores a 1 indicam uma origem marinha da MO. Valores próximos de um 1

para IPC são normalmente associados a possíveis contaminações por hidrocarbonetos e ou a maturação (Peters et al., 2005).

4.2.1.2. Alcanos isoprenóides acíclicos

Os isoprenóides Pristano (*Pr*) e Fitano (*Ph*), correspondem a hidrocarbonetos de cadeia ramificada, derivado na cadeia fitol da molécula de clorofila (Peters et al., 2005). Estes biomarcadores estão presentes em todos os organismos vivos apresentando-se, no entanto, em elevado número nos organismos vegetais.

Na geosfera, o pristano (*Pr*) e o fitano (*Ph*) correspondem aos alcanos isoprenóides mais comuns. A relação entre o *Pr* e o *Ph* permite determinar condições redox de deposição: o *Pr* está associado a condições óxicas ($Pr/Ph > 1$), ao passo que o *Ph* está relacionado com condições redutoras ($Pr/Ph < 1$) sendo, geralmente, encontrado em condições superiores ao *Pr* em meio marinho (Cripps, 1989).

A origem de isoprenóides esta relacionada a incorporação de fitol da clorofila em sedimentos: em um ambiente muito redutor, o fitol é rapidamente hidrogenado em dihidrofitol, seguido por uma subsequente redução em hidrocarboneto (fitano). Em um ambiente normal oxigenado, a oxidação em ácido fitânico é seguida por processos de descarboxilação (pristano) ou fragmentação (isoprenóides $< C_{19}$). De acordo com o caráter mais ou menos redutor do ambiente local, o fitano ou pristano podem ser predominantes (Figura 9).

Por outro lado, experiências laboratoriais de hidrogenólise da clorofila a alta pressão e alta temperatura, confirmaram que isoprenóides saturados, pristano e fitano, podem ser produzidos a partir da cadeia filila. O aquecimento direto de fitol puro resultou em C_{20} , C_{19} , C_{18} , C_{15} , C_{19} e, possivelmente, isoprenóides saturados de C_{14} , além de algumas olefinas.

Os isoprenóides de baixo peso molecular ($< C_{19}$) podem também ser derivados de moléculas naturais com 15 átomos de carbono, ou seja, sesquiterpenos acíclicos como o farnesol e hidrocarbonetos associados. O problema é diferente com isoprenóides de C_{20} a C_{25} , que não são suscetíveis de ter origem em fitol. Além disso, a estrutura dos isoprenóides C_{21} e C_{25} permitiu a eliminar a possibilidade de uma origem do esqualeno ou licopeno. Ele sugere que um processo comparável pode levar de fitol a isoprenóides C_{15} - C_{20} e de moléculas naturais com 25 átomos de carbono (sesterterpenos) a isoprenóides C_{19} - C_{25} . Alguns álcoois sesterterpenóides são conhecidos

a partir de fungos, folhas e cera de insetos, e a mesma estrutura foi encontrada em derivados de furano e ubiquinona.

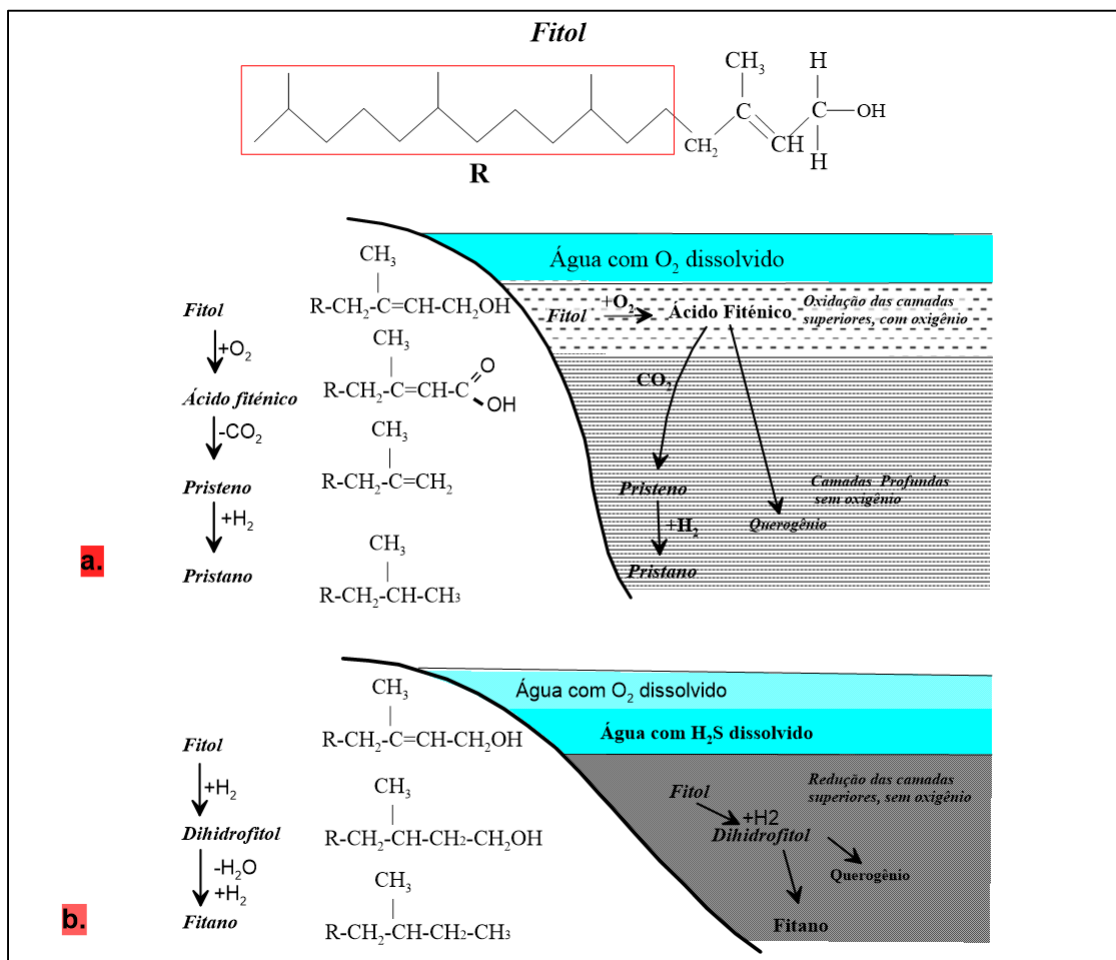


Figura 9: Caminhos oxidativo (a) e redutivo (b) a partir de fitol para isoprenóides C_{19} e C_{30} . A diagênese do fitol inicia na presença de oxigênio (a) e na ausência de oxigênio (b). Adaptado de (Tissot & Welt, 1984).

A cadeia lateral do fitol da clorofila é uma fonte generalizada de estruturas isoprenóides na biosfera. A estereoquímica de isoprenóides $< C_{20}$ e ácidos relacionados em sedimentos é compatível com uma origem da cadeia fitil da clorofila (Maxwell et al., 1972 citado por Tissot & Welt, 1984).

Os animais, particularmente o zooplâncton, alimentam-se de plantas e parecem capazes de produzir vários hidrocarbonetos isoprenóides saturados ou insaturados a partir da cadeia fitila, como prova a ocorrência destas moléculas no zooplâncton. Este caminho pode ser uma forma de introdução direta de isoprenóides com 20 ou menos átomos de carbono nos sedimentos.

4.2.1. Terpanos

São compostos derivados principalmente de lipídios que constituem a membrana celular de organismos procariontes (bactérias), incluem diversas classes de compostos incluindo os bicíclicos, tricíclicos, tetracíclicos e pentacíclicos (Krevelen, 1991).

Ocorrem em petróleo e extratos de sedimentos, derivando, geralmente, de precursores bacterianos e resistindo facilmente à degradação térmica e biodegradação. Considerando o número de anéis, os terpanos podem ser agrupado em terpanos tricíclicos, tetracíclicos e pentacíclicos (Mendonça et al., 2010).

Relativamente aos terpanos tricíclicos, derivam de precursores bacterianos e são, geralmente, resistentes à degradação térmica (Waples & Machihara, 1990). Quanto aos terpanos tetracíclicos, formam-se a partir da degradação de triterpanos pentacíclicos, como os hopanos (Aquino Neto et al., 1983) ou precursores de plantas superiores (Mello, 1988) e permitem correlacionar hidrocarbonetos não-bio degradados e hidrocarbonetos bio degradados, inferindo acerca da maturação destes (Waples & Machihara, 1990). Dentro do grupo dos terpanos podem ainda ser distinguidos os hopanóides (hopanos) e os não hopanóides (gamacerano) figura 7.

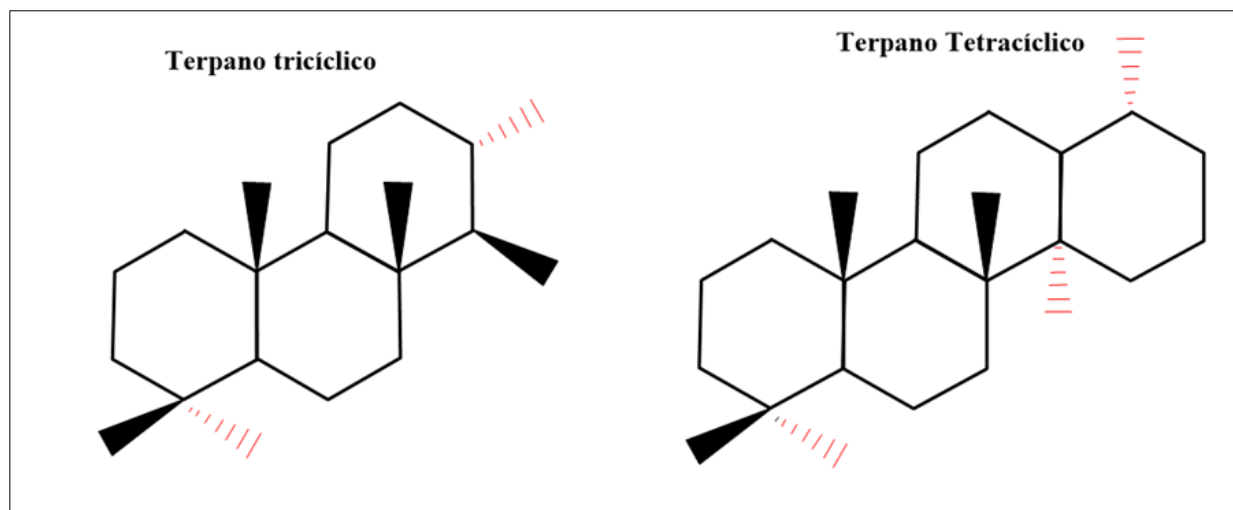


Figura 10: Estrutura dos terpanos tricíclicos e tetracíclicos.

4.2.2.Hopanos

Os hopanos são biomarcadores presentes em rochas geradoras de petróleo resultantes, em geral, de membranas celulares de organismos procarióticos (como bactérias e algas azuis) e permitem determinar o grau de maturação da MO (Waples & Machihara, 1990).

4.2.2.1.C₂₉ e C₃₀ hopanos

Os compostos C₂₉ e C₃₀ 17(α) 21(β) hopanos são os terpanos mais abundantes na maioria dos extratos de rocha e petróleos, sendo o primeiro conhecido também como norhopano. A razão C₂₉/C₃₀ hopano é geralmente empregada como indicador paleoambiental e de litologia (figura 8). Valores elevados dessa razão são frequentemente associados a óleos e extratos de rochas geradoras carbonáticas e evaporíticas. Entretanto, proporções elevadas de norhopano também foram relatadas em rochas ricas em matéria orgânica terrestre incluindo carvões (Waples & Machihara, 1991 citado por Krevelen, 1991).

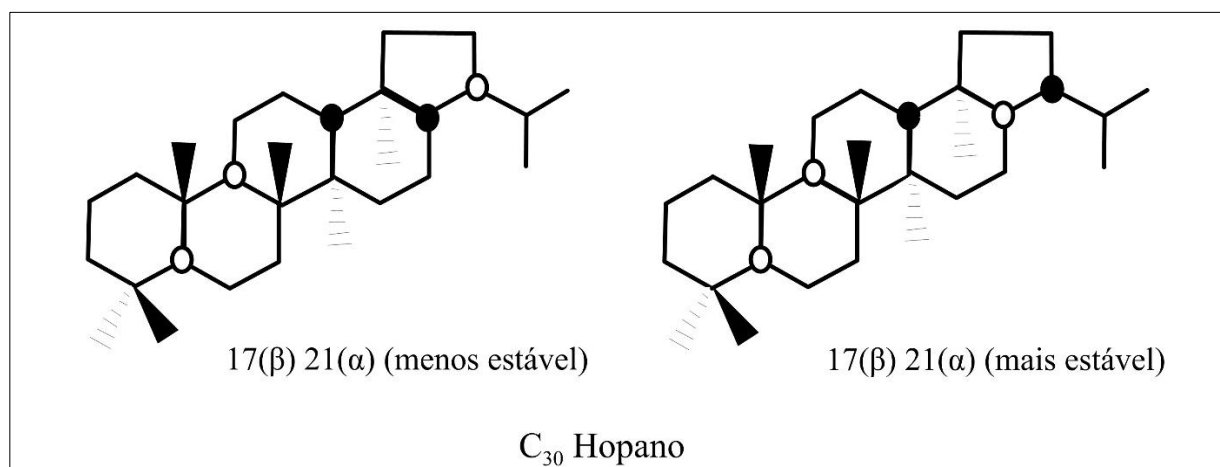


Figura 11: Estrutura molecular dos isômeros dos hopanos.

4.2.2.2.Moretanos

Constituem hopanóides de configuração 17(β) 21(α). Por serem termicamente menos estáveis que os 17(α) 21(β) hopanos, são encontrados em proporções menores em rochas geradoras e óleos.

Alguns estudos sugerem que os moretanos são mais abundantes na matéria orgânica terrestre e presentes em baixas proporções em rochas carbonáticas (Waples & Machihara, 1991). A razão moretano/(hopano + moretano) diminui com o aumento da maturação térmica de 0,8 em betumes imaturos a valores menores que 0,15 em rochas maduras e óleos, atingindo um mínimo de 0,05.

4.2.2.3. Hopanos estendidos

A distribuição mais comum de homohopanos mostra uma diminuição gradativa da altura dos picos do C_{31} ao C_{35} , e é comumente associada a fácies terrígenas. Concentrações mais elevadas de C_{34} ou C_{35} são geralmente associadas a ambientes hipersalinos e carbonatos marinhos (Mello et al., 1993). Porém, Peters & Moldowan (1993) afirmam que a preservação dos homólogos intermediários C_{33} e C_{34} pode indicar a ocorrência de condições subóxicas durante a deposição da matéria orgânica. Proporções anormalmente elevadas de C_{31} , geralmente acompanhadas por altos valores da razão pristano/fitano, têm sido encontradas em óleos e extratos orgânicos com grande contribuição de vegetais terrestres.

Os hopanos estendidos também são largamente utilizados para avaliar o grau de evolução térmica através da razão entre os epímeros 22R e 22S. A mesma pode ser calculada a partir de qualquer um dos homohopanos (C_{31} - C_{35}), contudo normalmente são usados o C_{31} ou o C_{32} (Waples & Machihara, 1990). O epímero 22R, de origem biológica, é termodinamicamente menos estável do que o 22S; assim, os valores da razão $22S/(22R+22S)$ aumentam com a evolução térmica. Essa relação possui aplicação restrita, pois o seu equilíbrio, representado por valores de 0,57 a 0,62, é atingido logo no início da janela de óleo.

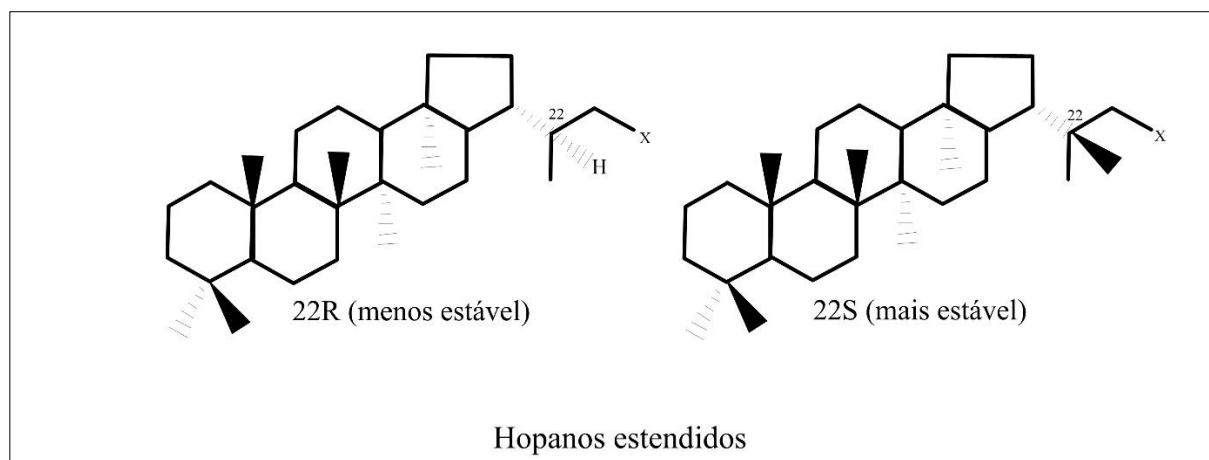


Figura 12: estrutura molecular dos isômeros dos hopanos estendidos.

4.2.2.4. Terpanos Ts e Tm

A relação dos hopanos C_{27} , *Ts* (18 α trisnorhopano) e *Tm* (17 α trisnorhopano) é frequentemente utilizada para avaliar a maturação da MO, uma vez que, com o aumento da maturação, o valor de *Tm* diminui e o valor de *Ts* aumenta (figura 13).

Acredita-se que o *Tm* seja produzido biologicamente, enquanto a origem do *Ts* é relacionada a processos diagenéticos ou termais (Waples & Machihara, 1991). O *Ts* é um composto mais estável, permitindo identificar a origem da MO, ao passo que o *Tm* é mais sensível ao processo de maturação. Assim, correspondem a excelentes marcadores para determinar o grau de maturação da MO, sendo que a razão *Ts*/*Tm* permite determinar o tipo de ambiente: ambiente de água doce para valores menor 1 e ambientes salinos para valores maior 1.

Altas razões *Ts*/(*Ts*+*Tm*) são comumente observadas em fácies hipersalinas, enquanto baixos valores dessa razão são relacionados à matéria orgânica de origem terrestre. Entretanto, óleos de rochas geradoras carbonáticas têm apresentado valores anormalmente baixos de *Ts*/(*Ts*+*Tm*) em comparação àqueles derivados de rochas geradoras essencialmente argilosas.

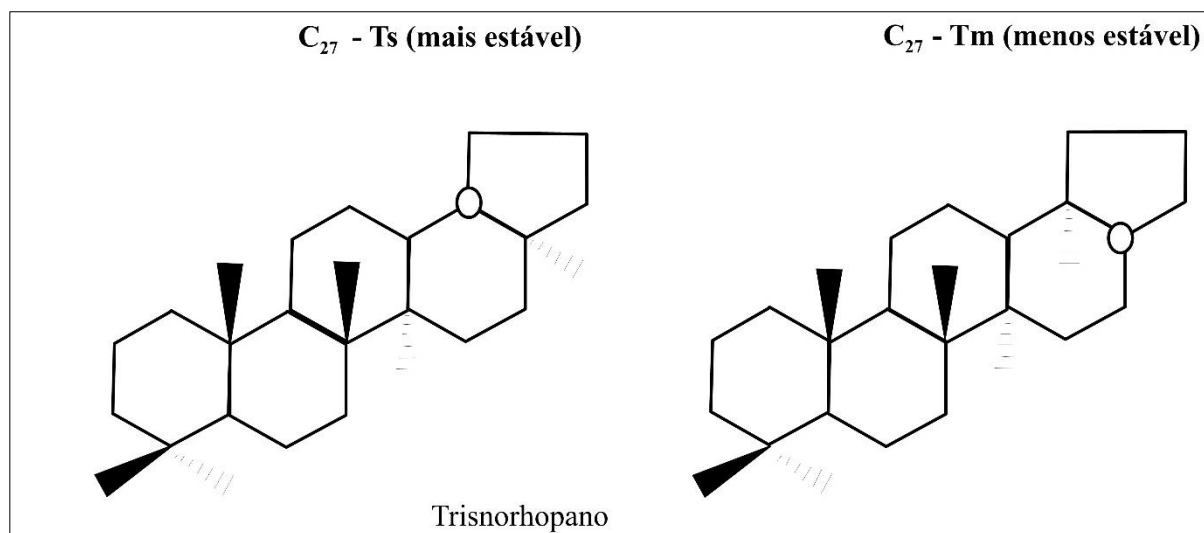


Figura 13: Estrutura molecular dos isômeros dos Trisnorhopanos.

4.2.2.5. Gamacerano (Gam)

Gamacerano é um C₃₀-triterpano, considerado tradicionalmente um marcador de ambientes hipersalinos marinhos e não marinhos (Waples & Machihara, 1991; Peters & Moldowan, 1993)

Acredita-se que o gamacerano é derivado do tetrahymanol, um triterpenóide que ocorre em protozoários do gênero *Tetrahymena*. O tetrahymanol é observado de forma ubíqua em sedimentos marinhos recentes, o que pode ser indicativo de uma ampla distribuição geográfica dos protozoários do gênero *Tetrahymena* ou da existência de outras fontes naturais para o composto. É um tipo de biomarcador triterpano não hopanóide e altamente específico para condições hipersalinas de deposição da MO (normalmente associada a contextos geradores de petróleo) (Waples & Machihara, 1991).

4.2.2.6. Esteranos (C₂₇, C₂₈, C₂₉)

Os esteranos são hidrocarbonetos policíclicos indicadores de produtividade, grau de maturação e origem da MO (Waples & Machihara, 1991). Estes indicadores derivam de reações ocorridas durante os processos de diagênese e derivam de algas e plantas terrestres (Mendonça et al., 2010a). Os esteranos são derivados dos esteróis, compostos que entram na constituição da membrana celular de organismos eucariontes (Hunt, 1996). Quatro esteróis precursores principais constituídos por 27, 28, 29 e 30 átomos de carbono foram identificados em numerosos organismos fotossintéticos. Esses compostos dão origem a quatro esteranos regulares com o mesmo número de átomos de carbono durante a diagênese (Waples & Machihara, 1991).

Além dos esteranos regulares, uma família de “esteranos rearranjados” ou diasteranos é comumente observada. Estes compostos diferem dos esteranos regulares por possuírem radicais metil ligados aos carbonos C₅ e C₁₄, enquanto nos esteranos os radicais metil estão ligados aos carbonos C₁₀ e C₁₃.

4.2.2.7. Esteranos regulares C₂₇-C₂₉

Baseado num estudo de sedimentos recentes, Huang & Meinschein (1979) propuseram que a proporção entre os esteróis C₂₇-C₂₉ pode ser usada para caracterizar diferentes ecossistemas. Dessa forma, a proporção dos esteranos regulares homólogos em extratos orgânicos e óleos passou a ser frequentemente utilizada como parâmetro indicador de fonte. A predominância do esterano C₂₉

indica uma forte contribuição de plantas terrestres, enquanto a predominância do C_{27} indica o predomínio do fitoplâncton marinho. O esterano C_{28} geralmente apresenta a menor proporção entre os esteranos, mas concentrações relativamente elevadas do mesmo são associadas à contribuição de algas lacustres (Waples & Machihara, 1991).

Contudo, interpretações paleoambientais a partir da proporção entre os esteranos regulares devem ser feitas com cautela. Proporções elevadas dos esteranos C_{29} foram reportadas em ambientes marinhos, inclusive pelágicos, e em sedimentos do pré-cambriano e do paleozóico inferior, onde a contribuição de plantas superiores é improvável (figura 14).

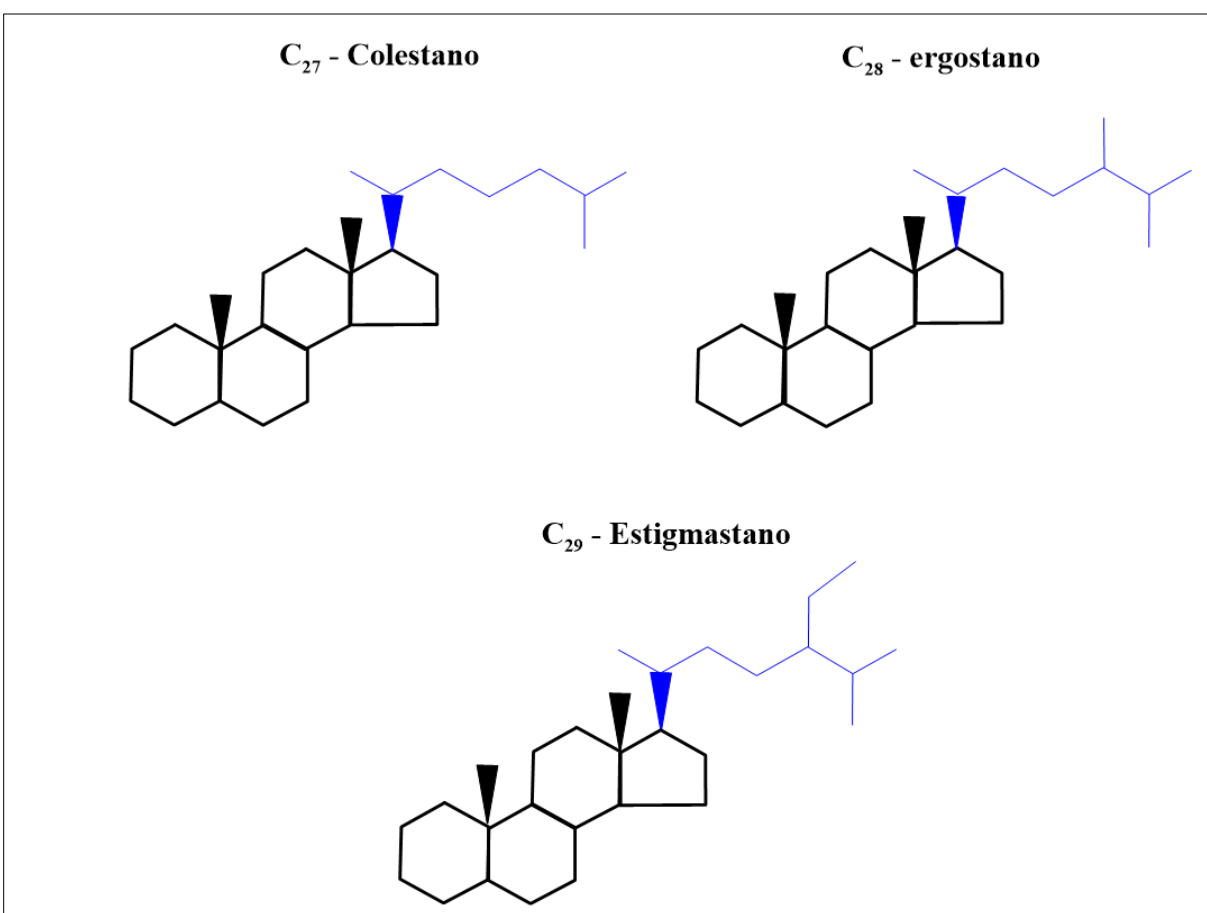


Figura 14: estrutura molecular dos esteranos regulares.

4.2.2.8. Razão 20S/(20R + 20S) dos esteranos C₂₉ $\alpha\alpha\alpha$

Com o aumento da evolução térmica, a razão 20S/(20R + 20S) dos esteranos C₂₉ $\alpha\alpha\alpha$ aumenta progressivamente até atingir valores máximos em torno de 0,50 - 0,55, em nível de evolução térmica próximo a 0,9% de Ro (Mackenzie et al, 1980).

Segundo Mackenzie et al (1980), o início da geração de petróleo é atingido quando a porcentagem de 20S atinge valores em torno de 40%. Entretanto Peters & Moldowan (1993) não recomendam o uso da razão 20S/(20R + 20S) como indicador do início da janela de óleo ao menos que essa esteja calibrada localmente por comparação com outros parâmetros de maturação. O aumento dessa razão é frequentemente atribuído à isomerização ocorrida no C₂₀.

Trabalhos baseados em análise quantitativa de biomarcadores sugerem que o fenômeno ocorre devido principalmente ao aumento da produção do isômero $\alpha\alpha\alpha$ 20S com o aumento da maturação e à maior estabilidade termal deste em relação ao $\alpha\alpha\alpha$ 20R, de origem biológica.

Contudo, essa relação sofre influência de fácies orgânica, especialmente em ambientes hipersalinos (Peters & Moldowan, 1993).

Rodrigues (1995) observou proporções maiores do isômero 20S em extratos orgânicos de intervalos depositados em ambiente hipersalino quando comparados àqueles depositados em condições de menor salinidade. Nos sedimentos imaturos da Fm. Irati, as maiores razões 20S/20R também foram observadas nas intercalações de carbonato/folhelho, as quais foram depositadas sob condições de hipersalinidade mais elevada (Alferes, 2007).

A biodegradação parcial dos esteranos também pode alterar a razão entre os isômeros 20S e 20R, pois o último é removido preferencialmente pelas bactérias, resultando num aumento da razão 20S/(20R + 20S) (Peters & Moldowan, 1993). Sofer et al (1993) obteve a seguinte equação de correlação entre a razão C₂₉ $\alpha\alpha\alpha$ 20S/20R e a refletância da vitrinite (Ro):

$$R_o = 0,5 \cdot [C_{29} \alpha\alpha\alpha(S/R)] + 0,35$$

Equação 1. Relação entre Refletância de vitrinite e isômero de esterano.

4.2.2.9. Razão $\alpha\beta\beta$ /($\alpha\alpha\alpha$ + $\alpha\beta\beta$) dos esteranos C₂₉

A razão $\alpha\beta\beta$ /($\alpha\alpha\alpha$ + $\alpha\beta\beta$) dos esteranos C₂₉ também aumenta progressivamente com a evolução térmica, devido à maior estabilidade térmica do isômero 5(α) 14(β) 17(β) em relação ao 5(α) 14(α) 17(α). Os valores máximos dessa relação (0,65-0,75) são alcançados em torno de 1,0% de Ro.

Segundo Rodrigues (1995), a ocorrência de valores da razão $\alpha\beta\beta/(\alpha\alpha\alpha + \alpha\beta\beta)$ ligeiramente superiores a 0,35 em óleos pouco evoluídos da Bacia Potiguar possibilita a utilização desse valor como uma referência para o início da geração de óleo. Valores relativamente elevados da razão $\alpha\beta\beta/(\alpha\alpha\alpha + \alpha\beta\beta)$ têm sido frequentemente relatados em extratos de rocha e óleos de ambientes hipersalinos (Rodrigues, 1995). Estudos de maturação artificial mostraram que as razões $20S/(20S + 20R)$ e $\alpha\beta\beta/(\alpha\alpha\alpha + \alpha\beta\beta)$ dos esteranos são afetadas pelo tipo de matéria orgânica e podem decrescer em níveis de maturação elevados (figura 15).

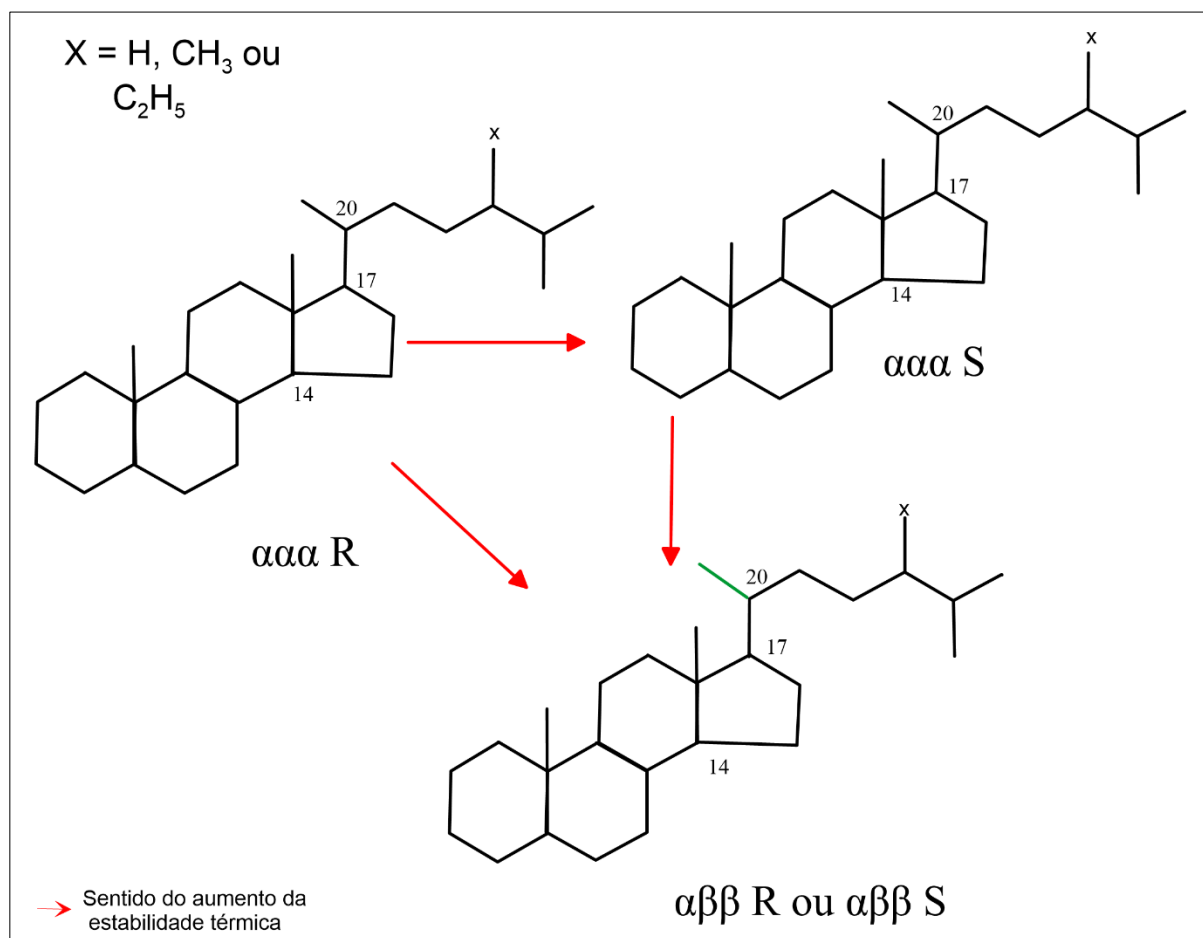


Figura 15: Estrutura molecular dos isômeros dos esteranos regulares.

4.3. Ambiente deposicional

O ambiente deposicional pode ser definido como o conjunto de condições físicas, químicas e biológicas que prevalecem em uma determinada área da superfície terrestre e que controlam os processos de transporte, deposição e preservação de sedimentos. Trata-se de uma região onde os sedimentos são continuamente acumulados, formando pacotes sedimentares com características particulares que refletem as condições ambientais vigentes no momento da deposição (Suguio, 2003).

Esses ambientes se distinguem por apresentarem características únicas em relação às áreas adjacentes, como tipo de sedimento predominante (granulometria, composição mineralógica), estrutura sedimentar (estratificações, laminações, bioturbações), presença ou ausência de fósseis e variações nos parâmetros geoquímicos (pH, salinidade, oxigenação, etc.). Tais características resultam da interação complexa de diversos fatores ambientais, incluindo:

- A fauna e a flora local, que influenciam diretamente na composição da matéria orgânica e nas estruturas biogênicas;
- A geologia e a geomorfologia da região, que condicionam o relevo, a disponibilidade de sedimentos e os caminhos de transporte;
- O clima, responsável por controlar a energia do sistema, o regime de chuvas e a atividade biológica;
- A profundidade, salinidade e circulação das águas, nos casos de ambientes aquáticos, que afetam o grau de oxidação e o tipo de organismos presentes.

Para que um ambiente possa funcionar como um sistema deposicional ativo, é necessário que haja um aporte contínuo de sedimentos, normalmente promovido pela ação de agentes como água, vento, gelo ou gravidade. Esse aporte precisa ser suficiente para superar os processos de erosão e permitir o acúmulo efetivo dos materiais. Quando esse equilíbrio é rompido, seja por falta de sedimentos ou aumento na energia do sistema (como correntes intensas ou movimentos tectônicos), ocorre erosão ou interrupção da sedimentação, podendo haver desenvolvimento de solos ou retrabalhamento do material previamente depositado.

É importante destacar que praticamente toda a superfície terrestre, salvo exceções extremas, está sujeita a algum grau de sedimentação seja direta, em sistemas ativos, ou indireta, por meio de processos retrabalhados.

Conforme proposto por Suguio (2003), os ambientes deposicionais podem ser classificados de forma sistemática segundo sua posição geográfica e relação com a linha costeira, indo do mais proximal (ambientes próximos à origem dos sedimentos) ao mais distal (ambientes profundos e afastados da fonte sedimentar):

✓ **Ambientes Continentais**

Correspondem às áreas emersa da crosta continental e incluem sistemas como:

- **Leques aluviais:** formados em regiões montanhosas, onde o fluxo de água perde energia e deposita sedimentos grosseiros.
- **Ambientes fluviais:** dominados por rios e seus canais, planícies de inundação e meandros.
- **Desertos:** caracterizados por ação eólica intensa, com dunas e depósitos loess.
- **Ambientes lacustres (lagos):** onde a sedimentação ocorre em águas continentais estagnadas ou de circulação restrita, podendo apresentar condições tanto oxidadas quanto redutoras.

✓ **Ambientes Transicionais**

São zonas de transição entre ambientes continentais e marinhos, marcadas por variações periódicas do nível do mar, influência mista de água doce e salgada, e alta dinâmica sedimentar:

- **Deltaicos:** áreas formadas pela deposição fluvial na foz dos rios.
- **Estuarinos:** canais alargados sujeitos à maré e mistura de águas doce e salgada.
- **Lagunas e planícies de maré:** ambientes rasos, frequentemente isolados do mar aberto, com variações sazonais de salinidade.

✓ **Ambientes Marinhos**

Incluem toda a área submersa sob domínio das águas oceânicas, com sedimentação controlada por profundidade, salinidade, correntezas e atividade biológica:

- **Ambientes costeiros (praias e barras):** sujeitos à ação direta das ondas e marés.

- **Ambientes de plataforma continental (mar raso):** recebem grandes volumes de sedimentos terrígenos e abrigam intensa atividade biológica.
- **Ambientes de mar profundo:** como o talude continental, as planícies abissais e as bacias oceânicas, caracterizados por sedimentação lenta e fontes pelágicas.

✓ **Ambientes Glaciais**

Os sistemas glaciais possuem características especiais e podem se enquadrar como ambientes:

- Continentais, como os glaciares alpinos, com transporte e deposição de till (sedimentos mal selecionados, transportados por gelo).
- Transicionais, quando o gelo alcança ambientes marinhos e interage com água do mar, gerando ice-rafted debris (IRD) e laminados glacio-marinho (Suguio, 2003).

Em algumas regiões com forte declividade (como encostas montanhosas), a sedimentação pode ser quase inexistente ou apenas episódica, com predominância de processos erosivos. Nessas zonas, a energia do relevo impede o acúmulo sedimentar contínuo, limitando o desenvolvimento de depósitos expressivos (Figura 16).

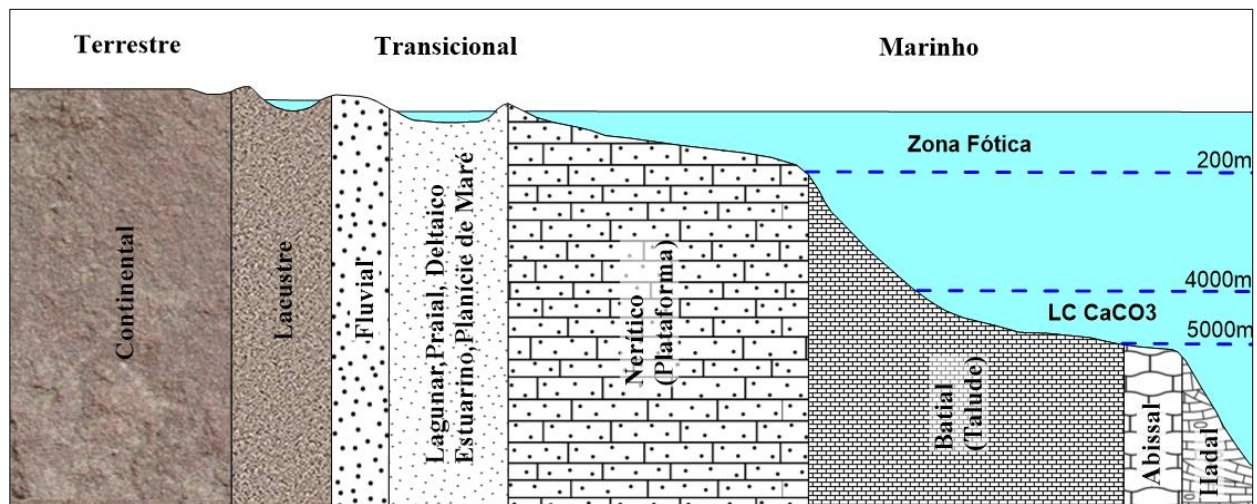


Figura 16: Diferentes ambientes deposicionais adaptado de (Suguio,2003).

4.4. Técnicas utilizadas para análise de biomarcadores

As técnicas consistem num conjunto de processos em que são submetidas as amostras após serem colhidas. As amostras são submetidas a uma série de análises químicas de modo a obter os resultados referentes aos tipos de hidrocarbonetos (petróleo ou gás, termogénico ou biodegradação). Desta forma, para as amostras selecionadas para o presente estudo, foram analisados os parâmetros moleculares para análise de biomarcadores com recurso a cromatografia líquida (CL), cromatografia gasosa (CG) e cromatografia gasosa combinada à espectrometria de massa (CG-MS).

4.4.1. Extração do betume

A primeira etapa do processamento laboratorial para análise laboratorial é a extração do betume. O betume é extraído através da utilização de solventes orgânicos, com recurso a um extrator Dionex™ (Figura 15A). No final, o extrato é submetido a um processo de concentração através de roto-evaporador que permite evaporar o solvente que restava na amostra utilizando baixas pressões e temperaturas.

4.4.2. Análise de cromatografia líquida

A técnica de cromatografia líquida é essencial para determinar a fracção dos hidrocarbonetos Saturados e Aromáticos. Para além de hidrocarbonetos, esta técnica também determina a fracção dos Não-Hidrocarbonetos, ou seja, os compostos polares (NSO). Estas fracções são de extrema importância para determinar o paleoambiente deposicional dos sedimentos em estudo (Tissot & Welt., 1984).

O betume extraído na fase anterior é fraccionado em três fracções de hidrocarbonetos (saturados, aromáticos e polares) recorrendo-se, para o efeito, à cromatografia líquida que foi efetuada numa coluna de fracionamento aberta.

Coloca-se uma porção de algodão na extremidade inferior de uma coluna de vidro/bureta e estabeleceu-se a fase estacionária misturando 3g de sílica-gel e 20 ml de hexano a 95%. No final, colocou-se o extrato obtido na coluna, de forma a obter a fracção de hidrocarbonetos respetiva. De modo sequencial, por ordem de polaridade, foi recolhida a fracção saturada, aromática e polar utilizando-se para isso *n*-hexano, uma mistura de diclorometano (CH₂Cl₂)/ *n*-hexano na proporção (4:1) e metanol/CH₂Cl₂ na proporção (1:1), respetivamente.

4.4.3. Análise de cromatografia gasosa

A técnica de cromatografia gasosa permite determinar o conteúdo de alcanos isoprenóides como é caso de Pristano e Fitano. O conteúdo destes biomarcadores, permite determinar as razões *Pr/Ph*, *Pr/n-C17* e *Ph/n-C 18*. Segundo Santos, 2015, a utilização das razões *Pr/n-C17* e *Fi/n-C18* se mostra bastante vantajosa, principalmente pelo facto destes compostos serem muito mais abundantes em concentração nos petróleos comparativamente a outros biomarcadores, tendendo então a fornecer estimativas de maturação mais representativas da composição global de hidrocarbonetos.

Durante a realização desta técnica o concentrado obtido nas etapas anteriores é submetido a um processo físico-químico que permite separar os componentes do extrato de hidrocarbonetos saturados. Para tal, utilizou-se um cromatógrafo a gás (CG) acoplado a espectrómetro de massa (EM) quadrupolar simples (Figura 17B).

O injetor foi programado para manter uma temperatura constante de 180° ao longo do processo, com uma injeção de 1µl sob fluxo constante. A temperatura inicial do forno é programada para os 70°C sendo estipulada a rampa de aquecimento seguinte: 170°C (a 20°C/min), depois 310°C (a 2°C/min) e a temperatura da linha de transferência de 300°C. O gás de arraste utilizado foi o hélio (He), com fluxo de 1,2 ml/min.

O EM foi programado para uma temperatura iónica de 280°C, de interface nos 300°C e dos quadrupolos de 150°C. A voltagem da ionização foi de 70 eV, em modo de impacto de eletrões. Utilizou-se o sistema SIM (de análise seletiva) que permite estabelecer que massa/carga (*m/z*) pretendida: *m/z* 85 (para detetar os *n*-alcanos e os isoprenóides aciclícos), *m/z* 191 (para detetar os terpanos) e *m/z* 217 e *m/z* 218 (para detetar os esteranos). Após programar o equipamento, a amostra é injetada e arrastada pelo He através da coluna cromatográfica aquecida, onde os componentes chegam com diferentes tempos de retenção, em função da sua massa molecular. Em seguida, as moléculas são ionizadas e os fragmentos iónicos são transferidos para o analisador de massas. Ocorre assim a separação efetiva dos iões em função da massa/carga pré-estabelecida.

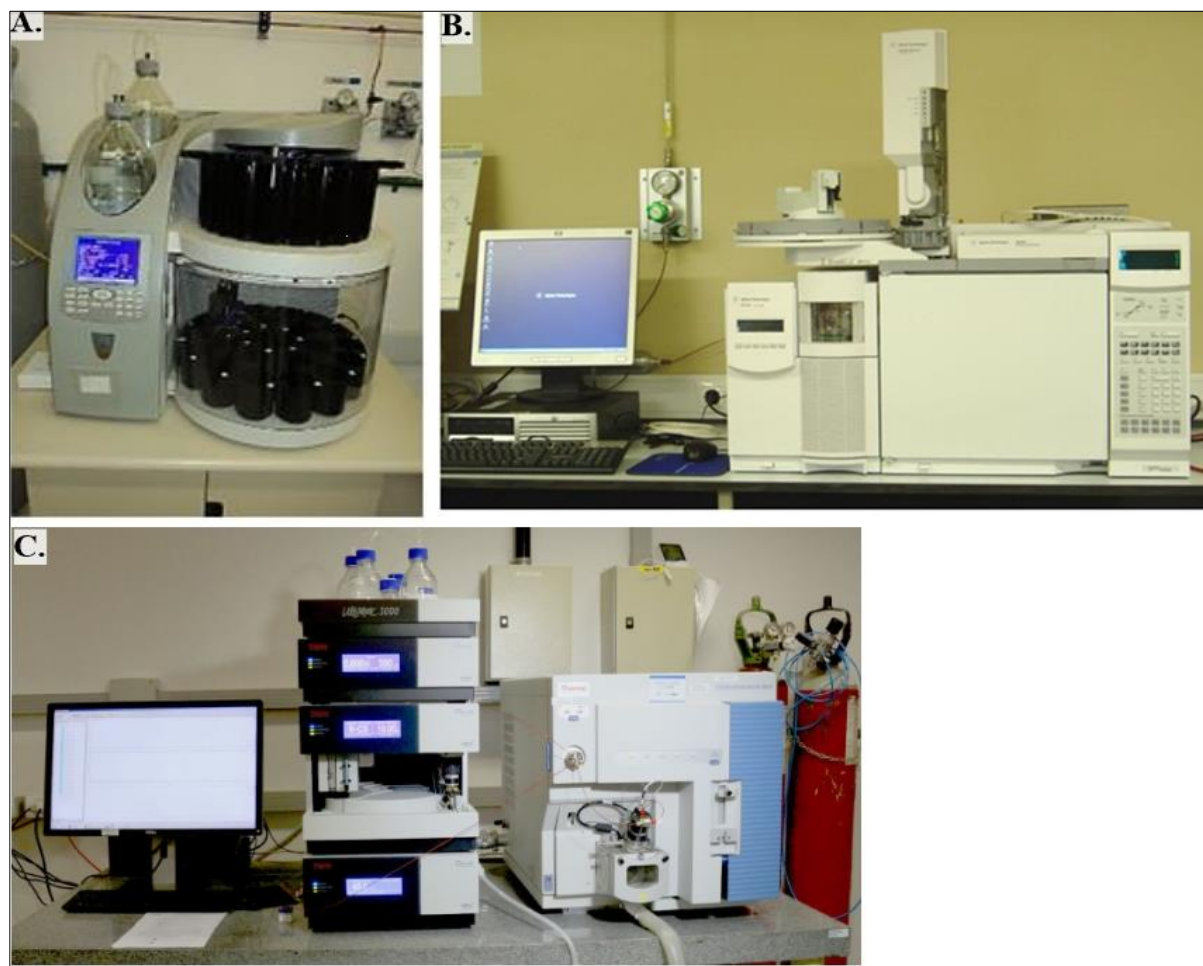


Figura 17: Equipamentos de cromatografia. A. extrator Dionex™, B. Cromatógrafo líquida e C. Cromatografia líquida.

5. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O presente capítulo engloba a discussão dos resultados obtidos nas diferentes técnicas usadas para análise de biomarcadores descritas no capítulo anterior. A discussão dos resultados será realizada por formação (da base para o topo) para uma melhor compreensão das condições deposicionais da matéria orgânica.

Os resultados das análises geoquímicas encontram-se resumidos na tabela 2 e em diagramas apresentadas nesta secção. Os resultados de biomarcadores foram integrados entre si de modo a caracterizar os sedimentos do furo em estudo.

Tabela 2: Compilação dos dados de biomarcadores utilizados no presente estudo. Fonte: INP

Parâmetros	Amostras														
	E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15
%Sat.	-	41.1	32.3	31.4	36.8	32.8	-	33.6	23.6	28.7	27.1	28.2	21.8	31.3	29.8
%Aro.	-	13.8	18.4	23.7	20.5	18.4	-	20.4	20.3	20.0	20.0	23.5	20.7	21.9	22.1
%Polares (NSO)	-	45.1	49.3	44.9	42.7	48.8	-	46.1	56.1	51.3	52.9	48.3	57.5	46.9	48.1
(S+A)/P		1,21	1,02	1,23	1,34	1,1		1,17	0,78	0,94	0,89	1,07	0,73	1,13	1,07
S/A		2,98	1,76	1,32	1,80	1,78		1,65	1,16	1,44	1,36	1,20	1,05	1,43	1,35
CPI															
OEP-1	0.79	1.23	2.13	0.95	1.7	1.75	2.3	1	1.45	1.23	1.45	1.6	1.7	2.5	1.85
TAR															
Pr/ph	0.65	1.29	0.67	0.55	0.71	0.79	0.91	0.38	0.37	0.89	0.58	0.43	0.44	0.40	0.54
Pr/(Pr+Ph)	0.39	0.56	0.40	0.35	0.42	0.44	0.47	0.27	0.27	0.47	0.36	0.3	0.3	0.28	0.35
Pr/C ₁₇	0.64	1.61	0.44	0.18	0.18	0.29	0.36	0.17	0.16	0.33	0.23	0.19	0.20	0.14	0.18
Ph/C ₁₈	0.79	0.70	0.42	0.29	0.22	0.29	0.45	0.32	0.34	0.29	0.31	0.31	0.32	0.30	0.28
(Ph/C ₁₇)/(Pr/C ₁₈)	0.81	2.3	1.04	0.62	0.81	1	0.8	0.53	0.47	1.13	0.74	0.61	0.63	0.46	0.64
(Ts/Tm)	-	-	0.31	-	-	-	0.96	0.77	0.78	-	0.92	-	0.65	0.91	0.87
Ts/(Ts+Tm)	-	-	0.23	-	-	-	0.48	0.43	0.44	-	0.48	-	0.39	0.47	0.46
C ₃₀ hopano/C ₃₀ moretano	-	-	3.68	-	-	-	6.94	6.47	6.41	-	7.54	-	5.91	7.56	6.95
C ₃₁ 22S hopano/C ₃₁ 22R hopano	-	-	1.39	-	-	-	1.39	0.40	0.30	-	0.82	-	0.13	0.86	1.40
C ₃₂ 22S hopano/C ₃₂ 22R hopano	-	-	1.41	-	-	-	1.57	1.39	1.34	-	1.47	-	1.36	1.44	1.54
C ₂₉ 20S $\alpha\alpha\alpha$ esterano/C ₂₉ 20R $\alpha\alpha\alpha$ esterano	-	-	0.75	-	-	-	0.73	0.82	0.66	-	0.76	-	0.59	0.81	0.75
C ₂₉ $\alpha\alpha\alpha$ esterano (20S/20S+20R)	-	-	0.43	-	-	-	0.42	0.45	0.40	-	0.43	-	0.37	0.45	0.43
C ₂₉ $\alpha\beta\beta$ esteranos	-	-	0.50	-	-	-	0.53	0.52	0.53	-	0.54	-	0.50	0.52	0.53
C ₂₇ /C ₂₉ diaesteranos	-	-	1.34	-	-	-	1.33	1.19	1.37	-	1.21	-	1.41	1.15	1.30
C ₂₇ /C ₂₉ esteranos	-	-	1.14	-	-	-	1.61	1.31	1.05	-	1.05	-	0.95	1.15	1.14
C ₂₉ diaesteranos	-	-	0.44	-	-	-	0.50	0.41	0.49	-	0.45	-	0.47	0.47	0.44
C ₂₉ $\alpha\alpha\alpha$ esterano + C ₂₉ $\alpha\beta\beta$ esterano	-	-	0.44	-	-	-	0.50	0.41	0.49	-	0.45	-	0.47	0.47	0.44
C ₃₀ (hopano + moretano)	-	-	2.08	-	-	-	2.03	2.52	2.26	-	2.07	-	2.10	1.98	2.21
C ₂₉ (esteranos + diaesteranos)	-	-	2.08	-	-	-	2.03	2.52	2.26	-	2.07	-	2.10	1.98	2.21
C ₁₅ drimane/C ₁₆ homodrimane	-	-	0.31	-	-	-	0.32	0.54	0.54	-	0.41	-	0.54	0.36	0.47
Drimanos rearranjados/drimanos normais	-	-	0.12	-	-	-	0.12	0.33	0.33	-	0.35	-	0.31	0.27	0.77

5.1. Hidrocarbonetos saturados e aromáticos

Os resultados dos hidrocarbonetos saturados e aromáticos, são obtidos a partir da análise de cromatografia líquida e caracterização dos biomarcadores. Estes valores foram determinados em amostras mais representativas para cada ponto de coleta (Tabela 3), todas com valores de COT > 0.5% .

Tabela 3: Percentuais de hidrocarbonetos saturados, aromáticos e compostos NSO e razão de hidrocarbonetos saturados/aromáticos dos extratos de rocha obtidos através da cromatografia líquida preparativa em coluna.

Amostra	Formação	%Sat.	%Aro.	%NSO	Sat/Aro	(Sat+Aro)/Pol
165E2	Quissanga	41,1	13,8	45,1	2,98	1,21
235E3	Quissanga	32,3	18,4	49,3	1,76	1,07
255E4	Quissanga	31,4	23,7	44,9	1,32	1,23
263E5	Quissanga	36,8	20,5	42,7	1,80	1,34
365E6	Quissanga	32,8	18,4	48,8	1,78	1,1
465E8	Quissanga	33,6	20,4	46,1	1,65	1,21
485E9	Alto Jingone	23,6	20,3	56,1	1,16	0,75
495E10	Alto Jingone	28,7	20	51,3	1,44	0,91
965E11	Alto Jingone	27,1	20	52,9	1,36	0,82
1165E12	Alto Jingone	28,2	23,5	48,3	1,20	0,98
2165E13	Mifume	21,8	20,7	57,5	1,05	0,80
2165E14	Mifume	31,3	21,9	46,9	1,43	1,08
2165E15	Mifume	29,8	22,1	48,1	1,35	1,07

Legenda: % SAT: % fração saturada; % ARO: % fração aromática; % NSO: % fração de compostos polares; SAT/ARO: razão da fração saturada em relação à fração aromática.

As amostras da Formação Mifume analisadas apresentaram percentual de hidrocarbonetos saturados variando entre 21,8 e 30 %; de hidrocarbonetos aromáticos de 20 a 22,1 % e compostos NSO de 46,9 a 57,5%. As amostras da Formação Alto Jingone apresentaram percentual de hidrocarbonetos saturados variando entre 23,6 e 27,1 %; de hidrocarbonetos aromáticos de 20 a 23,5% e compostos NSO de 48,3 a 56,1%. Por outro lado, as amostras da Formação Quissanga apresentaram percentual de hidrocarbonetos saturados variando entre 31,4 e 41,1 %; de hidrocarbonetos aromáticos de 13,8 a 23,7% e compostos NSO de 42,7 a 49,3%.

Os valores para a razão de hidrocarbonetos saturados em relação aos hidrocarbonetos aromáticos variam de 1,05 a 1,43 para as amostras da Formação Mifume. As amostras da Formação Alto Jingone apresentaram valores na faixa de 1,16 a 1,44 e a formação de Quissanga apresenta valores compreendidos entre 1,32 a 2,98.

A partir destes resultados é possível identificar que de forma geral, os extratos de rocha das formações analisadas são ricos em componentes orgânicos pesados, visto que as amostras apresentam maior abundância de compostos NSO e menor abundância de compostos alifáticos. Este facto revela que os sedimentos em estudo apresentam uma baixa evolução térmica, uma vez que não ocorre craqueamento térmico de compostos de elevada massa molecular (compostos NSO), para dar origem a hidrocarbonetos saturados (Peters et al., 2004).

Outro dado que permite estimar o estágio de evolução térmica é aquele descrito pela razão de hidrocarbonetos saturados/aromáticos, ocorrendo um aumento nesta razão com aumento da maturação (Da Silva, 2007). Os valores percentuais elevados de compostos polares indicam de maneira geral que não houve craqueamento térmico eficiente do querogênio. As razões (Sat+Aro)/Pol e Sat/Aro fornecem informações quanto à evolução térmica da amostra (Peters & Moldowan 1993). Os valores obtidos foram baixos, abrangendo de 0,8 a 1,34 para a razão (Sat+Aro)/Pol e de 1,05 a 2,96 para a razão Sat/Aro, apontando para uma matéria orgânica com baixo grau de maturação. Isto indica que as rochas não foram submetidas a temperaturas adequadas para a sua evolução termoquímica (Peters & Moldowan 1993).

O diagrama ternário da figura 18 representa graficamente os percentuais das frações de hidrocarbonetos saturados, aromáticos e de compostos polares (NSO). Neste diagrama é possível verificar o baixo nível de evolução térmica sofrida pela matéria orgânica.

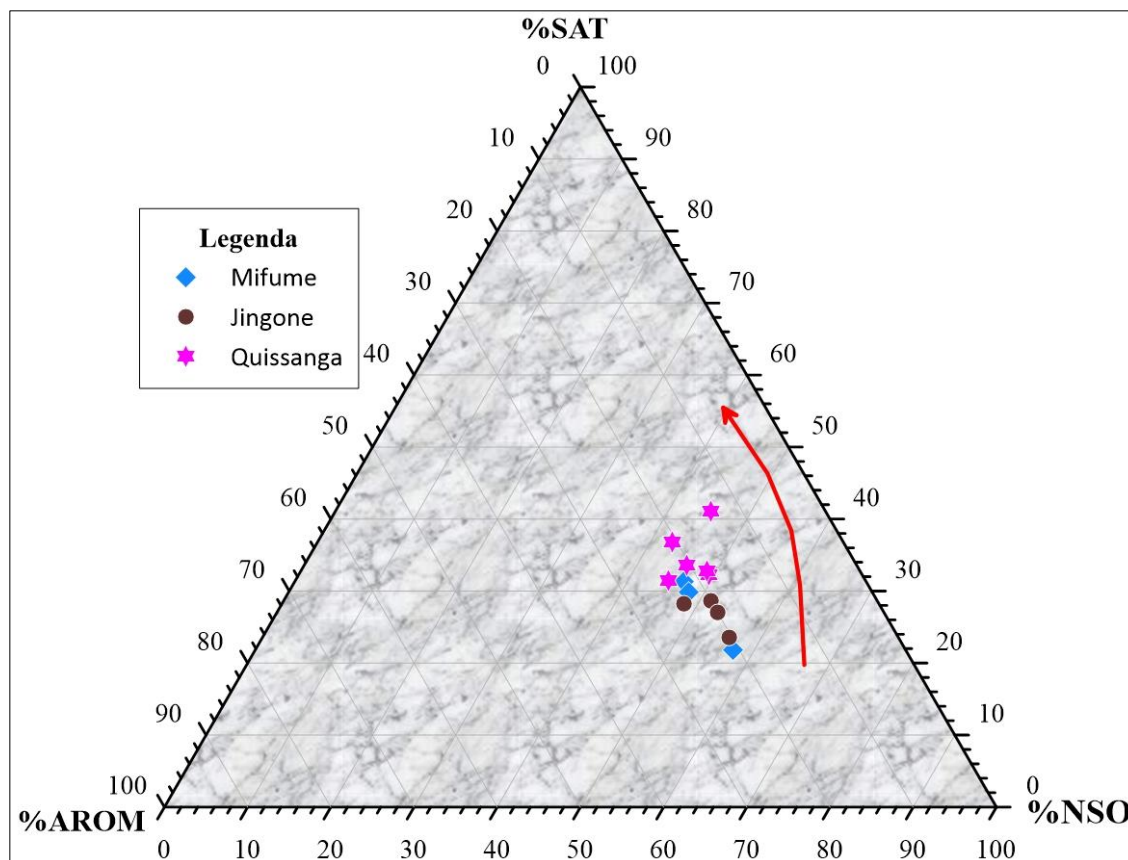


Figura 18: Diagrama ternário das frações alifática, aromática e compostos polares (NSO) das amostras das Formações em estudo.

5.2. Isoprenóides (Pristano e Fitano)

Os isoprenóides Pristano (*Pr*) e Fitano (*Ph*), correspondem a hidrocarbonetos de cadeia ramificada, derivado na cadeia fitol da molécula de clorofila (Peters et al., 2005). Estes biomarcadores estão presentes em todos os organismos vivos apresentando-se, no entanto, em elevado número nos organismos vegetais. A razão *Pr/Ph* é um indicador do ambiente deposicional com uma boa especificidade servindo tanto para a indicação de maturação térmica assim como a fonte sedimentos. Os valores da razão *Pr/Ph* acima de 3 ($Pr/Ph > 3.0$) são indicadores de fontes terrestres sobre condições óxicas e valores baixos ($Pr/Ph < 0.8$) indicam condições anóxicas ou hipersalinas ou então ambientes carbonáticos.

No presente estudo, os valores obtidos da razão *Pr/Ph*, são menores que 1 (Anxo 1) estando compreendidos entre 0,40 e 0,54 para a formação de Mifume, para a formação de Alto Jingone os

valores da razão variam de 0,38 a 0,89, para formação de Quissanga, os valores são compreendidos de 0,55 a 1,29 e um valor de 0,64 para a formação de Chinda .

Os valores baixo da razão Pr/Ph verificados nas amostras em estudo indicam condições redutoras/anóxicas durante a deposição da matéria orgânica o que sugere um ambiente deposicional marinho a transicional para as formações do furos em estudo. Tais valores também podem ser um indicativo de deposição de matéria orgânica em ambiente hipersalino, pois o fitano também pode ser gerado a partir de lipídios de arqueobactérias metanogênicas halofílicas (Tissot & Welte 1984).

Por outro lado, o Peters *et al.* 2005, afirma que os valores de *Pr/Ph*, quando abaixo de 0,8 também indicam uma provável associação com deposição em ambiente evaporítico ou carbonáticos, este facto é corroborado pelo facto das sedimentos que compõe as rochas da formação Alto Jingone e Quissanga serem essencialmente calcários e calcários foraminíferos, indicando assim um ambiente carbonático durante a deposição destes sedimentos. Da mesma forma que os valores baixos Da razão encontra-se relacionada com o conteúdo de sulfuretos, onde valores baixos da razão sugerem um conteúdo elevado de sulfuretos indicando ambientes essencialmente redutores.

O valor relativamente alto da razão Pr/Ph verificado na amostra E2 (1,29) da formação de Quissanga, sugere um ambiente deposicional com condições levemente oxidantes ou óxidas (*Pr/Ph* > 1,0) relacionado a ambiente deposicional transicional.

Para a melhor interpretação do paleoambiente deposicional no presente estudo foram utilizados diagramas binários relacionando as razões Pr/n-C17 e Ph/n-C18 revelando informações do paleoambiente deposicional, indicando o tipo de fonte da matéria orgânica, desta forma é possível verificar que a matéria orgânica constituinte das formações em estudo é derivada de fontes essencialmente marinhas ou transicionais, porém verifica-se uma leve contribuição fontes terrestres..

Pela análise da figura 19A, pode-se inferir que a formação Mifume e alto Jingone são constituídos por matéria orgânica de origem marinha, por outro lado as formações de Quissanga e Chinda são compostas por matéria orgânica predominantemente da zona transicional. O diagrama da figura 19B corrobora o facto da formação de Chinda ser da Zona transicional, derivada de fontes terrestres e marinha.

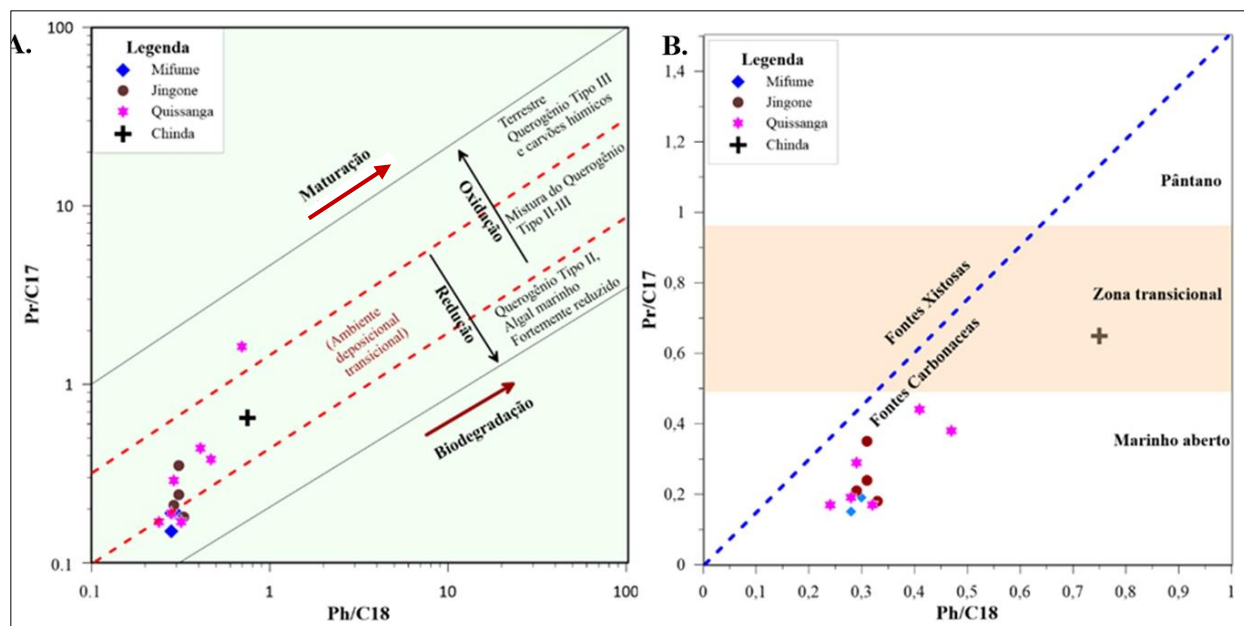


Figura 19: Diagrama binário relacionando as razões $Pr/n-C17$ e $Ph/n-C18$ para as amostras de rochas geradoras analisadas.

O diagrama da figura 20 ilustra a relação entre os 3 compostos isoprenóides (Pr/Ph , $Ph/C18$ e $Pr/C17$) de modo a identificar as características paleoambientais da matéria orgânica em estudo, com recurso a este diagrama pode-se notar uma tendência preferencial das amostras se concentrarem na zona da razão Ph/Ph e com uma tendência para $Ph/n-C18$ e baixos teores de $Pr/n-C17$. Este facto revela que a matéria orgânica das formações em estudo foram depositados em ambientes anóxicos com algum teor salinidade, típico de ambientes marinhos. Por outro lado verifica-se uma tendência algumas amostras das formações de Chinda e Quissanga de tenderem ao campo de $Pr/C17$, mostrando uma contribuição de material de origem terrestre sugerindo uma variação para ambiente deposicional transicional durante a deposição destas formações.

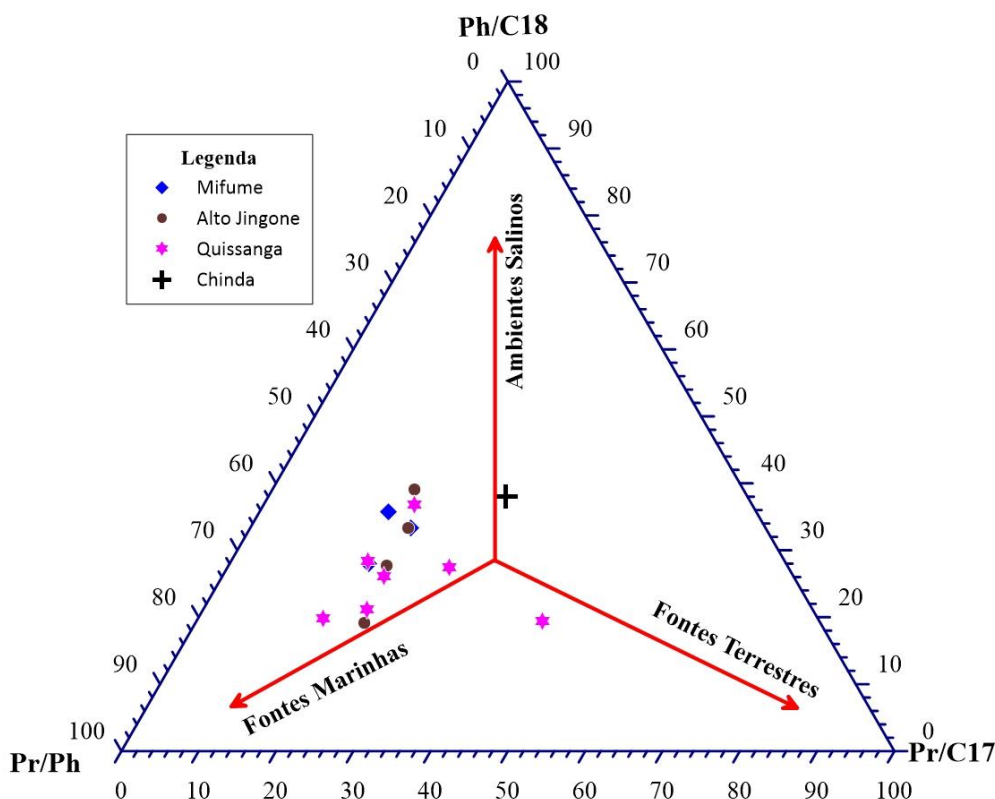


Figura 20: Diagrama triangular Pr/Ph, Ph/C18 e Pr/C17 para as formações em estudo adaptado de (Niu et al., 2018).

A Razão dos isoprenóides ($Pr/nC17$)/($Ph/nC18$) pode ser utilizado como um indicador da biodegradação da matéria orgânica (Cristina et al., 2015), sendo que no que tange a biodegradação, a formação de Mifume apresenta o valor desta razão variando entre 0,46 e 0,64, a formação de Alto Jingone apresenta valores compreendidos entre 0,47 e 1,13, entre tanto, a formação de Quissanga apresenta valores variando de 0,47 a 2,3 para as relações entre isoprenóides e *n*-alcanos.

No que diz respeito à biodegradação, verifica-se que os *n*-alcanos são, preferencialmente, biodegradáveis em relação aos isoprenóides, o que leva a um aumento das razões $Pr/nC17$ e $Ph/nC18$ (Peters et al., 2005). Assim sendo, os baixos valores das razões $Pr/nC17$ e $Ph/nC18$, indica que os *n*-alcanos estão em maior abundância relativa e que as amostras não se encontram biodegradadas nas formações de Mifume e Alto Jingone, e desta forma a biodegradação aumenta para a formação de Quissanga.

5.3. Hidrocarbonetos Cíclicos

5.3.1 Terpanos Pentacíclicos (Hopanos)

Em relação à identificação dos hopanos, não foram detectados homólogos superiores ao H33, havendo predomínio de isômeros com configuração $17\beta(H)$, $21\beta(H)$, estereoisômeros com configuração 22S e ocorrências de co eluições não resolvidas entre hopanos e hopenos. Foram identificados ainda o 18α -22,29,30- trisnorhopano (Ts) e o 17α -22,29,30- trisnorneohopano (Tm). O índice de gamacerano (G) não pode ser calculado, pois ocorreu sua mistura com o hopeno C32 ($\Delta H32$). Também não foram detectados o α -oleanano e β -oleanano.

A razão $Ts/(Ts+Tm)$ também é utilizada para avaliar a evolução térmica (Peters & Moldowan 1993).

O Tm é sensível ao processo de maturação, de forma que tende a 0 em amostras imaturas e a 1 em amostras evoluídas termicamente (Peters & Moldowan 1993). Os valores encontrados da razão $Ts/(Ts+Tm)$ para as formações do furo em estudo variaram entre 0,23 a 0,48 (Anexo 1), indicando uma matéria orgânica imatura. Os valores abaixo de 0,49 mostram uma matéria orgânica não tendo atingido o valor de equilíbrio para geração de petróleo (Tissot & Welte, 1984) e estes dados apresentam-se, possivelmente, influenciados, pela litologia.

A razão dos dois isômeros hopanóides Ts ($18\alpha(H)$ -trisnorneohopano) em relação ao Tm ($17\alpha(H)$ -trisnorhopano), expressa como $Ts/(Tm+Ts)$ revelou uma baixa dispersão, tornando esta relação bem confiável quanto a avaliação do grau de maturidade da matéria orgânica.

A análise das razões Ts/Tm revelam valores baixos, inferiores a 1 (Anexo 1) indicando uma deposição da MO em ambientes marinhos com uma forte contribuição de matéria orgânica de origem lacustre (Waples & Machihara, 1991).

A elevada razão $C30hopane/C30moretane$ para todas amostras analisadas (variando de 3,64 a 7,56) pode ser explicada pela influência direta de condições de elevada hipersalinidade (alta concentração de gamacerano no meio), uma vez que condições hipersalinas poderiam preservar os moretanos, revelando resultados equivocados de baixo grau de maturação (Cristina et al., 2015).

5.3.2 Esteranos

Dentre os esteranos regulares foram detectados o colestano e estigmastano, com configurações $\alpha\alpha\alpha$ e $\alpha\beta\beta$ R. No caso dos ergostanos, foi identificado apenas o isômero $\alpha\alpha\alpha$ R e diasteranos. Não foram detectados homólogos inferiores ao C28 ou superiores ao C29.

A análise dos biomarcadores indica um forte contributo do ambiente marinho, com as razões de esteranos C27/C29 e de Ts/Tm inferiores a 1 (Huang & Meinschein, 1979).

Os valores obtidos das razões $\beta\beta/(\alpha\alpha+\beta\beta)$ para o esterano C29 e suas relações com a razão Ts/(Ts+Tm) e com a razão S/(S+R) para os isômeros do hopano H32 $\alpha\beta$ nas amostras das formações em estudo apontam para uma matéria orgânica imatura.

O diagrama da figura 21, da razão dos esteranos regulares C27/C29 e razão pristano e fitano mostra um ambiente deposicional essencialmente anóxico com alguma contribuição de plantas terrestres, corroborando a interpretação dos biomarcadores anteriores.

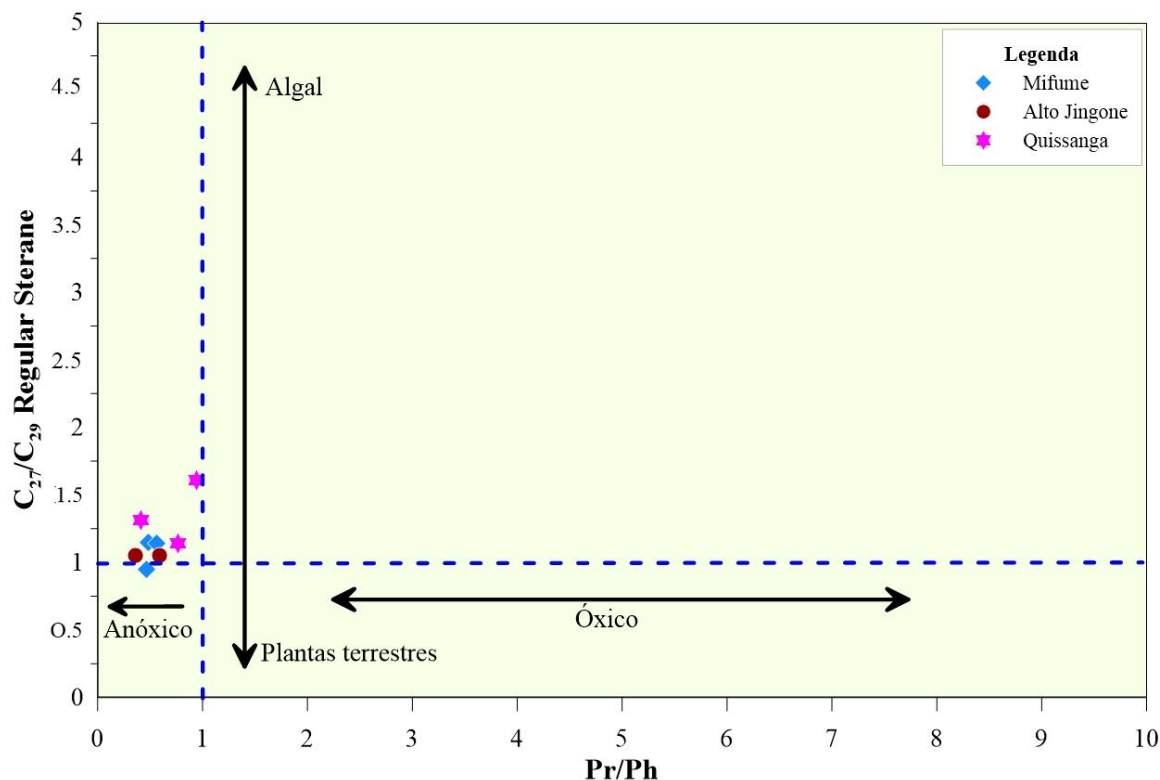


Figura 21: Diagrama de esteranos C27/C29 e razão Pr/Ph ilustrando os ambientes deposicionais.

6.4.Determinação Paleoambiental

Para o presente estudo, a interpretação paleoambiental foi feita pelo uso de diversos biomarcadores indicadores do paleoambiente deposicional. Pelas interpretações feitas nos subcapítulos anteriores foi construído um bloco diagrama de reconstrução paleoambiental representado na figura 22.

De forma geral, todas as formações foram depositadas sob influência de condições marinhas. As formações de Mifume e Alto Jingone são caracterizadas interpretadas como sendo depositadas em ambiente marinho com pouca contribuição de material terrestre (figura 23A). A formação de Quissanga é caracterizada por uma mistura de biomarcadores, que representam uma variação de paleoambiente deposicional com variando de terrestre, condicional a marinho mostrando assim uma variação de ambiente deposicional durante a deposição desta formação (figura 23B).

Entre tanto, a formação de Chinda é caracterizado por biomarcadores que sugerem um ambiente transicional para durante a deposição desta formação, por lado, segundo Segundo key et al., (2008), a composição litológica desta formação refletem fácies deltaico (figura 23 C). Esta informação confirma um paleoambiente transicional para esta formação.

A interpretação geral das condições deposicionais das formações geológicas do furo Mecupa-1, revela um processo de regressão marinha durante o Mioceno, este facto corrobora as pesquisas Salman Abdula, 1995, segundo a qual, a transgressão marinha no Mioceno Médio foi provavelmente seguida por uma ampla regressão relacionada tanto à grande elevação da margem continental da África Oriental quanto ao rifteamento cenozóico.

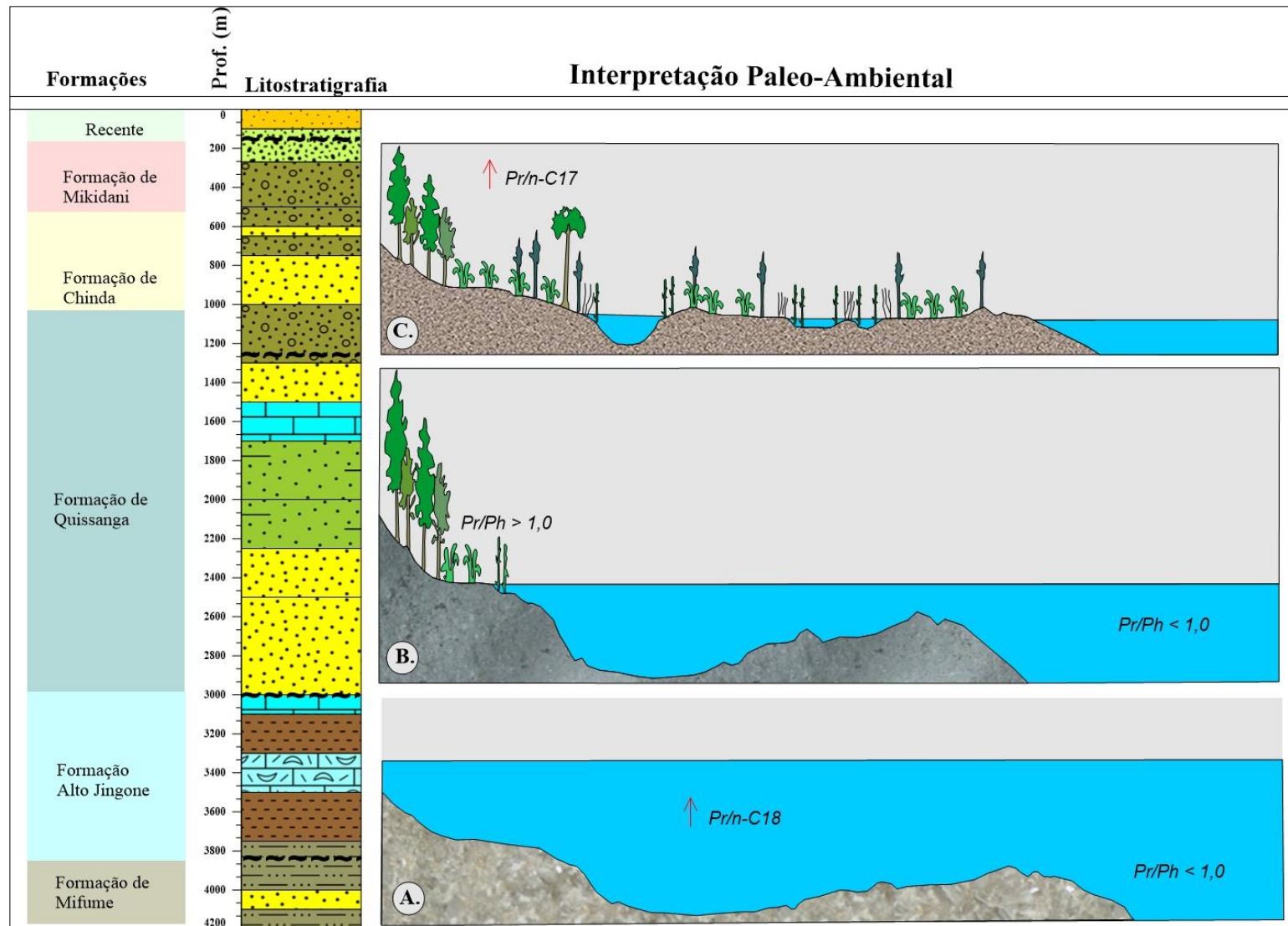


Figura 22:Diagrama interpretativo do paleoambiente deposicional das formações em do furo Mecupa-1. A. Ambiente essencialmente marinho, B. Variação de ambientes continental e marinho , C. ambiente transicional entre terrestre e marinho.

7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

7.1. Conclusões

Após os processos de descrição dos biomarcadores são tiradas as seguintes conclusões:

- Os valores baixos da razão Pr/Ph indicam que a deposição da matéria orgânica ocorreu sob condições redutoras ou anóxicas.
- Esse padrão sugere ambientes deposicionais predominantemente marinhos, com influência transicional e possivelmente hipersalina.
- A matéria orgânica nas formações analisadas foi, em geral, depositada em ambientes com pouco oxigênio e com alguma salinidade.
- As razões Pr/nC17 e Ph/nC18 mostraram valores baixos nas formações Mifume e Alto Jingone. Isso indica maior abundância de n-alcanos e baixa ou nenhuma biodegradação nessas formações.
- Já na Formação Quissanga, os indicadores apontam para um grau mais elevado de biodegradação.
- A razão $Ts/(Ts+Tm)$ variou entre 0,23 e 0,48 nas formações estudadas.
- Esses valores indicam matéria orgânica imatura, ainda fora da janela ideal para geração de petróleo.
- A análise integrada demonstra que a região experimentou oscilações no nível relativo do mar, com um evento transgressivo no Mioceno Médio seguido por uma ampla regressão, o que sugere mudanças paleoambientais controladas por fatores tectono-eustáticos.
- Essa regressão pode estar relacionada à elevação da margem continental da África Oriental e ao rifteamento cenozóico.

7.2. Recomendações

Com vista a melhorar as interpretações acerca do paleoambiente deposicional feitas neste estudo, recomenda-se:

- Integrar palinofácies e biomarcadores, de modo a permitir diferenciar melhor a origem continental e marinha da matéria orgânica, por análise visual;
- Integração de dados de Gamacerano de modo a confirmar a hipersalinidade dos ambientes interpretados como marinhos a transicionais;
- Determinação percentual dos esteranos regulares C27, C28 e C29 permitindo uma distinção mais precisa entre as fontes de matéria orgânica (fitoplanctônica, algácea ou terrestre) e, consequentemente, uma melhor caracterização do paleoambiente deposicional.

8.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Aquino Neto, F. R., Restle, A., Connan, J., Albrecht, P., & Ourisson, G. (1983). Novel tricyclic terpanes (C19, C20) in sediments and petroleums. *Tetrahedron Letters*, 23, 2027–2030.
2. Caetano, B. H. dos S. (2014). *Petrografia dos reservatórios do Grupo Grudja inferior da Bacia de Moçambique: ambiente deposicional e formação de hidrocarbonetos*, 6–16.
3. Carneiro, M., & Alberto, J. (2014). Preliminary assessment of CO2 storage potential in the Rovuma sedimentary basin, Mozambique. *Elsevier Energy Procedia*, 63, 5141–5152.
4. Cristina, M., Mendes, S., & Geologia, M. (2015). Estudo de Palinofácies e Biomarcadores de uma sondagem realizada na região de Alcobaça (Bacia Lusitânica).
5. Da Silva, C. G. A. (2007). *Caracterização Geoquímica Orgânica das Rochas Geradoras de Petróleo das Formações Irati e Ponta Grossa da Bacia do Paraná*. Instituto de Química.
6. Didyk, B. M., Simoneit, B. R. T., Brassell, S. C., & Eglinton, G. (1978). Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature*, 272(5650), 216–222. <https://doi.org/10.1038/272216a0>
7. ECL & ENH. (2000). *The Petroleum Geology and Hydrocarbon Prospectivity of Mozambique*. Artigo não publicado, Volume 1, Maputo.
8. El-gayar, M. S. H., Mostafa, A. R., Abdelfattah, A. E., & Barakat, A. O. (2002). Application of geochemical parameters for classification of crude oils from Egypt into source-related types. *Fuel Processing Technology*, 79, 13–28.
9. El Gawad, E. A. A., Makled, W. A., Mousa, A. S., El Hariri, T. Y., Mousa, D. A., & Hamed, T. E. (2021). Source rock evaluation and thermal maturity of the upper Cretaceous rocks in Abu El Gharadig Basin, Egypt: Insights to the petroleum system. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, 302(3). <https://doi.org/10.1127/njgpa/2021/1032>
10. Góes, V. C. M., Costa, A. B., Cerqueira, J. R., Abreu, N. C., Da Silva, A. S., Lima E Cima Miranda, F., De Souza Queiroz, A. F., & Ribeiro, H. J. P. S. (2021). Hydrocarbon potential and thermal maturity of the Barreirinha Formation, Southern edge of the Amazonas Basin,

Brazil. *Geologia USP – Série Científica*, 21(3), 3–17. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v21-171844>

11. Grantham, P. J., & Wakefield, L. L. (1988). Variations in the sterane carbon number distributions of marine source rock derived crude oils through geological time. *Organic Geochemistry*, 12(1), 61–73.
12. Guiliche, M. E. (2016). *Análise do Sistema Petrolífero da Bacia do Rovuma (Onshore), com base em Geoquímica Orgânica do Furo Mocímboa-1, Moçambique*, 64.
13. INP. (2012). *Abordagem sobre as novas descobertas de gás natural e desafios para o futuro*, 15–17.
14. Killops, S. D., & Killops, V. J. (2005). *Introduction to Organic Geochemistry* (2nd ed.). Oxford: Blackwell Publishing.
15. Krevelen, D. W. van. (1991). *Fundamentos para caracterização geoquímica de óleos e rochas geradoras*, 39–121.
16. Loegering, M. J., & Milkov, A. V. (2017). Geochemistry of Petroleum Gases and Liquids from the Inhassoro, Pande and Temane Fields, Onshore Mozambique. *Geosciences*, 7(2), 33. <https://doi.org/10.3390/geosciences7020033>
17. Mackenzie, A. S., Brassell, S. C., Eglinton, G., & Maxwell, J. R. (1982). Chemical fossils: the geological fate of steroids. *Science*, 217(4566), 491–504.
18. Mendonça Filho, J. G., Rêgo, T., Oliveira Mendonça, J. de, de Oliveira, A. D., da Silva, T. F., Franco, N., & da Silva, F. S. (2012). Organic facies: Palynofacies and organic geochemistry approaches. In *Geochemistry - Earth's System Processes*. <https://doi.org/10.5772/47928>
19. Niu, H., Han, X., Wei, J., Zhang, H., & Wang, B. (2018). Geochemical characteristics of Lower Jurassic source rocks in the Zhongkouzi Basin. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 108(3), 032050. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/108/3/032050>

20. Peters, K. E., Moldowan, J. M. (1991). Effects of source, thermal maturity, and biodegradation on the distribution and isomerization of homohopanes in petroleum. *Organic Geochemistry*, 17(1), 47–61.
21. Peters, K. E., Walters, C. C., & Moldowan, J. M. (2005). *The Biomarker Guide* (Vol. 2). Cambridge University Press.
22. Rodrigues, R. (1995). *A Geoquímica Orgânica da Bacia do Parnaíba*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 225 p.
23. Suguio, K. (2003). *Ambiente de Sedimentação e Fácies Sedimentares*. In *Geologia Sedimentar*, 416 p.
24. Tissot, B. P., & Welte, D. H. (1984). *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1029/eo066i037p00643>
25. Vasconcelos, L., & Achimo, M. (2010). O carvão em Rovuma. In *Ciências Geológicas – Ensino e Investigação da sua História*, Geologia das Ex-Colónias de África, Rovuma, Lisboa, II.
26. Volkman, J. K. (2003). Sterols in microorganisms. *Applied Microbiology and Biotechnology*, 60(5), 495–506.
27. Volkman, J. K., et al. (1998). Applications of biomarkers for assessing organic matter input and decomposition in sediments. *Marine Chemistry*, 62(1–2), 121–135.

Anexos

