



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOFÍSICA APLICADA**

**ESTUDO DA SISMICIDADE NATURAL DE ANGOLA E
DESENCADEADA NO MÉDIO KWANZA**

FRANCISCO ANTÓNIO PEREIRA NETO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 071

BRASÍLIA, DEZEMBRO DE 2014



ESTUDO DA SISMICIDADE NATURAL DE ANGOLA E DESENCADEADA NO MÉDIO KWANZA

FRANCISCO ANTÓNIO PEREIRA NETO

Dissertação apresentada à Banca Examinadora do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília como exigência final para obtenção do Título de Mestre em Geociências Aplicadas.

ORIENTADOR: Prof. Dr. GEORGE SAND LEÃO ARAÚJO DE FRANÇA

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. REINHARDT ADOLFO FUCK - UNB

Prof. Dr. LUCAS VIEIRA BARROS - UNB

Brasília, Dezembro de 2014.



Pereira Neto, Francisco António

Estudo da Sismicidade Natural de Angola e Desencadeada no
Médio Kwanza. Brasília, 2014 134pp

Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília. Instituto de
Geociências, Programa de Pós-graduação em Geociências
Aplicadas.

Orientador: Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França

1. Sismicidade natural; 2. Sismicidade desencadeada por
reservatório.



ESTUDO DA SISMICIDADE NATURAL DE ANGOLA E
DESENCADEADA NO MÉDIO KWANZA

Francisco António Pereira Neto

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França - UNB

Prof. DR. Lucas Vieira Barros - UNB

Prof. DR. Reinhardt Adolfo Fuck - UNB

Brasília, Dezembro de 2014

RESUMO

PEREIRA NETO, F. A. **Estudo da Sismicidade Natural de Angola e Desencadeada no Médio**

Kwanza. 2014. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2014.

O objetivo do presente trabalho é estudar e documentar a sismicidade natural em toda Angola, e criar o primeiro banco de dados sísmico que facilite a consulta e busca de informação sobre atividade sísmica no País, e Desencadeada na região do médio Kwanza. O estudo foi realizado com base em consulta a relatórios produzidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (INAMET) de 1968 - 2014, a partir de dados macrossísmicos, com maior ênfase ao trabalho apresentado por Moreira (1968); análise de relatórios técnicos sobre a sismicidade da região do médio Kwanza elaborados pela Hidroproject (2007); consulta aos boletins sísmicos internacionais do International Seismological Centre (ISC), e ao United States Geological Survey (USGS), dados com localização instrumental dos epicentros; bem como processamento de dois eventos registrados pela rede sismográfica de Capanda (um local de 23/07/2013, processado no âmbito da sismicidade desencadeada por reservatório e outro regional de 19/11/2013, processado no âmbito da sismicidade natural). Toda essa informação foi cruzada com dados geológicos, tectônicos, Imagens de Satélite Landsat-8 e Modelo Digital de Elevação SRTM3, que se constituiu no banco de dados que possibilitou a elaboração do mapa de Sismicidade de Angola, combinando magnitude estimada a partir de dados macrossísmicos com magnitude instrumental. Como resultado esperado, foram reconfirmadas as zonas sísmicas definidas por Moreira (1968), associadas às regiões dos escudos e a bacias intracratônicas, e, como contribuição a definição de uma nova zona na margem passiva. Foi feita uma tentativa de associar a sismicidade dessas regiões com os modelos de sismicidade intraplaca propostos por vários autores (concentração de esforços; zona de fraqueza pré-existente; alto fluxo de calor e ainda a hidrossismicidade), a partir de estruturas geológicas existentes nas respectivas regiões. Na região do médio Kwanza, apesar de não haver dados suficientes para afirmar se os terremotos registrados próximo do reservatório de Capanda foram ou não desencadeados, interpretação de mapas geológico, tectônico e dos produtos de sensoriamento remoto, revelaram a existência de zonas de fraqueza, fraturas e falhas com orientação preferencial NW-SE, em torno ou nas áreas dos futuros reservatórios, criando assim condições para que a região venha a registrar terremotos desencadeados, uma vez que a mesma não pode ser considerada inativa.

Palavras-chave: Sismicidade Natural; Sismicidade Desencadeada Por Reservatório

ABSTRACT

PEREIRA NETO, F. A. **Study of Natural Seismicity of Angola and Triggered in the Kwanza Middle Region** 2014. Master thesis. Pos-graduation Program of Applied Geosciences, Geosciences Institute, University of Brasília, Brasília, 2014.

The purpose of this work is to study and document the natural seismicity across Angola, creating the first seismic data base to facilitate consultation and finding information about seismic activity in the country, and reservoir triggered seismicity in the middle Kwanza region. The study was conducted based on review reports produced by the Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (INAMET) from 1968 to 2014, using macrosismic data, with greater emphasis on work presented by Moreira (1968), analysis of technical reports about the middle Kwanza region seismicity prepared by Hidroproject (2007), consultation the international seismic bulletins of the International Seismological Centre (ISC); United States Geological Survey (USGS), data with instrumental location of epicentres as well as processing two events recorded by the Capanda network seismograph (one local from July 23, 2013, processed in the context of reservoir triggered seismicity, and another regional from November 19, 2013, processed in the context of natural seismicity). All this information was crossed with geological, tectonic data, Satellite Images from Landsat-8 and Digital Elevation Model from SRTM3, which was the database that enabled the elaboration of the Angola seismicity map, combining magnitude estimated from macro seismic data and instrumental magnitude. As expected result, were reconfirmed the seismic zones defined by Moreira (1968), associated with the shield regions and intracratonic basins, and contribution with new seismic zone defined (passive margin). An attempt to associate the seismicity of these regions with models of intraplate seismicity proposed by several authors was done (pre-existing weakness zone; concentrated stress; high heat flow and still hydro seismicity), from geological structures existing in the respective regions. In the middle Kwanza region, although there are insufficient data to confirm whether earthquakes near the Capanda reservoir have been triggered or not, once, this region cannot be considered inactive.

Keywords: Natural earthquakes; Reservoir triggered seismicity;

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar a Deus por me ter dado a oportunidade de nascer e que me tem acompanhado diariamente ao longo de todos esses anos.

Agradeço a minha querida mãe (Marcelina Gaspar), por me ter posto neste mundo e me ter dado a formação de base para poder enfrentar e vencer os desafios de forma honesta, ao meu querido tio (Paulo Gaspar) pelo seu contributo em várias fases da minha vida.

Agradeço a minha família de casa, em especial a minha querida(o) esposa e filho (Marcelina Pereira e Francilo Pereira), por serem os meus pilares de sustentação, encorajando me sempre, aos meus sogros (Feidão Gaspar e Paulina Riando), merecedores da minha admiração e respeito.

Agradeço ao coletivo de funcionários do GAMEK em particular a Direção liderada pelo malogrado Eng. Eurico Mandslay, aos colegas de Capanda em particular os Eng^s Paulo Diogo e Saldanha Alves, por não apresentarem objeção a minha ausência do local de trabalho por um longo período de tempo. Agradeço ao INAMET em especial o Sr. Bernardo Ebo.

Agradeço o coletivo de professores da UnB, que com brio souberam transmitir os seus conhecimentos, estando disponíveis sempre para ajudar a esclarecer as dúvidas que foram surgindo. Em especial os professores José Eloi; Henrique Roig; Tati Almeida; Paulo Meneses; Marco Ianniruberto; Weliton Rodrigues.

Expresso os meus sinceros votos de gratidão aos Professores Lucas Barros, pela paciência, disponibilidade, disposição na transmissão dos seus conhecimentos na disciplina de análise de sinais sísmicos e em particular no uso do programa SEISAN para o processamento dos dados; Cristiano Chimpliganond, pela revisão do texto, pelas sugestões essenciais no processamento dos dados, pelos ensinamentos e auxílio na utilização do programa Isola.

Os meus votos de gratidão vão também para o queridíssimo professor e amigo Dr. César Alaminus, que tem se mostrado bastante importante nas várias fases da minha formação acadêmica, por me ter fornecido grande parte de material de apoio utilizado neste trabalho (mapas geológicos e topográficos), e tem se mostrado sempre disponível para transmitir os seus conhecimentos.

Agradeço aos meus colegas do programa de pós-graduação, ao pessoal do Obsis e não posso deixar de agradecer a UnB em particular o IG pela abertura que tem concedido aos estudantes que não sejam Brasileiros e que não residam obrigatoriamente no Brasil, de modos a que os mesmos tenham oportunidade de dar sequência aos seus estudos.

Agradeço o amigo Pedro Celestino, pela paciência, disponibilidade que teve em auxiliarme na procura de uma casa para arrendar e pelo apoio prestado aquando da minha chegada.

Um agradecimento especial vai para o meu orientador prof. George Sand, que para além de orientador tem sido amigo, por ter aceito orientar o meu mestrado mesmo não me conhecendo deu-me a oportunidade de realizar um sonho que sempre tive de me potencializar profissionalmente. E apesar da sua ausência no semestre da minha admissão, sempre se mostrou disponível. Que continue a ser essa pessoa alegre, sempre disposto a ajudar o próximo, realmente, uma pessoa fora de série exemplo a seguir.

A todos aqueles que contribuíram direta ou indiretamente para que essa tese se tornasse uma realidade,

O meu N'ga Saquidila (Muito Obrigado)

DEDICATÓRIA

Para o malogrado "Eng. Eurico Mandslay", ex-diretor geral do GAMEK, principal mentor deste projeto, pois, com sua visão para o futuro sem medir esforços e nem ver a meios, vinha desenvolvendo um projeto de formar os técnicos do Gamek de modos a que a empresa em particular, e, o País em geral vão reduzindo paulatinamente sua dependência dos técnicos expatriados, é que tornou possível a realização deste projeto de mestrado. Acredito que a sua passagem rápida pela Direção do GAMEK interrompida de forma brusca naquele fatídico dia já mais será esquecida Que a sua alma descanse em paz.

SUMÁRIO

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
AGRADECIMENTOS.....	iii
DEDICATÓRIA.....	v
SUMÁRIO	vi
Lista de Figuras	ix
Lista de tabelas.....	xiii
LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES	xiv
1 Capítulo - INTRODUÇÃO	1
1.1 Introdução e justificativa	1
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivo Geral.....	2
1.2.2 Objetivo Específico	2
1.3 Localização	3
1.3.1 Localização de Angola no Continente Africano	3
2 Capítulo - Geologia	4
2.1 Contexto Geológico.....	4
2.2 Afloramentos do embasamento	5
2.3 Estruturas da cobertura da plataforma	5
2.3.1 Zonas de reativação tectono-magmática da plataforma	6
2.4 Estratigrafia	8
2.4.1 Arqueano	8
2.4.2 Proterozóico	9
2.4.3 Fanerozóico	12
2.5 EVOLUÇÃO DAS PLACAS TECTÔNICAS	12
2.5.1 Tectônica	12
2.5.2 Evolução das Margens Clivadas de Angola e Atlântico Sul	17
2.6 Geomorfologia	19
2.6.1 Relevo do Maciço Continental.....	19
2.6.2 Relevo da depressão Oceânico-Litoral	19
3 Capítulo - Sismicidade Intraplaca	20
3.1 Introdução.....	20
3.2 Sismicidade Natural de Angola	27
3.2.1 Descrição dos Eventos por zonas sismogênicas definidas por Moreira (1968)	29
4 Capítulo - Metodologia sismicidade natural.....	32

4.1	Trabalhos Preliminares.....	32
4.2	Interpretação dos dados Macrossísmicos.....	33
4.2.1	Distribuição Temporal da sismicidade histórica Angolana (1943 - 2013)	35
4.2.2	Relação Frequência-Magnitude.....	36
4.2.3	Tempo de Recorrência.....	37
4.3	Dados Instrumentais	38
4.3.1	Dados dos Boletins Sísmicos Internacionais.....	38
4.3.2	Evento Sísmico de 19/11/2013.....	43
4.4	Rede sismográfica Local de Capanda	44
4.5	Base de dados de Capanda	47
4.5.1	Pré-Processamento e preparação dos dados.....	47
4.5.2	Conversão de formato.....	47
4.6	O Sistema SEISAN	48
4.6.1	Estrutura de SEISAN.....	49
4.6.2	Base de dados do Sistema SEISAN.....	50
4.7	Análise dos Dados	54
4.8	Pré-Processamento e Análise do Evento de 19/11/2013	55
4.8.1	Modelo Crustal Utilizado.....	55
4.8.2	União de formas de onda	56
4.8.3	Criação da base de dados com o comando MAKEREA (Figura 4.18).....	57
4.8.4	Registro do evento (Criação do arquivo s-file).....	57
4.8.5	Análise do evento de 19/11/2013.....	60
5	capítulo - Discussão dos resultados sismicidade natural.....	66
5.1	Resultado do processamento e análise do evento de 19/11/13.....	66
5.2	Sismicidade histórica e instrumental	67
5.3	Regionalização Sísmica do território Angolano	70
6	Capítulo - Região do Médio Kwanza e Sismicidade Desencadeada	74
6.1	Introdução.....	74
6.2	Localização da Região do Médio Kwanza e do reservatório da usina hidrelétrica de Capanda	74
7	Capítulo - Aspectos Geomorfológico, Geológico e Tectônico da Região do Médio Kwanza..	78
7.1	Geomorfologia	78
7.2	Geologia	78
7.3	Tectônica	79
8	Capítulo - Sismicidade Desencadeada	82
8.1	Introdução.....	82
8.2	Sismicidade Desencadeada Por Reservatórios (SDR).....	84

8.3	Categoria de Terremotos Desencadeados Por Reservatórios	85
8.4	Mecanismos de Terremotos Desencadeados Por Reservatórios	86
8.4.1	Resposta Poro-elástica ao Represamento de Reservatório	86
8.4.2	Resposta Elástica:	88
8.4.3	Resposta ao Carregamento (Devido ao Enchimento)	88
8.4.4	Resposta a Descarga (Devido ao Esvaziamento)	88
8.4.5	Difusão da Pressão nos Poros.....	89
8.4.6	Resposta Associada:	89
8.5	Características dos Sismos Desencadeados Por Reservatórios (SDR).....	90
8.5.1	Relação Frequência do Terremoto - Magnitude.	90
8.5.2	Relação Entre a Magnitude do Maior Pós-abalo e Magnitude do Evento Principal	92
8.5.3	Decaimento dos Pós-abalos	93
8.5.4	Padrões de Pré-abalo e Pós-abalo.....	94
8.6	Sismicidade na Região do Médio Kwanza	96
9	Capítulo - Metodologia sdr	98
9.1	Consulta de Informações sobre a sismicidade da Região.	98
9.2	Aquisição de Mapas	100
9.3	Produtos do sensoriamento remoto.....	100
9.3.1	Landsat-8	100
9.3.2	Shuttle Radar Topography Mission (SRTM3).....	101
9.3.3	Pré-Processamento e Análise do Evento de 23/07/2013.	103
10	Capítulo - Discussão dos resultados sdr.....	107
10.1	Dados da extração de lineamentos.....	107
10.2	Dados do evento de 23/07/2013.	108
11	capitulo - Conclusões e recomendações.....	111
11.1	Conclusões	111
11.2	Recomendações	112
	Referências	114
	ANEXO 1 - Tabelas	122
	Anexo 2 - resumo do Artigo	133

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa Político Administrativo de Angola	3
Figura 2.1: Distribuição Superficial das placas litosféricas (http://www.desconversa.com.br/geografia/wp-content/uploads/2012/01/placas_tectonicas-1.jpg#)	4
Figura 2.2: Esboço Tectônico-Estrutural, adaptado da Carta Geológica de Angola a escala 1:5.000.000.....	7
Figura 2.3: Mapa de localização do Atlântico Sul. (a) Mapa geomorfológico do Oceano Atlântico, ilustrando principais feições tectônicas. (b) Reconstrução tectônica das bacias sedimentares na configuração pré-deriva continental (Mohriak, 2003).....	14
<i>Figura 2.4: Reconstrução da Placa tectônica do Atlântico Sul no Cretáceo, mostrando o movimento relativo das orlas fraturadas de Angola e do Brasil. As zonas sedimentarias estão representadas a ponteadado, as vulcânicas a vermelho, e os depósitos de sal a violeta claro. A deposição ativa de sal é indicada pelo simbolo γ, e a área de depósitos de sal existentes por linhas horizontais (Schlumberger, 1991).</i>	15
Figura 2.5: Mapa simplificado da metade oriental do Oceano Atlântico Sul e parte do continente Africano, ilustrando a idade e batimetria da litosfera oceânica quer em planta, quer em corte da bacia Angolana. Os números correspondem a anomalias magnéticas, os pontos negros a epicentros de terremotos e verde a camada Mesozóico/Cenozóico (Schlumberger, 1991).	16
Figura 2.6: Tabela de correlação das anomalias magnéticas oceânicas desde o final do Jurássico até ao atual Atlântico Sul, variações do nível do mar, variação angular da separação das Placas, fases tectônicas e principais acontecimentos estratigráficos ao longo da costa Angolana. As cores das diferentes fases tectônicas correspondem a das Figuras 2.4 e 2.5 (Schlumberger, 1991).....	18
<i>Figura 3.1: Sismicidade intraplaca crustal (círculos sólidos) plotados em mapa global de variações de velocidade das ondas S do manto, δV_s, à profundidade de 175 km. Terremotos fora das regiões continentais estáveis foram excluídos. Regiões em laranja e em vermelho mostram anomalias negativas de δV_s e correspondem a regiões com espessura da litosfera menos de 175 km. Regiões em azul mostram anomalias positivas de δV_s e correspondem a regiões com litosfera mais espessa do que 175 km. Regiões em azul, correspondendo a anomalias δV_s superior a 2%, são restritas aos continentes, e regiões em azul escuro com anomalias $\delta V_s > 3\%$ correspondem a crátons pré-cambrianos estáveis sustentados por espessa camada litosférica. Poucos terremotos crustais ocorreram no interior dos crátons sismicamente definido, no entanto, muitos terremotos estão localizados na região do entorno desses crátons (Mooney et al., 2012).</i>	24
<i>Figura 3.2: Histogramas do número global de terremotos da crosta intraplaca versus quatro faixas de M_w e a anomalia da velocidade da onda S (δV_s), à profundidade de 175 km. (A) terremotos com $M_w = 4.5-4.9$ ocorrem acima do manto variando δV_s entre -2% a 5% e atinge um máximo de δV_s em 2%; (B) terremotos com $M_w = 5.0-5.9$ ocorrem acima do manto variando δV_s entre -2% a 5%; (C) terremotos com $M_w = 6.0-6.9$ estão limitados a $\delta V_s \leq 3,5\%$ e mostram dois picos, $\delta V_s = 0\%$ (margens continentais) e $\delta V_s \sim 2\%$ (borda de crátons); (D) terremotos com $M_w \geq 7.0$ estão limitados a $\delta V_s \leq 3.5$ (Mooney et al, 2012).</i>	25
Figura 3.3: Sismicidade Africana de 1900-1973, quadrilátero vermelho indica a área que corresponde a Angola (Sykes, 1978).....	27

Figura 3.4: Mapa com as regiões sísmicas de Angola (áreas anchuradas) Moreira (1968).	28
Figura 4.1: Distribuição espacial da sismicidade histórica Angolana.	35
<i>Figura 4.2: Distribuição temporal da sismicidade histórica angolana.</i>	<i>36</i>
<i>Figura 4.3: Relação Frequência - Magnitude</i>	<i>37</i>
Figura 4.4: Tempo de recorrência para magnitude histórica	38
Figura 4.5: Distribuição espacial dos eventos com localização instrumental, catálogo preliminar.	39
Figura 4.6: Distribuição temporal da sismicidade Instrumental angolana.	40
<i>Figura 4.7: Relação Frequência - Magnitude (instrumental).....</i>	<i>41</i>
<i>Figura 4.8: Tempo de recorrência para magnitude instrumental.</i>	<i>42</i>
<i>Figura 4.9: Distribuição espacial dos eventos com localização instrumental, catálogo com magnitude maior ou igual 3.4.</i>	<i>42</i>
<i>Figura 4.10: Localização das estações sismográficas usadas no processamento do evento de 19/11/13 (estrela vermelha); Triângulo azul rede local e triângulo verde rede internacional.</i>	<i>43</i>
Figura 4.11: Localização da rede sismográfica de Capanda	44
Figura 4.12: a) Sistema digital (Taurus); b) Sismômetro triaxial de banda larga	45
<i>Figura 4.13: Diagrama em blocos da sequência para obtenção dos dados do evento de 19/11/2013 e de sua preparação/pré-processamento antes de serem armazenados na base SEISAN</i>	<i>48</i>
<i>Figura 4.14: Estrutura em árvore do sistema SEISAN ligada aos subdiretórios WAV (arquivos de forma de onda) e REA (arquivos contendo os resultados de leitura).</i>	<i>50</i>
<i>Figura 4.15: Modelo Crustal utilizado, N representa a descontinuidade de Moho.</i>	<i>55</i>
<i>Figura 4.16: Execução do comando dirf.....</i>	<i>56</i>
<i>Figura 4.17: Execução do comando seisei para unir as formas de onda em um único arquivo (arquivo gerado marcado com retângulo vermelho).</i>	<i>57</i>
<i>Figura 4.18: Criação da base de dados executando o comando MAKEREA.....</i>	<i>57</i>
Figura 4.19: Evento listado, seleciona-se o evento de interesse para efetuar o registro.....	58
<i>Figura 4.20: Execução do comando MULPLT e seleção das opções disponíveis.</i>	<i>58</i>
<i>Figura 4.21: Visualização das formas de onda contendo as três componentes das 10 estações, com opção de salvar a janela, definindo o intervalo com o sinal sísmico, assim como ativar e desativar canais de modo a facilitar a ampliação do sinal e consequentemente a marcação das fases.</i>	<i>59</i>

<i>Figura 4.22: Registro do evento.</i>	59
<i>Figura 4.23: Arquivo s-file criado, sem nenhum registro de processamento.</i>	60
<i>Figura 4.24: Seleção do evento a ser analisado na base de dados Capan.</i>	60
<i>Figura 4.25: Marcação da fase P nas estações da rede Capanda.</i>	61
<i>Figura 4.26: Componente vertical das estações LSZ e TSUM sem aplicação de filtro.</i>	61
<i>Figura 4.27: Componente vertical das estações LSZ e TSUM após aplicação do filtro (1 - 5 Hz).</i>	62
<i>Figura 4.28: Marcação do tempo coda nas componentes verticais.</i>	63
<i>Figura 4.29: Dados da Localização hipocentral e Magnitude coda determinada</i>	65
<i>Figura 4.30: Arquivo print.out.</i>	65
<i>Figura 4.31: Arquivo hypsum.out.</i>	65
<i>Figura 5.1: Localização do epicentro do terremoto de 19/11/2013, ocorrido na localidade do Cassongue.</i>	67
<i>Figura 5.2: Epicentros intraplaca em Angola: Números indicam os escudos: Escudo de Angola (1); Escudo do Maiombe (2); Escudo do Cassai (3); Escudo Bangweulo (4); Bacias Intracratônica: Congo (CNG); Kwanza (KWZ); Zambeze (ZBE); Cuando (CDO); Cubango (CGO); Kwanhama (KHM); Cunene (CNE); Bacias Costeiras: Congo (CNG); Kwanza (KWZ); Namibe (NBE).</i>	70
<i>Figura 6.1: Barragem de Capanda, visto da jusante para montante.</i>	74
<i>Figura 6.2: Mapa de Localização dos reservatórios no trecho médio do rio Kwanza</i>	76
<i>Figura 6.3 Esquema de divisão de queda trecho médio do rio Kwanz,(Intertechne, 2010).</i>	77
<i>Figura 7.1: Mapa Geológico da Região do médio Kwanza, modificado da carta geológica de Angola a escala 1:1.000.000.</i>	79
<i>Figura 7.2: Vista das falhas geológicas "1 a 5", destacando que a falha "5" e a falha "4" ocorrem fora da área das estruturas do AHE Laúca. Em vermelho, falhas secundárias de menor expressão restritas à calha do rio Kwanza. Fluxo do rio Kwanza da direita para a esquerda, modificado de (Intertechne, 2010).</i>	81
<i>Figura 8.1: Esquema para ilustrar os processos observados na sismicidade inicial. (a) mostra a curva de enchimento do reservatório, que está associada com aumento na $\Delta\sigma_n$ (b) devido à carga. A resposta do carregamento em poros obstruídos provoca aumento da pressão nos poros (P_1 a P_2) (c) e correspondente diminuição da resistência (S_1 a S_2) (e). Quando os poros são desobstruídos, o aumento da pressão nos poros é dissipado (P_2 a P_3) e aumento da resistência (S_2 a S_3). Quando a frente de pressão nos poros devido ao carregamento do reservatório chega, há aumento da pressão nos poros (P_4 a P_5), (d) e correspondente diminuição na resistência (S_4 a S_5), (e). Quando a resistência diminui abaixo de um limiar crítico "FALHA" marcada ocorre</i>	

<i>sismicidade (padrão sombreado). Painel (f) mostra a porcentagem da "profundidade" de eventos associados com o enchimento inicial do Reservatório Monticello (Talwani, 1997).....</i>	<i>87</i>
Figura 8.2: a) Três tipos de padrões pré-abalo - pós-abalo e suas relações com as estruturas dos materiais e esforço aplicado; b) Exemplo dos três tipos de sequência de terremotos (Mogi, 1963b).	95
Figura 8.3: <i>Variação do nível de água, estrelas amarelas representam terremotos registrados em torno do reservatório de Capanda.</i>	<i>97</i>
Figura 9.1: Epicentros dos eventos com registro histórico e instrumental na região do Médio Kwanza.	99
Figura 9.2: Extração de Lineamentos imagem Landsat-8 composição colorida (RGB), bandas 5, 6 e 4.	102
Figura 9.3: <i>Extração de Lineamentos MDE da SRTM3.</i>	<i>102</i>
Figura 9.4: Mapa de Lineamentos, com tendência de orientação preferencial NW-SE, conforme diagrama de roseta no canto superior direito.....	103
Figura 9.6: Modelo crustal desenvolvido para o evento local, N representa a descontinuidade de Moho	104
Figura 9.5: <i>Diagrama em blocos da sequência para a preparação pré-processamento dos dados do evento do dia 23/7/2013, antes de ser armazenado na base SEISAN.</i>	<i>104</i>
Figura 9.7: Ampliação das componentes verticais das 4 estações e marcação da fase P.	105
Figura 9.8: <i>Visualização de todos os canais, com marcação das fases P e S, assim como o tempo coda.</i>	<i>106</i>
<i>Figura 9.9: Localização do evento de 23/07/2013; o valor RMS é menor que 0,1; os erros de localização são menores que 3 km e os tempos residuais são menores que 0,1.</i>	<i>106</i>
Figura 10.1: Falha do tipo transcorrente identificada na região.	107
<i>Figura 10.2: Arquivo print.out.....</i>	<i>108</i>
Figura 10.3: Arquivo hypsum.out	109
Figura 10.4: <i>Localização do epicentro do terremoto de 23/07/2013.</i>	<i>109</i>
Figura 11.1: Mapa de Sismicidade histórica e instrumental de Angola, período 1914 a 2014....	113

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1- Terremotos históricos que produziram rupturas na superfície documentados em regiões continentais estáveis (Crone et al., 1997).....	21
Tabela 3.2- Pós abalos e profundidade focal de alguns terremotos de tamanho moderado em regiões continentais estáveis (Rajendran & Rajendran, 1999).....	22
Tabela 4.1- Lista das estações usadas no processamento do evento de 19/11/2013	43
Tabela 4.2 Sistema sismográfico instalado em torno do reservatório da usina de Capanda.	45
Tabela 4.3 Características do instrumental sismográfico utilizado em cada estação da rede sismográfica local de Capanda.	46
Tabela 4.4: Descrição de principais diretórios de SEISAN.	50
Tabela 5.1- Parâmetros da fonte para o terremoto de 19 de Novembro de 2013	66
Tabela 8.1- Magnitudes de eventos principais, do maior pós-abalo, e o valor b para sequências de terremotos associados a reservatório (Gupta, 1992).....	93
Tabela 8.2- Atualização da compilação feita por Gupta & Rastogi (1976), fornece as relações de atenuação dos pós-abalos para vários locais de SDR. (Gupta, 1992).....	94
<i>Tabela 9.1: Exemplo do Boletim de eventos sísmicos regional e local da Hidroproject (2007) ...</i>	99
Tabela 9.2. - Características espectrais dos instrumentos imageadores OLI e TIRS	100
Tabela 10.1- Parâmetros da fonte do evento de 23/07/2013	109

LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES

BD	Base de Dados
CDO	Cuando
CGO	Cubango
CNE	Cunene
CNG	Congo
DRMS	Distance Root Mean Squared
GAMEK	Gabinete de Aproveitamento do Médio Kwanza
IAG-USP	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo
IG	Instituto de Geociências
IGA	Instituto Geológico de Angola
IGCA	Instituto de Geodesia e Cartografia de Angola
INAMET	Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica
IRIS	Incorporated Research Institutions For Seismology
ISC	International Seismological Centre
KHM	Kwanhama
KWZ	Kwanza
M.a	Milhões de anos
MCS	Escala de Intensidade de Mercalli Sieberg
MDE	Modelo Digital de Elevação
MM	Escala de Intensidade de Mercalli Modificada
M.T	Mato Grosso
NBE	Namibe
OLI	Operational Land Image
RDC	República Democrática do Congo
Rb	Rubídio
RMS	Root Mean Square
SDR	Sismicidade Desencadeada Por Reservatório
SIR	Sismicidade Induzida Por Reservatório
Sr	Estrôncio
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SEISAN	Seismic Analysis System
TIRS	Thermal Infrared Sensor
UAN	Universidade Agostinho Neto
UNB	Universidade de Brasília
USGS	United States Geological Survey
WWSSN	World-Wide Standard Seismograph Network
ZBE	Zambeze
ZSPG	Zona Sísmica do Porto dos Gaúchos
δV_s	Velocidade de Propagação da onda de Cisalhamento

1 CAPÍTULO - INTRODUÇÃO

1.1 INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA

O interesse pela Sismologia no Mundo foi impulsionado nas regiões onde se concentra grande parte da atividade sísmica global (bordas das placas litosféricas, com mais de 90% da média global). Por afetar regiões de importância econômica como Califórnia-Estados Unidos, Japão, etc., grande parte dos esforços e recursos em Sismologia foram utilizados para o entendimento da atividade sísmica nessas regiões (sismicidade interplaca).

No entanto, embora menos frequentes, os sismos intraplaca (constituindo cerca de 5% da média global), também são importantes. Os eventos sísmicos que ocorreram em intervalo de pouco mais de um mês, entre Dezembro de 1811 e Fevereiro de 1812 (Johnston, 1989; Johnston & Kanter, 1990; Hough et al., 2000), em New Madrid, Missouri, região central dos Estados Unidos (afastada das bordas das placas e como tal, considerada região continental estável), cujos abalos atingiram a intensidade máxima possível (XII na escala de Mercalli Modificada - MM) e se constituíram no marco para o desenvolvimento de estudos da sismicidade intraplaca.

Com os avanços tecnológicos no ramo da Sismologia em particular e da Geofísica em geral, grande parte do globo passou a ter monitoramento sísmico. Assim sendo, Angola, apesar de estar em regiões mais estáveis do mundo, até para regiões de intraplaca, e apresentar um perigo sísmico baixo, mas não desprezível, não deve continuar alheio a esta realidade mundial.

Os temas mais desconhecidos da Sismologia Mundial em geral, e em particular para Angola, são o Risco Sísmico (*seismic risk*) e o Perigo Sísmico (*seismic hazard*). Embora com nomes bem parecidos, existe diferença entre eles e essas áreas fornecem parâmetros importantes para engenharia sísmica correlacionada diretamente a danos a estruturas. Em zonas sismogênicas é muito importante, até como medida de prevenção, elaborar mapas de Perigo Sísmico e de Risco Sísmico. Os primeiros expressam o efeito potencial das ondas sísmicas e dos fenômenos associados, isto é, representam a possibilidade de ocorrência de vibrações sísmicas com determinadas características, não considerando as consequências, designadamente a nível financeiro e de vítimas mortais. Já o Risco Sísmico é a avaliação integrada da perigosidade sísmica e das consequências materiais (financeiras e

infraestruturais) que provavelmente ocorrerão caso tenha lugar um sismo com as características consideradas (Dias, 2011).

Por conseguinte, o estudo dos riscos naturais implica análise integrada de dois conjuntos de fatores, que são a dinâmica natural do meio, que configura o conceito de *hazard* (perigo) e os fatores ligados à diferente vulnerabilidade das populações, decorrente não só das características demográficas, mas sobretudo do seu poder econômico, do seu modo de organização política ou do seu estatuto social e cultural. Curiosamente, tanto um como outro, o Homem marca a sua presença, diríamos que o mesmo é determinante para as transformações responsáveis por um aumento significativo do risco em determinados territórios (Cunha e Cravidão, Apud Medeiros, 2010).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Geral

Elaborar Mapa de Sismicidade e reconfirmação das principais zonas sísmicas de Angola.

1.2.2 Objetivo Específico

Documentar a sismicidade natural em toda Angola em geral, e em particular a sismicidade desencadeada por reservatório na região do Médio Kwanza, aproveitando a rede sismográfica existente em torno do reservatório da Usina hidrelétrica de Capanda. Criação do primeiro banco de dados sísmico de Angola que facilite a consulta e busca de informação sobre atividade sísmica no País.

1.3 LOCALIZAÇÃO

1.3.1 Localização de Angola no Continente Africano

Angola está situada na parte Ocidental da África Austral, sendo limitada pelas coordenadas 4° 21' e 18 ° 02' Sul; 11° 38' e 24° 03' Leste. Sua extensão Norte-Sul é de 1.300 km e Oeste-Este é aproximadamente 1.250 km, limitada a Norte pela República do Congo Brazzaville, a Nordeste com a República Democrática do Congo (RDC), a Leste com a República da Zâmbia, a Sul com a República da Namíbia e a Oeste com o Oceano Atlântico. Sua costa tem uma extensão de 1.600 km e possui uma superfície territorial de 1.246.700 km² (Figura 1.1).



Figura 1.1: Mapa Político Administrativo de Angola

2 CAPÍTULO - GEOLOGIA

2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

Angola encontra-se localizada na Placa Africana (designada às vezes como Placa Nubia). É uma placa tectônica continental que cobre o continente de África e que se estende a Oeste até a cordilheira Meso-Atlântica (Catanha, 2006).

Tem como placas limítrofes:

- a) A Norte as Placas Euro-Asiática e Arábica;
- b) A Sul a Placa Antártica;
- c) A Leste as Placas IndoAustraliana e Arábica;
- d) A Oeste as Placas Sul Americana e a Norte Americana.

Todos os limites da Placa Africana são divergentes, exceto a que tem com a placa Euro-Asiática, que é convergente (Figura 2.1).

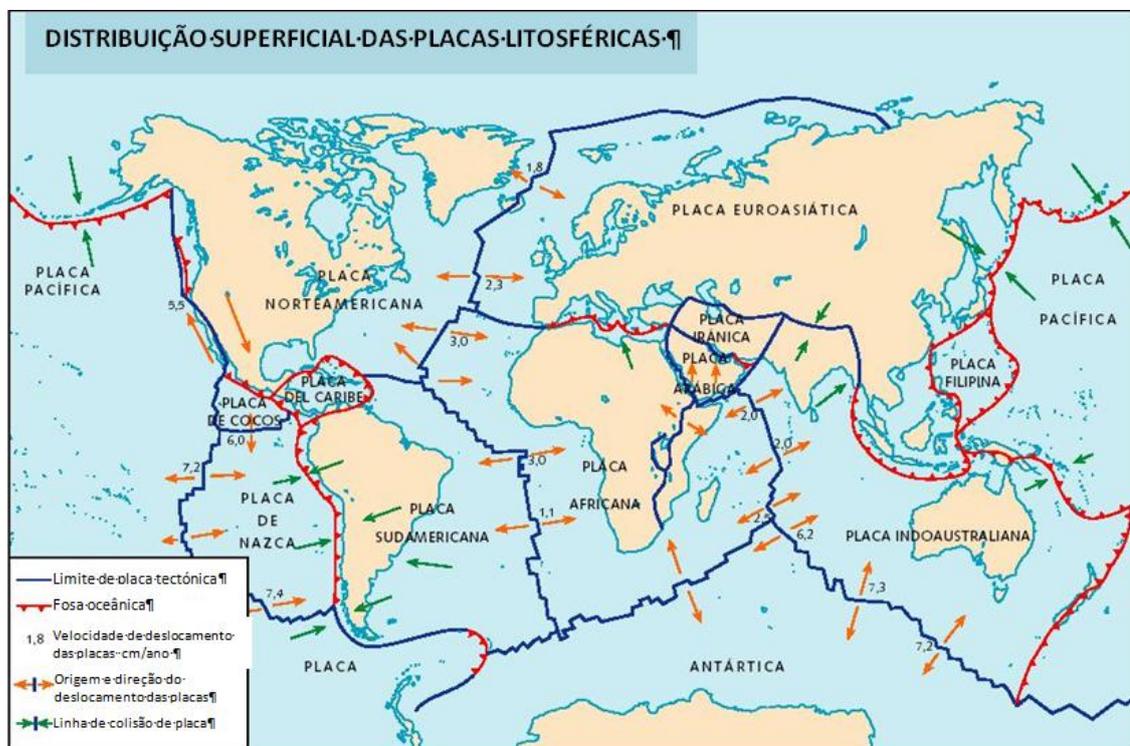


Figura 2.1: Distribuição Superficial das placas litosféricas

(http://www.desconversa.com.br/geografia/wp-content/uploads/2012/01/placas_tectonicas-1.jpg#)

No setor Angolano da Plataforma Africana destacam-se nitidamente dois níveis estruturais:

1.-Inferior, Escudo cristalino (embasamento).

2.-Superior, cobertura da plataforma, constituída pelos complexos do Meso-Neoproterozóico, Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico.

Deste modo, em Angola foram definidos os seguintes grandes elementos tectono-estruturais (Instituto Geológico de Angola - IGA, 1989) (Figura. 2.2):

2.2 AFLORAMENTOS DO EMBASAMENTO

a) Escudo de Angola (1);

b) Escudo do Maiombe (2);

c) Escudo do Cassai (3);

d) Escudo do Bangweulo (4);

e) Horst do Kwanza;

f) Afloramentos relativamente pequenos das rochas cristalinas no Norte e no Sudoeste de Angola;

g) Estruturas do Meso-Neoproterozóico dos escudos: que são cinturões de rochas verdes e blocos da crosta continental primitiva.

2.3 ESTRUTURAS DA COBERTURA DA PLATAFORMA

I. Do Proterozóico Inferior:

— Aulacógeno do Congo Ocidental;

— Depressão riftogênica de Lutete;

— Placas pré-cambrianas do Congo e do Okavango, representadas por depósitos não dobrados de pequena espessura.

II. Estruturas lineares do Paleozóico Superior, geradas nas placas pré-cambrianas.

III. Depressões lineares vulcano-terrágenas do Mesozóico Inferior, geradas nas placas pré-cambrianas e pequenas depressões terrígenas isoladas no escudo do Cassai.

IV. Estruturas do Mesozóico Inferior-Cenozóico:

- Depressão Periocênica;
- Depressões continentais do Congo e de Okavango.

2.3.1 Zonas de reativação tectono-magmática da plataforma

- do Meso-Neoproterozóico, com manifestações de magmatismo básico, ácido e alcalino;
- do Mesozóico com a instalação de grande diversidade de rochas intrusivas de composição ultrabásico-alcalina, básica e alcalina, kimberlitos e carbonatitos;
- do Meso-Cenozóico, com intrusões de basaltóides, doleritos, pórfiros graníticos, riolitos.



- Estruturas do Eo-Paleoarquano (> 3.000 Ma)**
 - Escudo de Angola (1) Escudo do Malombe (2)
 - Escudo do Cassai (3) Escudo do Bangweulu (4)
 - Horst do Kwanza
 - Afloramento do embasamento
- Estruturas do Meso-Neoarquano (2.900-2.800 Ma)**
 - Relíquias cinturões de rochas verdes protoriftis
 - Relíquias indiferenciadas de estruturas de camadas protometamórfica cinturões de rochas verdes
 - Cupulas gnáisso-graníticas e graníticas
- Estruturas do Paleoproterozóico (2.600-1.650 Ma)**
 - Troughs de rochas verdes e depressões
 - Estruturas intercupulares e depressões lineares nos arqueamentos regionais
 - Intrusões de Granitos subalcalinos
 - Intrusões Granitoides Leococráticos e Granodioritos
 - Intrusões rochas básicas estratificadas tipo Bushveld
 - Intrusões Granitos tipo Rapakivi
 - Kimberlito
- Estruturas do Meso-Neoproterozóico (1.650-570 Ma)**
 - Aulacógeno do Congo Ocidental**
 - Zonas de dobramentos paralelos
 - Zonas de dobra de orientação diversa
 - Depressão latitudinal Riftogénica de Lutete (Meso-Neoproterozóico)**
 - Aflorante
 - Encoberto por depósitos recentes
 - Placas pré-cambrianas**
 - Zonas de depósitos horizontais e subhorizontais
 - Zonas dobramentos lineares junto às falhas
 - Zonas de reactivação tectono-magmática do Neoproterozóico**
 - Limite da zona
 - Intrusão magmatismo ácido e alcalino
 - Intrusão magmatismo básico
 - Estruturas do Meso-Cenozóico (<230 Ma)**
 - Zona de reactivação tectono magmática Mesozóica
 - Magmatismo basaltóide
 - Zona de reativação tectono-magmática Mesozóica (C.Lucapa)
 - Zona de rativação tectono-Magmática Meso-Cenozóica
 - Bacias Intracratônicas
 - Bacias Costeiras
 - Falha profunda Kwanza Sul e Kwanza Norte
 - Falha profunda no continente
 - Falha profunda no continente: Pericoceânica

Figura 2.2: Esboço Tectónico-Estrutural, adaptado da Carta Geológica de Angola a escala 1:5.000.000.

2.4 ESTRATIGRAFIA

A constituição geológica do território de Angola engloba diversas rochas metamórficas, ultrametamórficas, sedimentares e vulcânicas do Arqueano, Proterozóico e Fanerozóico.

2.4.1 Arqueano

As rochas do Arqueano dividem-se em dois grupos de idade: Eo-Paleoarqueano e Meso-Neoarqueano, separados pelo limite de idade de 3.000 ± 100 Ma.

2.4.1.1 *Eo-Paleoarqueano*

Considerado como as rochas mais antigas no território angolano, os complexos de rochas metamórficas, ultrametamórficas e intrusivas desenvolvidas na área dos escudos, designadas anteriormente por "Complexo de Base".

Foram atribuídos ao Grupo Eoarqueano as rochas constituídas por plagiognaisses piroxênicos, anfibolitos, eclogitos, gnaisses cordieríticos e silimaníticos, quartzitos, quartzitos ferruginosos bem como plagiomigmatitos, enderbitos e charnoquitos associados. A espessura do Grupo parece ser de alguns milhares de metros. Nas áreas contíguas da RDC, as suas datações isotópicas são da ordem de 3.400 Ma, sugerindo esta idade a época do seu metamorfismo inicial.

O Grupo Eoarqueano foi identificado na área dos escudos do Maiombe, de Angola e do Cassai.

O Grupo Paleoarqueano é constituído por gnaisses biotítico-hornebléndicos, biotítico-hiperstênicos, bimicáceos (com granada), distênicos e grafitosos; anfibolitos, xistos biotíticos e bimicáceos, leptitos, quartzitos e tonalitos, plagiogranitos e plagiomigmatitos associados.

O Grupo Paleoarqueano desenvolve-se na área dos escudos do Maiombe, Angola, Cassai e Bangweulo. Regra geral, aparece relacionado com as rochas do Grupo Eoarqueano.

2.4.1.2 *Meso-Neoarqueano*

Foram atribuídos ao Grupo Meso-Neoarqueano as rochas metassedimentares com metamorfismo de fácies anfibolítica, epidoto-anfibolítica e de xistos verdes. Tanto a constituição como a possança e a estrutura interna das rochas do Meso-Neoarqueano não são ainda perfeitamente conhecidas, existindo por isso várias opiniões a esse respeito. As rochas

metassedimentares mostram-se afetadas por fenômenos de granitização ultrametamórfica de diversa intensidade, sendo a idade isotópica dos granitóides compreendida entre 2.800 e 2.600 Ma.

As rochas do Meso-Neoarqueano foram identificadas nos escudos de Maiombe, Angola e Cassai.

Rochas análogas na RDC, parecem ser as do Grupo Luizien. A idade dos seus granitos intrusivos, determinada pelo método Rb-Sr, é de 2.650 ± 75 Ma, enquanto a idade das rochas metassedimentares é de 2.720 Ma.

2.4.2 Proterozóico

As rochas proterozóicas que ocorrem no território de Angola foram divididas em dois grupos de idade: o Paleoproterozóico e o Meso-Neoproterozóico, separados pelo limite de idade de 1.650 ± 50 Ma.

2.4.2.1 Paleoproterozóico

As rochas metamórficas do Paleoproterozóico, diferentemente das do Arqueano, revelam maior número de variações de fácies. De acordo com as características litológicas e faciais, distinguem-se dois tipos:

- a) "troughs" de rochas verdes e depressões;
- b) de arqueamentos regionais.

As rochas metamórficas formadas dentro dos limites de "troughs" de rochas verdes e de depressões são caracterizadas por grandes espessuras e composição variada de rochas vulcano-sedimentares. As zonas das fácies estruturais tipo "troughs" de rochas verdes e de depressões foram localizadas na parte sudeste do escudo de Angola (zona de Cassinga) e no escudo do Maiombe (zona de Lufico-Cabinda).

Os arqueamentos regionais são caracterizados por extensão descontínua, espessuras relativamente pequenas e composição predominantemente terrígena. As zonas das fácies estruturais dos arqueamentos regionais do Paleoproterozóico foram localizadas nos escudos de Angola (zona do Oendolongo), Cassai (zona da Lunda) e Bangweulo (zona do Alto Zambeze).

a) Zona do Oendolongo

Engloba várias bacias de sedimentação dentro dos limites do escudo de Angola. É, essencialmente, constituída por formações terrígenas do Grupo de mesmo nome. Nas partes central e meridional da zona aparecem, a par das rochas terrígenas, rochas de origem vulcânica.

O Grupo Oendolongo desenvolve-se nas partes oeste e sudoeste do escudo de Angola, onde aflora nas bacias dos rios Cuvo, Catumbela e ao longo de numerosos afluentes da margem esquerda dos rios Cuanza e Cunene. É constituído por conglomerados, grés, quartzitos e itabiritos; aparecem siltitos e xistos. Na parte Sul da área são assinaladas, juntamente com as rochas metassedimentares, rochas vulcânicas de composição ácida e média, enquanto a Sudeste ocorrem rochas vulcânicas básicas.

No setor Sul da zona, nas proximidades do "trough" de rochas verdes (zona de Cassinga), o Grupo Oendolongo está representado por um complexo vulcano-sedimentar. Fazem parte da sua constituição quartzitos e conglomerados (de dezenas até várias centenas de metros de espessura), encobertos por rochas vulcânicas, nomeadamente dacitos, riolitos, albitófiros, espilitos; no topo, ocorrem xistos negros manganíferos e grauvacas.

A Sudoeste da zona, a 65 Km para Nordeste da cidade do Namibe, são observados vulcanitos ácidos em alternância com conglomerados e quartzitos. O Grupo em referência é aqui constituído por metaconglomerados, metagrés, quartzitos conglomeráticos e quartzitos, itabiritos, metagrauvacas e, eventualmente, xistos quartzo-biotítico-moscovíticos. Para Sul da povoação de Utende, os conglomerados ocorrentes na base do Grupo contêm grandes blocos de granito-gnaisses.

A idade Paleoproterozóico das rochas vulcano-sedimentares do Grupo Oendolongo é confirmada pelas datações isotópicas existentes (método Rb-Sr): os xistos da área de Chipindo forneceram idades de 2.149 ± 83 Ma; os riólito-dacitos da área de Caluquembe-Chicala, de 2.244 Ma e de cerca de 1.970 Ma; os granitóides da mesma área, idades da ordem de 1.830 Ma; os pórfiros da área de Caquete, de 1.980 ± 70 Ma; e riólitos da Serra da Ganda, 1.882 ± 53 Ma.

b) Zona da Lunda

Abrange depressões em graben dentro dos limites do escudo do Cassai. As rochas do Paleoproterozóico, fracamente metamorfizadas, na sua maioria terrígenas, afloram nos vales dos rios Cassai, Luembe, Chiumbe, Luachimo e outros. O Paleoproterozóico foi aqui dividido em dois grupos metassedimentares: o inferior, Lunda, e o superior, Luana.

Os Grupos Lunda e Luana assentam em discordância sobre as rochas do Arqueano. Na parte norte da região, nos conglomerados da base da sucessão aparecem xenólitos de gnaisses, xistos anfibólicos, leptitos e de outras rochas subjacentes. Mais para cima, aos conglomerados sucedem-se xistos filitóides contendo conglomerados intraformacionais, quartzitos e, ocasionalmente, calcários silicificados. A parte superior da sucessão, é constituída por conglomerados, xistos filíticos, grauvacas e grés. Na área contígua da RDC (nas bacias dos rios Moge e Camaungo, afluentes da margem direita do rio Luembe), as referidas rochas metassedimentares ocorrem em sequência de rochas atribuídas na RDC ao Grupo vulcano-sedimentar Lulua.

Na parte sul da zona, a montante do rio Cassai, os Grupos Lunda e Luana são constituídos por xistos argilosos, quartzitos, arcóseos, cherts e grés, intrudidos por diques e "stocks" de gabros e doleritos.

c) Zona do Alto Zambeze

Está situada na área do escudo do Bangweulo. Foi atribuído ao Paleoproterozóico o Grupo Malombe que corresponde à sub-unidade local designada anteriormente como "Malombe Inferior". É, essencialmente, constituído por rochas terrígenas, contendo quantidades diminutas de material vulcânico. Estende-se em direção a Nordeste, para fora de Angola, na Zâmbia, onde se correlaciona com o Grupo Muva. Dentro dos limites da zona, as rochas apresentam-se dobradas e metamorfizadas na fácies de xistos verdes.

O Grupo Malombe aflora a montante do rio Luizavo (entre as cidades de Calunda e Lóvuá). Fazem parte da sua constituição quartzitos, conglomerados, metassiltitos e xistos diversos. O corte do Grupo nas proximidades da estrada Cazombo-Calunda é o seguinte:

— a parte inferior (100 m), representada por conglomerados basais (com xenólitos de gnaisses), quartzitos com leitos de grés arcósicos e lenticulas isoladas conglomeráticas;

— a parte superior (com mais de 50 m), representada por metasiltitos com inclusões de cherts, leitos quartzíticos e lentículas de xistos argilosos em alternância com conglomerados.

2.4.2.2 *Meso-Neoproterozóico*

Os cortes mais representativos do Meso-Neoproterozóico foram estudados no Aulacógeno do Congo Ocidental, no Supergrupo com o mesmo nome, de composição terrígeno-carbonatada.

2.4.3 **Fanerozóico**

Os depósitos Fanerozóicos ocupam vastas áreas do território de Angola, estando representados por sequências de rochas Paleozóicas, Mesozóicas e Cenozóicas. Os seus cortes estratigráficos dentro dos limites de diversas estruturas são bastante diferentes. No corte dos depósitos da cobertura Fanerozóica das depressões continentais foram individualizados o Supergrupo Karroo de idade Paleozóico-Mesozóica, a formação continental intercalar do Jurássico Superior-Cretáceo Inferior, as formações Cretáceas Kwango e Calonda, o Grupo Kalahari do Paleogénico-Neogénico e depósitos Quatemários. Os cortes da Depressão Periocênica estão representados por depósitos marinhos do Mesozóico e Cenozóico.

2.5 **EVOLUÇÃO DAS PLACAS TECTÔNICAS**

2.5.1 **Tectônica**

Para Schlumberger (1991), a evolução tectônica, geológica e sedimentar das bacias de Angola, na sua orla subequatorial do Atlântico Sul durante as eras Mesozóica e Cenozóica, resultou do movimento das placas tectônicas que causaram o aparecimento de fraturas no supercontinente Pangea no início do Cretáceo. Estes acontecimentos levaram à separação da África e da América do Sul, no Cretáceo Médio, e ao subsequente alargamento do Atlântico Sul, que ainda hoje não cessa de aumentar devido ao crescimento progressivo dessas placas.

No início do Cretáceo, durante o período que antecedeu a Fase de Rife, o Sudoeste Angolano e o Sudeste Brasileiro, contíguos até então, faziam parte de um grande domo associado com lava basáltica. Desde o Valanginiano até os finais da Fase de Rife no Barremiano, grandes extensões da África e da América do Sul ficaram sujeitas à complexa extensão intracontinental da litosfera, ao vulcanismo máfico e a grandes fendas, de onde resultaram as bacias do Neocomiano Pré-Apciano do Brasil e das margens Africanas do

Atlântico Sul. É possível correlacionar várias bacias da margem passiva da América do Sul e de África. Como exemplo, temos o caso da Bacia de Campos do lado do Brasil com a Bacia do Kwanza do lado de Angola (Figura 2.3).

Durante a Fase de Rifte, a costa Africana que vai desde os Camarões até ao Sul do Uganda e Norte da Namíbia ocupou uma faixa tectônica entre o gigantesco complexo de transformação intracontinental que se estendia da Nigéria ao Noroeste Brasileiro, à Libéria e ao *hotspot* magmático de Walvis-Rio Grande. Nessa zona, o estiramento continental e a formação de bacias pela abertura de fendas, durante o Neocomiano, levaram ao afundamento de uma vasta região, a níveis inferiores ao do mar. Enquanto isso, a sul do *hotspot* de Walvis, o alargamento oceânico devido ao crescimento das placas já tinha começado, por volta do período Valanginiano. Por isso a costa Africana do Atlântico Sul é caracterizada por três tipos tectônicos distintos: o tipo recortado do Oeste dos Camarões, o tipo vulcânico das margens do Walvis e o tipo clivado que caracteriza a costa Angolana. Zonas tectônicas distintas, com bacias de evolução histórica características, ocorrem a Norte e a Sul da fronteira de Angola com a Namíbia, onde a Cordilheira de Walvis se encontra com o litoral.

A seguir a Fase de Rifte, a abertura do Atlântico Sul entre os Camarões e o Sul do continente Africano deu início à fase de recuperação térmica. Durante esta fase, as formas alongadas e adelgadas da camada condutiva da litosfera foram aumentando progressivamente, acabando por baixar e permitir que as sequências do pós-Apciano se desenvolvessem sob a forma de cunhas sedimentares, do período Pós-Rifte, e repousassem de forma discordante, junto com o período Apciano (Cretáceo Inferior), sobre as bacias de abertura oceânica do Neocomiano. As sequências salíferas do Apciano desempenharam papel preponderante na separação estratigráfica entre as camadas do período de Rifte e do de Pós-Rifte, e na formação de horizontes facilmente desmoronáveis pela gravidade. No mar, o sal do Apciano encontra-se em extensa e fina crosta continental limitada a Oeste, junto à interface oceânica, pela curva isobática dos 2.000 metros aproximadamente.

Cordilheira de Walvis, desde M9 a M0, fosse acompanhado da extensão da litosfera continental a Norte daquela cordilheira, ao longo das margens Angolana e Brasileira, criando as bacias continentais de Rifte do período Neocomiano. Durante esta fase, a separação da América do Sul da África estendeu-se para Norte ao longo da fossa do Benue na Nigéria. Em M0 (início do Apciano), o alargamento da Placa oceânica iniciou-se a Norte da Cordilheira de Walvis entre Angola e o Brasil (Schlumberger, 1991).

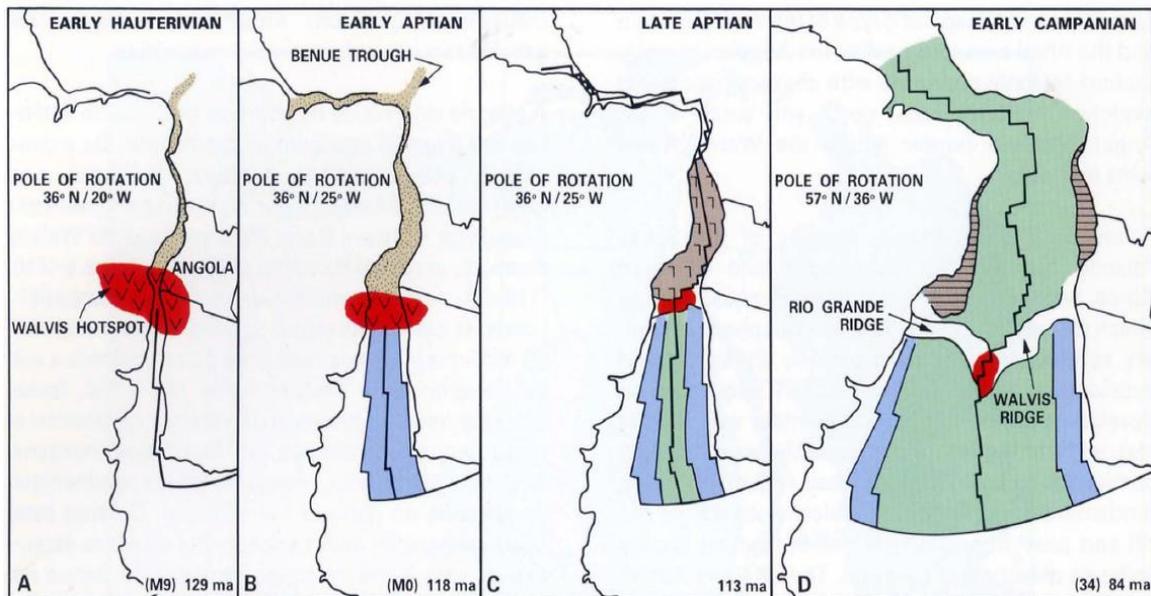


Figura 2.4: Reconstrução da Placa tectônica do Atlântico Sul no Cretáceo, mostrando o movimento relativo das orlas fraturadas de Angola e do Brasil. As zonas sedimentarias estão representadas a ponteadado, as vulcânicas a vermelho, e os depósitos de sal a violeta claro. A deposição ativa de sal é indicada pelo símbolo γ , e a área de depósitos de sal existentes por linhas horizontais (Schlumberger, 1991).

Como a África e a América do Sul se separaram, desde o Apciano, devido ao aumento das placas tectônicas, a litosfera oceânica desceu devido a transferência de calor através de uma espessa camada condutiva (Figura 2.5). A costa continental fraturada de Angola foi-se simultaneamente afundando durante a fase térmica do pós-Rifte à medida que os limites da camada condutiva se expandiam. A união sinuosa entre a bacia oceânica Angolana e a fissurada margem continental, que se afundava a uma velocidade inferior, causou no período pós-Apciano uma inclinação irregular para Ocidente. Por sua vez, esta deu origem ao crescimento para Oeste da camada de sedimentos do Cretáceo e do Cenozóico, que tomou assim a forma de cunha.

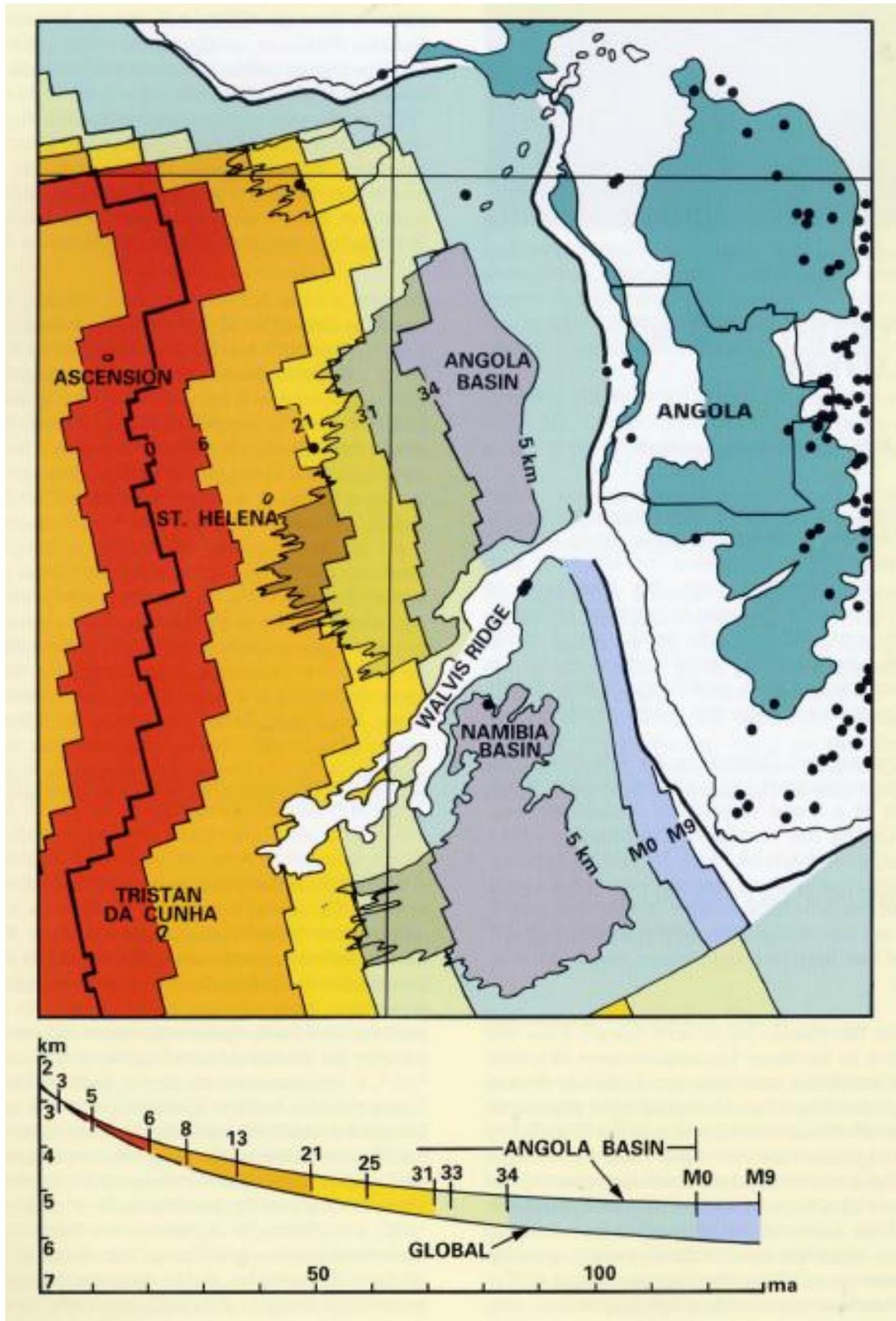


Figura 2.5: Mapa simplificado da metade oriental do Oceano Atlântico Sul e parte do continente Africano, ilustrando a idade e batimetria da litosfera oceânica quer em planta, quer em corte da bacia Angolana. Os números correspondem a anomalias magnéticas, os pontos negros a epicentros de terremotos e verde a camada Mesozóico/Cenozóico (Schlumberger, 1991).

O Oceano Atlântico Sul é caracterizado por um processo deposicional bem distinto do da maior parte dos outros oceanos. Como a Bacia Angolana é sistematicamente menos profunda que a média do globo (Figura 2.5), a camada oceânica de 100 Ma está cerca de 0,5 km acima do normal. Esta alteração pode ser expressa como função exponencial representada em gráfico (Figura 2.5) Isto parece ser característico do comportamento tectônico da Placa Africana que ainda hoje tem uma elevação média superior à de outros continentes. Hoje em dia, os terremotos entre as placas ocorrem com maior frequência na crosta continental Africana (Figura 2.5), pois o valor do integral da rigidez vertical da litosfera continental é inferior ao da litosfera oceânica.

2.5.2 Evolução das Margens Clivadas de Angola e Atlântico Sul

A vasta estrutura tectônica evolutiva, dentro da qual a costa Angolana pode ser interpretada, deve ser subdividida em oito (8) fases sequenciais (Figura 2.6). Sua caracterização assenta na relação existente entre a natureza e o avanço da separação dos dois continentes, nas diferenças do nível do mar e na geometria tectônica das costas continentais Brasileira e Angolana. As Fases I e II podem ser consideradas como Fases Pré-Rifte, enquanto a África e América do Sul formaram uma massa continental única, a Fase III a Fase de Rifte, e da Fase IV a VIII o período Pós-Rifte (Schlumberger, 1991).

Para Brice et al. (1982) e, reconfirmado por Karner et al. (1997), o modelo da evolução da margem Angolana foi subdividido em cinco (5) episódios distintos (do mais antigo para o mais recente) nomeadamente:

- ✓ **O Pré-Rifte** (durante o Jurássico), caracterizado por tectonismo suave;
- ✓ **O Synrifte I** (Neocomiano a Barremiano inferior), marcado por forte tectonismo;
- ✓ **O Synrifte II** (Barremiano a Aptiano), com tectonismo moderado;
- ✓ **O Pós-Rifte** (do Albiano ao Eocênico), corresponde à fase da deriva continental, com fraco tectonismo associado;
- ✓ **A subsidência regional** (do Oligocênico ao Holocênico), caracterizado essencialmente por basculamento das bacias para Oeste.

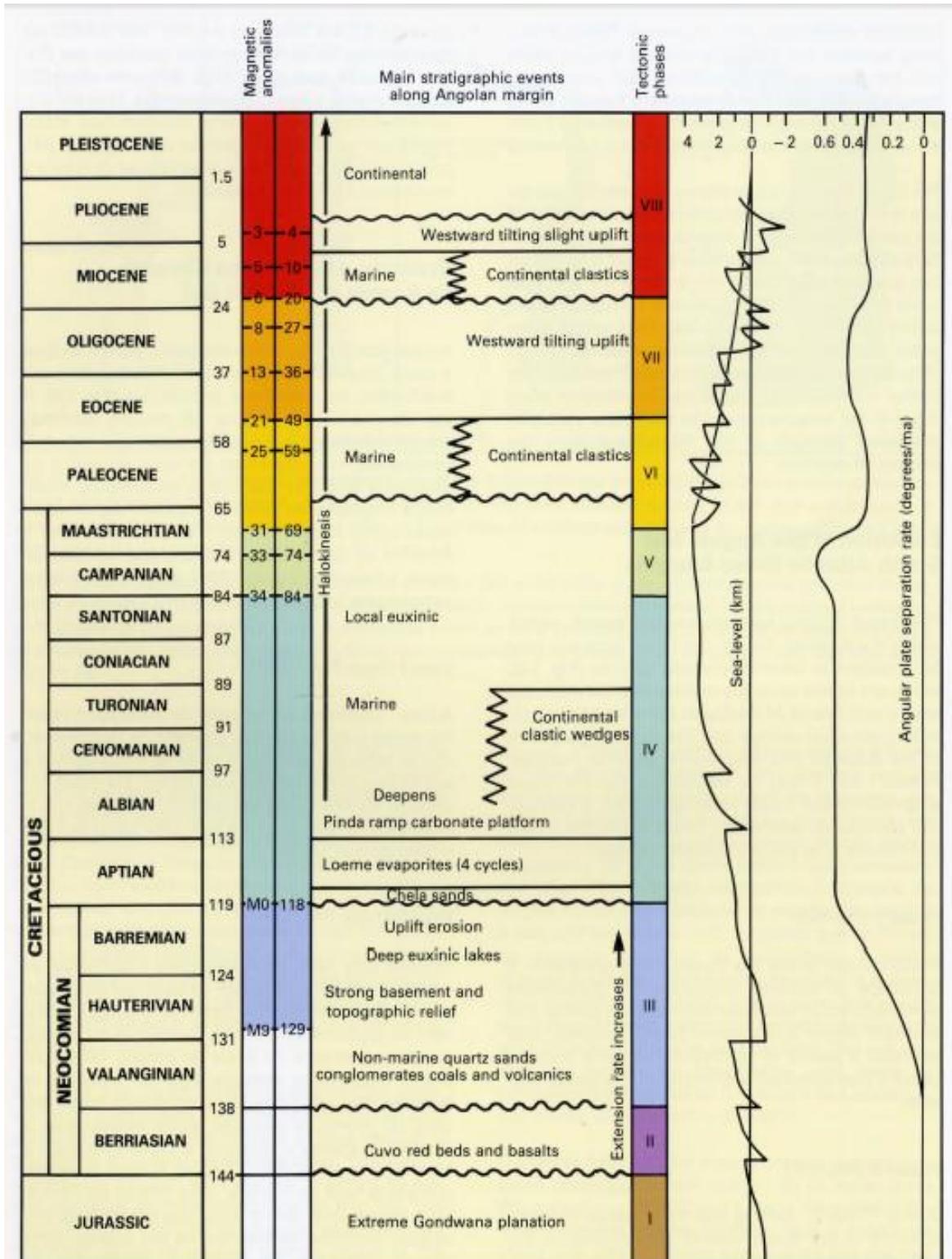


Figura 2.6: Tabela de correlação das anomalias magnéticas oceânicas desde o final do Jurássico até ao atual Atlântico Sul, variações do nível do mar, variação angular da separação das Placas, fases tectônicas e principais acontecimentos estratigráficos ao longo da costa Angolana. As cores das diferentes fases tectônicas correspondem a das Figuras 2.4 e 2.5 (Schlumberger, 1991).

2.6 GEOMORFOLOGIA

O relevo do território de Angola, consoante o tipo de desenvolvimento, características específicas da constituição geológica, estrutural e neotectônica e a natureza de processos exogênicos, subdivide-se em duas zonas: o maciço continental e a depressão oceânico litoral (IGA, 1989).

2.6.1 Relevo do Maciço Continental

Em função das suas características morfológicas e estruturais, o território do País é dividido em duas partes: ocidental e oriental. Para a parte leste é característico o relevo de acumulação, enquanto na parte oeste predomina o relevo de denudação com intensos fenómenos de erosão atual. A parte Ocidental de Angola abrange o planalto central com a zona do relevo em escadaria, as planícies de denudação do Maiombe, as planícies do Cuanza-Loge, o planalto Zenza-Loge, a planície do Cuango com a depressão de Cassanje, a planície costeira e a planície de acumulação de Namibe. O relevo da parte Oriental de Angola está representado por planícies de acumulação dos cursos superiores dos rios Zambeze, Macondo, Cunene, e Maninga, a depressão Cameia-Lumbate, planalto da Lunda e, no extremo Leste, pela elevação da planície Alto Zambeze.

2.6.2 Relevo da depressão Oceânico-Litoral

No relevo da referida depressão distinguem-se a plataforma continental, o talude continental e o fundo oceânico. A plataforma continental é uma planície em declive, originada por processos de abrasão e acumulação, com largura oscilando entre 8-10 e 70 km (proximidades da foz do rio Zaire). É o prolongamento da planície costeira continental, constituída por depósitos marinhos do Meso-Cenozóico. Distinguem-se a plataforma continental moderna. A profundidade média da plataforma continental é de 100 a 150 m.

3 CAPÍTULO - SISMICIDADE INTRAPLACA

3.1 INTRODUÇÃO

A atividade sísmica mundial está concentrada nos limites das placas tectônicas. Cerca de 90% da atividade sísmica global se concentra nas regiões de fronteira das placas litosféricas (Sbar & Sykes, 1973; Sykes, 1978), cuja ocorrência serviu como orientação na delimitação das placas e, por conseguinte, na fundamentação da teoria das placas tectônicas. Como essa sismicidade afeta regiões de importância econômica como, por exemplo, Japão e Califórnia - Estados Unidos da América, grande parte dos esforços e recursos, em Sismologia, foram empregados no entendimento da atividade sísmica de borda de placa, também denominada interplaca.

Embora sejam menos frequentes, os sismos intraplaca ou seja, que ocorrem no interior (meio) da placa também são importantes, constituindo cerca de 5%. Os três maiores eventos intraplaca de que se tem registro ocorreram num intervalo de pouco mais de um mês, entre Dezembro de 1811 e Fevereiro de 1812, em New Madrid, Missouri, região central dos Estados Unidos. Os abalos atingiram a intensidade máxima possível (XII - MM), (Johnston, 1989; Johnston & Kanter, 1990; Hough et al., 2000).

Segundo Al-Heety (2005), até agora os interiores da placa são conhecidos por rara experiência, em grandes terremotos. Para os continentes tais eventos controlam o risco sísmico de uma fração significativa da população mundial.

Para Johnston (1989) e Johnston et al. (1994), sismos intraplaca ocorrem em placas que são caracterizadas por taxas muito baixas de deformação. Contudo o seu potencial para a destruição generalizada é grande. Terremotos intraplaca têm períodos de recorrência mais longos em comparação com os de limite de placa. Devido a este tempo de recorrência muito longo, terremotos catastróficos podem ocorrer em áreas que aparentam estar sismicamente inativas.

Para entender onde podem ocorrer terremotos intraplaca, é necessário ter uma ideia sobre o mecanismo que os causa.

Johnston (1996) afirma que, embora tenham sido registrados mais de uma centena de terremotos com magnitude superior a 6 em regiões continentais estáveis, apenas 11 eventos

produziram rupturas de superfície documentadas (Tabela 3.1), fazendo com que seus mecanismos não sejam bem compreendidos.

Tabela 3.1-Terremotos históricos que produziram rupturas na superfície documentados em regiões continentais estáveis (Crone et al., 1997).

No.	Local do terremoto	Data	Magnitude do terremoto	Falha dominante	Comprimento da ruptura (km)	Altura max. escarpa (m)
1	Cutch, Índia	16/06/1819	M _s 7.25-8.25	Desconhecida	> 90	7-9
2	Accra, Ghana	22/06/1939	M 6.5	Sinistral	9-17	0.46
3	Centro Sudão	9/10/1966	M _b 5.1	Sinistral	6	0.0
4	Meckering, WA, Austrália	14/10/1968	M _s 6.8; m _b 6.0	Dextral > reverse	37	3,5
5	Calingiri, WA, Austrália	11/03/1970	M _s 5.7; m _b 5.7	Sinistral > reverse	3	< 0,4
6	Cadoux, WA, Austrália	6/06/1970	M _s 6.4; m _b 6.3	Dextral > reverse	28	< 1,4
7	Guinea, África	22/12/1983	M _s 6.2; m _b 6.4	Dextral	9,4	0,13
8	Marryat Creek, NT, Austrália	22/03/1986	M _s 5.8; m _b 5.7	Reverse >dextral e sinistral	13	-0,9
9	Tennant Creek, NT, Austrália	22/01/1988	M _s 6.3, 6.4, 6,7; m _b 6.1, 6.1, 6.5	Reverse	32	1,8
10	Ungava, Quebec, Canadá	25/12/1989	M _s 6.3; m _b 6.2	Reverse > sinistral	10	1,8
11	Killari (Latur), Índia	29/09/1993	M _s 6.4; m _b 6.3	Reverse	3	< 0,5

Gangopadhyay & Talwani (2003) reavaliaram os modelos que têm sido propostos para explicar os terremotos intraplaca. Eles identificaram as seguintes características comuns à gênese de terremotos intraplacas: **1º** Terremotos intraplacas ocorrem na crosta, em zonas de fraqueza pré-existent, sendo as mais comuns localizadas em áreas de riftes abortados, riftes antigos, zonas de ruptura; **2º** O acúmulo de esforços, bem como a deformação resultante, ocorrem em resposta às variações laterais de densidade, contraste de propriedades elásticas ou interseção de falhas; **3º** Uma das falhas que se intersectam é bem mais extensa do que a outra e está favoravelmente orientada em relação ao esforço máximo principal, de modo a favorecer o falhamento ou ruptura. Estes concentradores de esforços são estruturas onde os esforços da placa tectônica podem causar acumulação de esforços localizados e, finalmente, dar origem aos terremotos.

Sykes (1978) propõe que terremotos em áreas intraplaca não são distribuídos de forma aleatória, mas que eles ocorrem principalmente ao longo de falhas e outras zonas de fraqueza associados com a última grande orogenia em uma região. Uma série de falhas que experimentou grande movimento tanto durante o Paleozóico ou Pré-Cambriano Superior e

que foram reativadas durante o rifteamento continental no Mesozóico ou Cenozóico parecem ser os locais de muitos abalos intraplaca. Assim, as falhas deste tipo, particularmente falhas do Paleozóico e Mesozóico, não devem ser assumidas como sendo tectonicamente inativas. Zonas de fraqueza pré-existentes que estão agora orientadas quase perpendicularmente a margens continentais e que estão situadas próximas das extremidades das grandes falhas transformantes oceânicas parecem ser os locais de alguns dos maiores abalos intraplaca.

Rajendran & Rajendran (1999) afirmam que grande parte de terremotos que ocorrem em regiões continentais estáveis são caracterizados por apresentarem profundidade de foco raso e grande número de pós-abalos (Tabela 3.2).

Tabela 3.2- Pós abalos e profundidade focal de alguns terremotos de tamanho moderado em regiões continentais estáveis (Rajendran & Rajendran, 1999).

Data mm-dd-aa	Localidade	Magnitude	Profundidade (km)	Pós Abalos	Duração de Observação (dias)
Austrália					
05-03-66	Mt. Hotham, Vic	4.5	15	0	2
08-28-72	Simpson Desert, NT	5.6	5 ± 2	15	112
08-28-73	Picton, NSW	5.1	20 ± 5	90	22
06-02-79	Cadoux, WA	6.1	3 ± 1	188	210
11-21-82	Wonnangatta, Vic.	4.7	17	29	23
03-30-86	Marryat Creek, SA	5.8	0-3	17	12
01-22-88	Tennant Creek, NT	6.3	6,5 ± 1	> 15,000	378
05-28-89	Ayers Rock, NT	5.4	31 ± 2,1	0	60
América do Norte					
11-09-68	Sul do Illinois	5.4	25	14	10
07-27-80	Sharpsburg, KY	5.1	12 ± 1	69	30
01-19-82	Gaza, NH	4.3	8,1 ± 1	> 50	30
10-07-83	Goodnow, NY	4.9	7,5	> 93	22
06-10-87	SE do Illinois	5.0	10 ± 1	170	10
08-19-79	Charlevoix, Que, Canadá	4.8	10 ± 2	11	8
06-02-82	Miramichi, NB, Canadá	5.8	< 9	> 274	12
11-25-88	Saguenay, Que, Canadá	5.9	26	> 40	15
07-12-86	St. Mary's, OH	4.4	6	0	120
África					
09-29-69	Ceres	5.6	11	> 2000	35
12-22-83	Guinea	6.2	8 ± 1,5	> 1000	15
Índia					
04-13-69	Bhadrachalam	5.7	10 ± 3	> 65	15
03-23-70	Broach	5.4	11 ± 3	< 10	150
09-29-93	Killari	6.2	5	> 700	95
05-22-97	Jabalpur	5.8	36 ± 4	28	52
América do Sul					
12-14-63	Manaus, Brasil	5.3	45	-	
08-05-83	Bacia da Amazônia, Brasil	5.5	23	-	
Escudo Báltico					
09-29-83	Solberg, Suécia	4.1	40	-	

Barros (2010) afirma haver sempre a possibilidade de existirem em regiões intraplaca falhas ativas, não identificadas, com potencial sismogênico. Cita como exemplo o terremoto de $m_b = 4.9$ que ocorreu em Caraíbas-Itacarambi, Estado de Minas Gerais em 09 de Dezembro de 2007 (Chimpliganond et al., 2009). O mesmo aconteceu no meio do Cráton do São Francisco, em área onde não se conhecia sismicidade prévia. Barros et al. (2009), após o estudo da atividade sísmica na zona sísmica de Porto dos Gaúchos-MT (ZSPG), mostram que a referida zona não está relacionada com a crosta continental rifteada.

Schulte & Mooney (2005) analisaram a distribuição de 1.373 eventos com $M_w \geq 4.5$ em regiões continentais estáveis e concluíram que mais de metade (52%) destes ocorrem em riftes no interior dos continentes ou em margens continentais rifteadas (sendo 27% em riftes interiores dos continentes, 25% margens continentais rifteadas); 36% na crosta não rifteada e 12% permaneceu incerto. No entanto, se considerados apenas o interior dos continentes (sem levar em consideração as margens passivas), a crosta não rifteada tem enfrentado mais terremotos comparada com o interior rifteado (27% para interior rifteado versus 36% para crosta não rifteada). Quando considerados apenas terremotos de $M \geq 7.0$ ($N=14$), esse percentual aumenta para 93% (50% para interior rifteado e 43% para margens continentais rifteadas) e 7% na crosta não rifteada. Os autores chegaram à conclusão que embora muitos terremotos têm ocorrido dentro dos riftes crustais, o potencial da sismicidade dentro dos riftes não deve ser superenfanzada. Várias regiões dentro da crosta que não sofreu rifteamento também têm mostrado forte atividade sísmica.

Em estudos de tomografia do manto superior, realizados por Assumpção et al. (2004), nas regiões Sudeste e Central do Brasil, utilizando a chegada de cerca de 8.500 fase P e 2.000 fase PKP registradas em 59 locais desde 1992, detectaram anomalias negativas de velocidades da onda P (redução de velocidade) entre 100 - 250 km de profundidade. Essas anomalias foram interpretadas como estando associadas a afinamento da litosfera, causado por maior fluxo de calor na astenosfera e, portanto, gerando concentração de esforços na crosta superior fragilizada. Foi encontrada boa correlação entre sismicidade e espessura da litosfera, ou seja, regiões mais sísmicas estariam em uma litosfera mais fina e regiões menos sísmicas em uma litosfera mais espessa.

Em estudo mais recente, Mooney et al. (2012) fizeram análise sobre os terremotos globais em regiões continentais estáveis (Figura 3.1), correlacionando com a velocidade sísmica na litosfera (usando a velocidade de propagação da onda de cisalhamento, δV_s , em um total de

1.371 terremotos de $M_w \geq 4.5$ à profundidade de 175 km), que indicou que uma grande proporção de eventos intraplaca estão concentrados em torno do gradiente lateral pronunciado na espessura da litosfera que circunda os crátons.

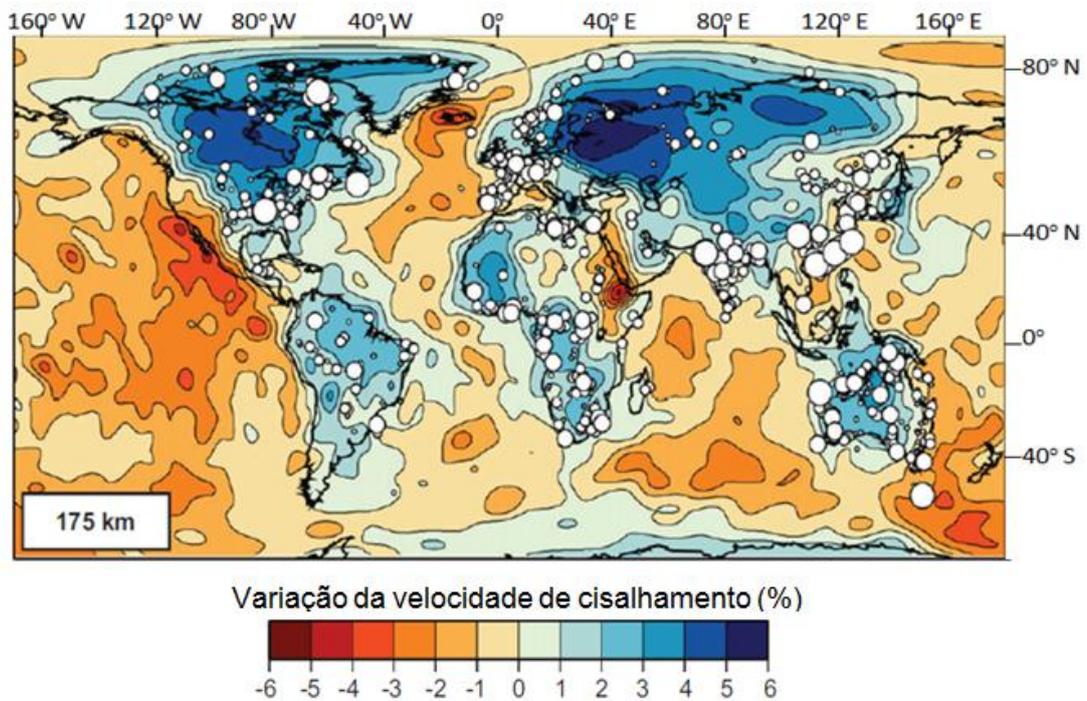


Figura 3.1: Sismicidade intraplaca crustal (círculos sólidos) plotados em mapa global de variações de velocidade das ondas S do manto, δV_s , à profundidade de 175 km. Terremotos fora das regiões continentais estáveis foram excluídos. Regiões em laranja e em vermelho mostram anomalias negativas de δV_s e correspondem a regiões com espessura da litosfera menos de 175 km. Regiões em azul mostram anomalias positivas de δV_s e correspondem a regiões com litosfera mais espessa do que 175 km. Regiões em azul, correspondendo a anomalias δV_s superior a 2%, são restritas aos continentes, e regiões em azul escuro com anomalias $\delta V_s > 3\%$ correspondem a crátons pré-cambrianos estáveis sustentados por espessa camada litosférica. Poucos terremotos crustais ocorreram no interior dos crátons sismicamente definido, no entanto, muitos terremotos estão localizados na região do entorno desses crátons (Mooney et al., 2012).

Segundo os autores, a maioria dos terremotos da região continental estável da Eurásia ocorre em regiões com anomalias δV_s em intervalo de 0-2%. Muitos eventos em África e América do Norte estão concentrados nas bordas das anomalias δV_s positivas que correspondem a espessa raiz litosférica abaixo dos crátons. Na América do Sul, os terremotos da região continental estável comumente se inserem nos contornos da δV_s de 0-2%. A sismicidade australiana mostra correlação um pouco mais fraca, com contornos da δV_s , embora numerosos terremotos encontram-se na borda da principal anomalia δV_s positiva. Globalmente, muito poucos terremotos da região continental estável ocorrem em regiões com

anomalia δV_s fortemente positiva (4-6%), e todos esses terremotos possuem relativamente baixas magnitudes. A correlação entre a sismicidade crustal das regiões continentais estáveis e anomalia δV_s litosférica pode ser ainda quantificada, utilizando histogramas para intervalos específicos de M_w (Figura 3.2)

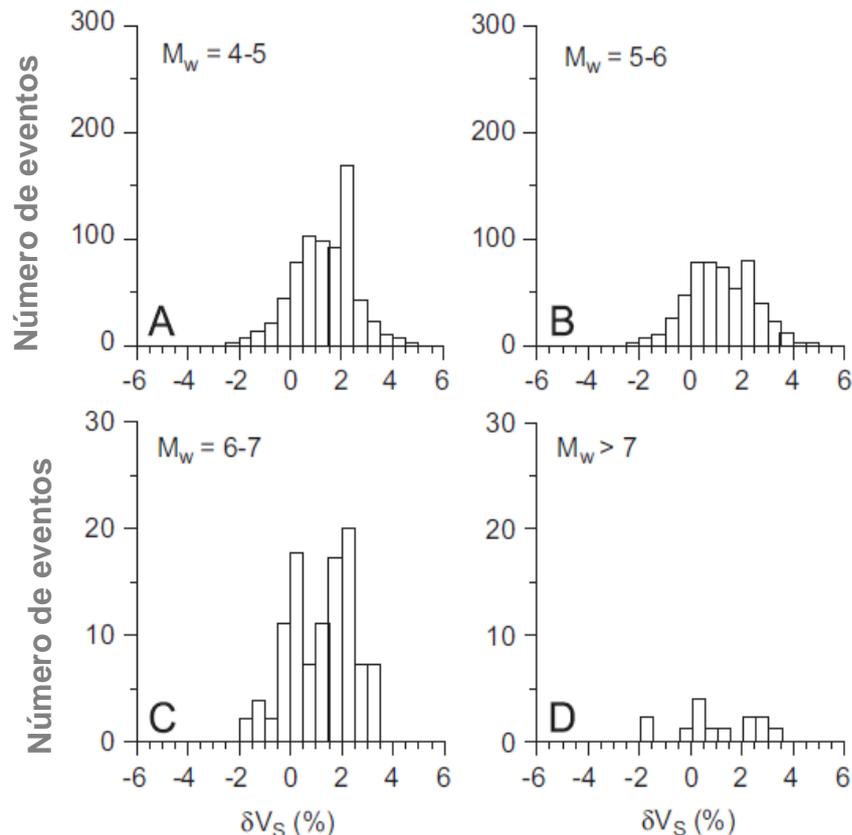


Figura 3.2: Histogramas do número global de terremotos da crosta intraplaca versus quatro faixas de M_w e a anomalia da velocidade da onda S (δV_s), à profundidade de 175 km. (A) terremotos com $M_w = 4.5-4.9$ ocorrem acima do manto variando δV_s entre -2% a 5% e atinge um máximo de δV_s em 2%; (B) terremotos com $M_w = 5.0-5.9$ ocorrem acima do manto variando δV_s entre -2% a 5%; (C) terremotos com $M_w = 6.0-6.9$ estão limitados a $\delta V_s \leq 3,5\%$ e mostram dois picos, $\delta V_s = 0\%$ (margens continentais) e $\delta V_s \sim 2\%$ (borda de crátons); (D) terremotos com $M_w \geq 7.0$ estão limitados a $\delta V_s \leq 3.5$ (Mooney et al, 2012).

A atividade sísmica em África a Sul de $10^\circ S$ de 1900-1973 (Figura 3.3) não mostra correlação muito clara com zonas de fraturas oceânicas ou direções transformantes. Não é claro se o nível relativamente elevado de atividade sísmica na África do Sul na figura 3.3 está relacionado com o sistema de Rife da África Oriental (Vail, 1967; De Beer & Gough, 1975; Scholz et al., 1976) ou, talvez, a zonas de fraqueza que foram reativadas tanto durante a separação da Antártica da África ou da América do Sul da África.

Marsh (1973) propôs que as rochas ígneas de Angola, Damaraland, e as Províncias alcalinas Luderitz (Figura 3.3) formam distintos lineamentos de orientação Nordeste em Angola e no Sul-Oeste de África. Ele descobriu que esses lineamentos se encontram ao longo de pequenos círculos em torno do centro de rotação para a abertura do Atlântico Sul do período Cretáceo, tendo estabelecido quatro idades radiométricas da província Damaraland de 123-136 Ma e medições individuais de 112 e 130 Ma para as províncias de Angola e Luderitz, respectivamente.

Os complexos alcalinos de Angola formam uma tendência Nordeste bem definida. Quando esta linha é extrapolada para o Nordeste (Figura 3.3), ela passa ao longo do graben Lucapa no Nordeste de Angola, onde kimberlitos que se acredita serem de idade Jurássico superior são encontrados, e na parte adjacente da RDC, onde ocorrem kimberlitos de idade Mesozóica (Dawson, 1970; Neill, 1973).

Crockett & Mason (1968) observaram que a atividade sísmica na África do Sul é concentrada em um cinturão distinto que se aproxima da distribuição de lavas do sistema Karroo, bem como os pipes de kimberlito mais recentes. A larga zona de ocorrência de kimberlito a Sul de África (Figura 3.3) é relativamente uma região de elevada atividade sísmica, que inclui vários abalos de magnitude 6 ou maior.

No entanto, se nos concentrarmos apenas nas partes da África próximo da margem continental atlântica, uma possível correlação da sismicidade, rochas recentes, e falhas transformantes se torna mais evidente para o Sul-Oeste de África e Angola. O terremoto de magnitude 6 de 24 de Maio de 1914 (Figura 3.3, evento número 14) ocorreu no interior da província alcalina de Angola, próximo da extremidade de uma grande zona de fratura e próximo de um grande offset da margem continental de Angola (Francheteau & Le Pichon, 1972).

"Nota: neste trabalho usamos o ponto (.) como separador decimal da magnitude (por exemplo $M = 3.0$), os outros valores o separador decimal é a virgula (,)".

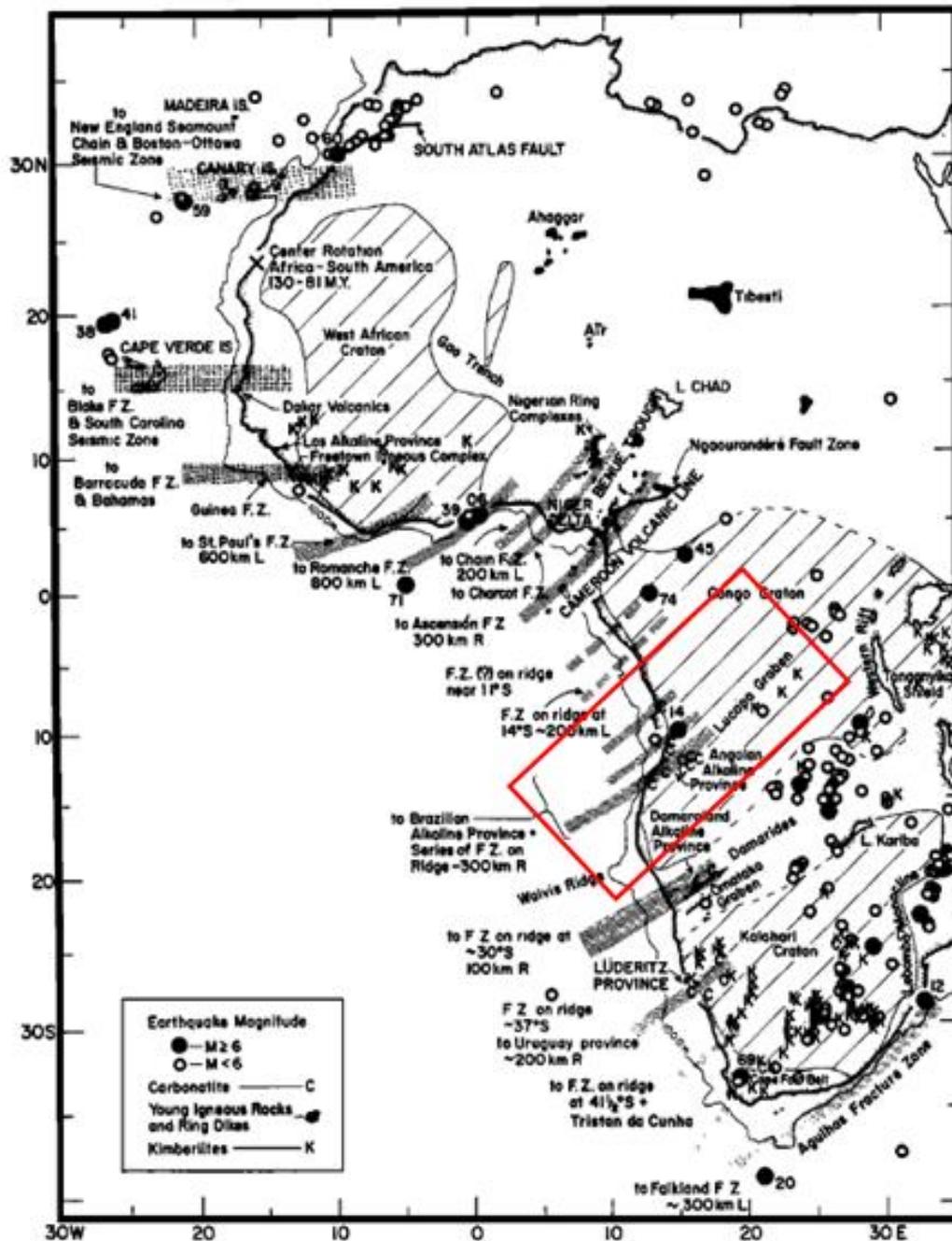


Figura 3.3: Sismicidade Africana de 1900-1973, quadrilátero vermelho indica a área que corresponde a Angola (Sykes, 1978).

3.2 SISMICIDADE NATURAL DE ANGOLA

Em Angola, os estudos de sismicidade tiveram início na década de 1940, por especialistas dos serviços de Meteorologia, tendo como resultado a delimitação das principais zonas sísmicas (Figura 3.4).

REGIÕES SÍSMICAS
DE
ANGOLA

(1943-1964)

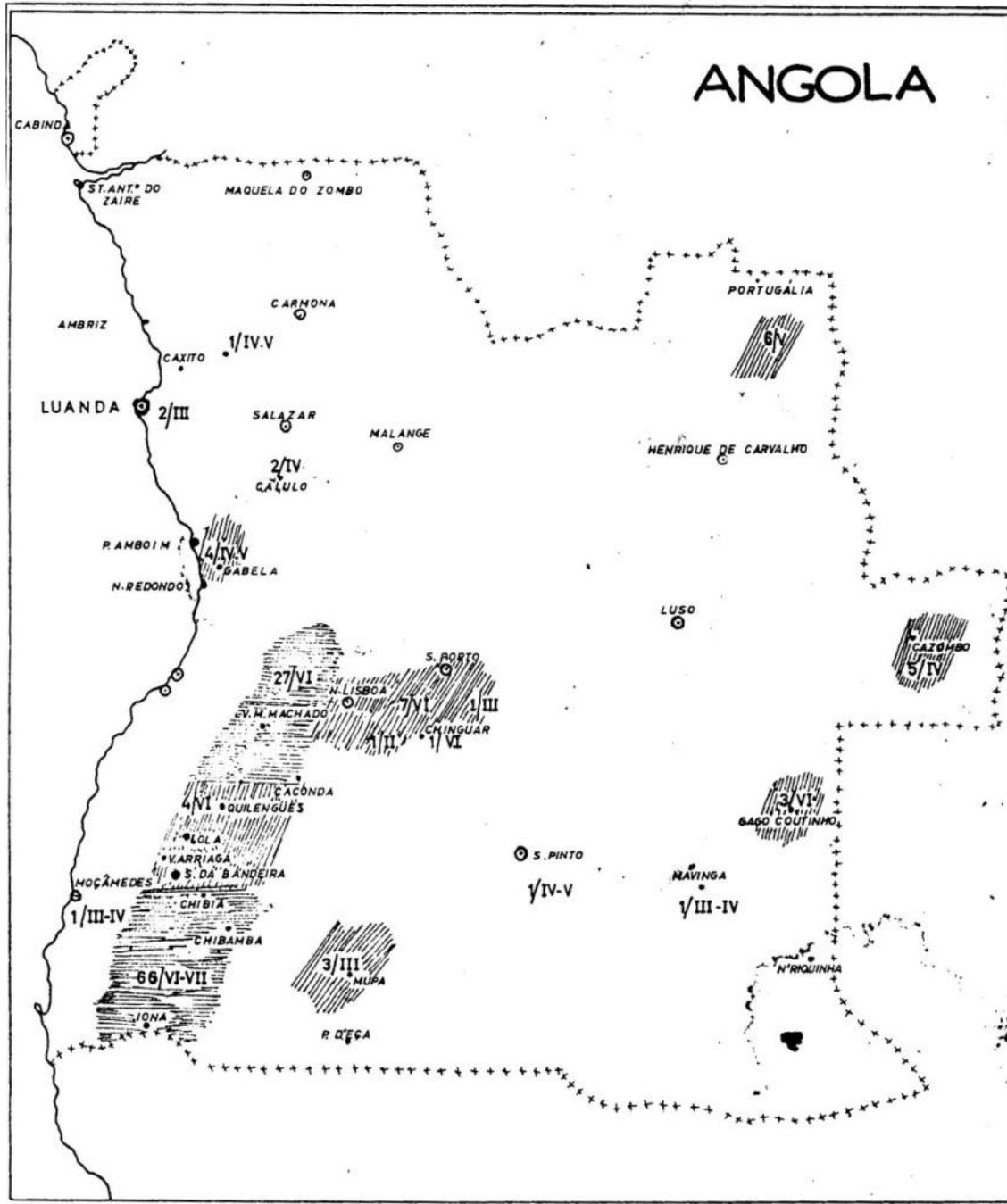


Figura 3.4: Mapa com as regiões sísmicas de Angola (áreas anchuradas) Moreira (1968).

Segundo Moreira (1968), para o período de 1943 a 1965 foram sentidos em Angola cerca de 129 sismos e a maior parte deles de intensidade relativamente baixa, tendo sido observados sismos com intensidade de VI-VII na escala Mercalli-Sieberg (MCS). Todos os eventos foram classificados com dados macrossísmicos.

Gutenberg & Richter (1954) (Apud Moreira, 1968; Ambraseys & Adams, 1991) relataram um dos maiores sismos em Angola, tendo atingido a magnitude instrumental 6.0 Ms, com profundidade de 35 km e coordenadas do epicentro 10° S e 15° E, ocorrido em 24 de Maio de 1914 na localidade de Calulo, Província do Kwanza Sul (Figura 3.3, evento de número 14).

Após o trabalho de Moreira (1968), intensificou-se a luta pela independência do País, o que teria forçado a migração da maior parte dos especialistas, e como consequência direta a interrupção dos trabalhos. Esse cenário veio a piorar com o deflagrar da guerra civil logo após a proclamação da Independência em 1975, que terminou apenas em 2002 com a assinatura dos acordos de Paz. Assim sendo, o Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (INAMET) e a Universidade Agostinho Neto (UAN) retomaram em 2003 os trabalhos de emissão de relatórios sobre atividade sísmica a partir de dados macrossísmicos.

De acordo com Moreira (1968), a atividade das principais regiões sísmicas de Angola, relativamente ao período 1943-1965, ficou discriminado da seguinte forma:

3.2.1 Descrição dos Eventos por zonas sismogênicas definidas por Moreira (1968)

3.2.1.1 Zona de Cassongue-Ganda-Massano de Amorim

Há conhecimento de terem sido sentidos 26 sismos com epicentro nesta região, dos quais apenas um (1) atingiu intensidade VI na escala MCS (sismo de 12 de Julho 1962), nas localidades de Massano de Amorim, Cholo e Cumbira.

3.2.1.2 Zona de Lola-Quilengues-Caluquembe

Trata-se de uma região de fraca atividade sísmica em que o sismo com maior destaque ocorreu em 5 de Outubro de 1943, tendo atingido grau VI na escala MCS na localidade de Caluquembe.

3.2.1.3 *Zona de Sá da Bandeira-Chibemba-Oncócu-Iona*

Trata-se da zona sísmica mais importante de Angola, abrangendo as regiões epicentrais de Quihita e do Iona. O sismo de 9 de Maio de 1948 atingiu intensidade VI na escala MCS na localidade de Quihita, e na atividade sísmica do Iona de 15 de Janeiro de 1964, o abalo principal atingiu o grau VI-VII.

3.2.1.4 *Zona de Gago-Coutinho*

Há conhecimento de terem ocorrido no referido período apenas dois (2) eventos sísmicos com epicentro nesta região, tendo um atingido intensidade VI na escala MCS (sismo de 15 de Julho de 1960).

3.2.1.5 *Zona de Cuima-Cachingues-Cambândua*

É também uma zona de fraca atividade sísmica, entretanto, o sismo de 4 de Novembro de 1964 atingiu intensidade VI na escala MCS na localidade de Cachingues.

3.2.1.6 *Zona do Alto Zambeze*

Foram sentidos apenas dois (2) sismos nesta zona, mas um (1) atingiu intensidade VI na escala de MCS (sismo de 13 de Fevereiro de 1947).

Nas restantes zonas sísmicas nunca foi ultrapassado intensidade V, no período considerado (Moreira, 1968).

Após o trabalho de Moreira (1968), conforme abordado em parágrafos anteriores, houve interrupção e os trabalhos foram retomados apenas em 2003 (INAMET e UAN), tendo-se produzido as seguintes informações:

- Sismo de 11 de Maio de 2003, sentido com intensidade variável entre as Províncias do Huambo e Bié, tendo sido sentido com maior intensidade nas localidades do Kuito e Chitembo (Bié), com registro de casas que apresentaram fissuras na sua estrutura. Classificado como tendo atingido intensidade IV na escala MM (Ibarria et al., 2003).

- Sismo de 29 de Maio de 2009, sentido com intensidade variável em toda extensão do Município do Libolo e também segundo contatos feito via radio nos Municípios de Quibala e Mussende todos da Província do Kwanza Sul, não tendo sido registrado qualquer tipo de danos. Classificado como tendo atingido intensidade V na escala MM (Ibarria et al., 2009).

- Sismo de 26 de Março de 2010, sentido com intensidade variável nas localidades de Quibaxi, Bula Atumba e Nambuangongo, Província do Bengo. Classificado como tendo atingido intensidade IV na escala MM. Os autores do referido relatório afirmaram que a área de ocorrência não está associada com as principais regiões sísmicas definidas por Moreira (1968) (Ibarria et al., 2010).

- Sismo de 22 de Abril de 2013, sentido com intensidade máxima no Município de Chicomba, província da Huila, onde foram afetadas duas (2) residências. Classificado como tendo atingido intensidade VI na escala MM (Ebo et al., 2013a).

- Sismo de 19 de Novembro de 2013, sentido com maior intensidade no Município de Cassongue, e menor intensidade no Município do Seles, Província do Kwanza Sul. Classificado como fraco a moderado, tendo atingido intensidade V na escala MM (Ebo et al., 2013b). Este sismo foi registrado pela rede sismográfica de Capanda, assim como pelas redes internacionais, e, foi processado no âmbito deste trabalho (Sub - Capítulo 4.8.5).

No período compreendido entre 2003 a 2006, a antiga rede sismográfica instalada em torno do reservatório da usina hidrelétrica de Capanda (descrita no subcapítulo 4.4) registrou 26 sismos classificados pela Hidroproject (projetista e entidade responsável pelo monitoramento sísmico sobre o reservatório naquele período) como sendo local ou regional. A Hidroproject, em seu relatório sobre a atividade sísmica na região emitido em 2007, faz constar apenas como informação relevante, data, hora e coordenadas dos prováveis epicentros. Infelizmente as formas de onda desses eventos foram registradas no formato CRS (desenvolvido pelo Geodynamic Research Centre, filial do Instituto Hidroproject, Moscovo Rússia), incompatível com o programa utilizado para processamento dos dados (SEISAN). Tentativas feitas para conversão dos mesmos fracassaram, tendo sido descartado o uso dos referidos dados e os eventos relatados não constam do catálogo instrumental.

4 CAPÍTULO - METODOLOGIA SISMICIDADE NATURAL

4.1 TRABALHOS PRELIMINARES

Como etapa preliminar foram adquiridos junto do INAMET todos os trabalhos incluindo relatórios que espelham o histórico da atividade sísmica em Angola (produzidos a partir de dados macrossísmicos). Foi também feita uma consulta nos boletins sísmicos internacionais: "International Seismological Centre - ISC" e "United States Geological Survey - USGS" em busca de dados com localização instrumental dos epicentros. Da consulta feita em ambos os catálogos, constam 116 eventos de magnitude 2.5 - 6.0 nos boletins do ISC (de 1914 a Março de 2014) e 12 eventos de magnitude 3.9 - 5.3 nos boletins do USGS (de 1979 a 2013). De notar que todos os eventos que constam nos boletins do USGS também constam nos boletins do ISC;

- Seleção de dois (2) eventos registrados na rede sismográfica instalada em torno do reservatório da usina hidrelétrica de Capanda sendo: um (1) local, tratado no âmbito do capítulo sobre a sismicidade desencadeada e um (1) regional, tratado no âmbito do capítulo sobre sismicidade natural;
- Aquisição de mapas geológico e tectônico do País no formato raster, e, vetorizados no programa ArcGis 10.1 existente no Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB);
- Aquisição do Modelo Digital de Elevação (MDE) da Shuttle Radar Topography Mission (SRTM3), para a elaboração do mapa de sismicidade histórica e instrumental de Angola (Figura 11.1).
- Revisão bibliográfica sobre o estado da arte da sismicidade intraplaca.

O objetivo deste trabalho preliminar foi de recolher a máxima informação possível, para assim facilitar a criação do banco de dados (catálogo) sobre atividade sísmica em Angola, procurar entender que estruturas estarão provavelmente na base dos referidos eventos e elaboração do mapa da sismicidade Angolana.

Foram utilizados os seguintes programas: **ArcGis** versão 10.1, cuja licença pertence ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, para criação da base de dados e manipulação da mesma, integrando variedade de dados, com objetivo de elaboração de mapas

temáticos que auxiliaram a entender melhor os desafios a que nos propusemos; **SEISAN** versão 8.0 código aberto para processamento e análise dos dois (2) eventos; **Zmap** versão 6.0 código aberto que roda na base do programa **Matlab** para cálculos estatísticos. O programa **Matlab** utilizado possui a licença particular N°. 653161 do Professor George Sand L. A. França.

4.2 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS MACROSSÍSMICOS

Levantamentos de dados macrossísmicos são indispensáveis no caso de sismos antigos não registrados por sismógrafos e no caso de sismos ocorridos em regiões de baixa densidade de estações sismográficas, já que tais observações permitem dimensionar esses fenômenos e localizar seus prováveis epicentros. Berrocal et al. (1984) afirmam que em alguns casos, quando não existem dados instrumentais de estações sismográficas próximas, os epicentros obtidos com dados macrossísmicos são mais precisos que os epicentros calculados com dados instrumentais de estações distantes.

Para Tavares et al. (2013), o estudo da sismicidade de uma área é possível por meio de três tipos de registro: (1) o registro geológico que só é útil em tremores significativos, que deixam marca na superfície; (2) o registro histórico, que é feito por meio de depoimentos documentados de pessoas que vivenciaram o tremor de terra; e (3) o registro instrumental, por meio de estações sismográficas, que quantifica a energia das ondas em alguma escala de magnitude.

Assim sendo, todas as informações contidas no trabalho de Moreira (1968) e nos relatórios elaborados pelo INAMET e UAN de 2003 - 2013 (descritas no capítulo 3.2.1) foram analisadas individualmente no âmbito do presente estudo. As localidades que apresentaram maior intensidade foram consideradas como sendo o provável local do epicentro. É importante notar que, nem sempre a intensidade sentida numa determinada localidade representa de fato a intensidade máxima no epicentro já que, em caso de o sismo ocorrer distante de áreas habitadas os efeitos causados nestas áreas não representará os efeitos causados próximo do verdadeiro epicentro.

Estes sismos sem registros instrumentais não podem evidentemente ter suas magnitudes calculadas diretamente. É possível, no entanto, estimar-se a magnitude dos mesmos por meio de relações empíricas entre magnitude e dados macrossísmicos (isto é, área onde o sismo foi sentido, ou intensidade máxima determinada).

Assumpção et al., 1980 (Apud Berrocal et al., 1984) mostraram que se pode usar para o Brasil, preliminarmente, as relações entre áreas afetadas e magnitudes, estabelecidas para a região Central dos Estados Unidos (região intraplaca como o Brasil). Modificações posteriores dessas relações com dados ocorridos no Brasil, permitiram chegar às seguintes relações:

$$m_b = 1,63 + 0,60 \text{ Log } A_f, \quad [1]$$

$$m_b = 2,39 + 0,55 \text{ Log } A_{IV} \quad [2]$$

Onde A_f é a área total afetada em km^2 , correspondente a isossista II MM, A_{IV} é a área em km^2 da isossista IV MM.

No entanto, além das duas relações apresentadas acima, no boletim sísmico brasileiro administrado pelo Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP), consta que também estimou-se a magnitude de terremotos históricos com base na máxima intensidade no epicentro, por meio da seguinte relação:

$$m_b = 1,21 + 0,45 I_0 \quad [3]$$

Onde I_0 é a máxima intensidade no provável epicentro.

Al-Heety (2005), no seu trabalho sobre a sismicidade histórica em regiões continentais estáveis efetuado na Placa Arábica, fez uso de relações empíricas para estimar as magnitudes. Para eventos com intensidade epicentral estimada (I_0), o cálculo de (M_s) foi feito usando a equação padrão de Gutenberg e Richter, 1956 (Apud Al-Heety, 2005).

$$M_s = 1 + 2/3I_0 \quad [4]$$

Para o cálculo de m_b usou a seguinte relação.

$$m_b = (M_s + 3,95)/1,74 \quad [5]$$

Considerado que a partir dos dados macrossísmicos consultados não foi possível determinar a área afetada, foi descartado o uso das equações (1) e (2), restando apenas a equação (3) proposta pelo IAG-USP e (4) e (5) usadas por Al-Heety (2005).

Do comparativo feito entre o resultado de m_b estimado, usando a equação (3) e aquelas obtidas usando as equações (4) e (5) respectivamente (Tabela 1, Anexo 1), resultou diferencial que variou entre 1,2 e 1,6. Para não sobrestimar as magnitudes e tendo em conta a proximidade apresentada pelas magnitudes instrumentais catalogadas a partir de boletins internacionais (Tabela 2, Anexo 1), abordado no Sub-Capítulo 4.3.1, optou-se pelo uso dos valores m_b obtidos a partir da equação (3).

Foram catalogados 121 eventos, dos quais apenas 64 apresentaram magnitude igual ou maior que 3.0 (Figura 4.1).

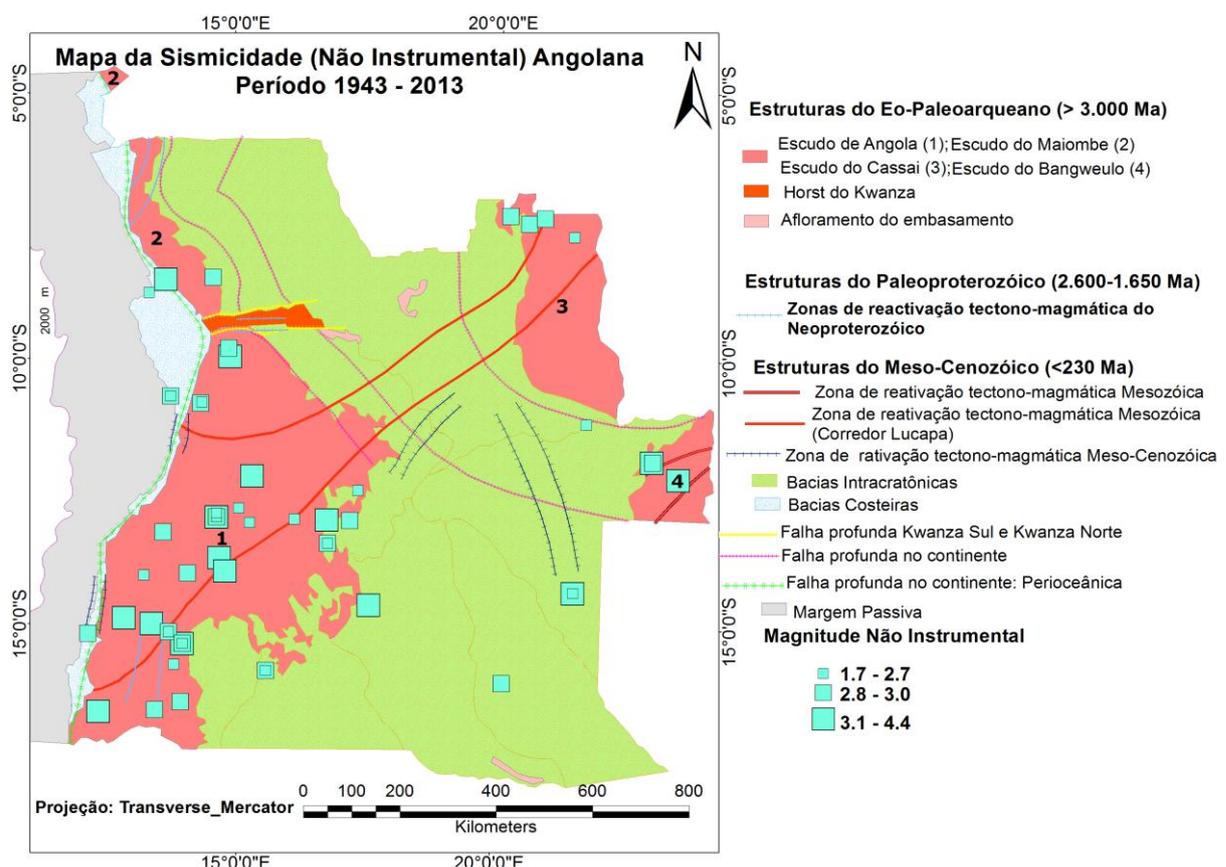


Figura 4.1: Distribuição espacial da sismicidade histórica Angolana.

4.2.1 Distribuição Temporal da sismicidade histórica Angolana (1943 - 2013)

Por meio de estudo da distribuição temporal da sismicidade no ambiente intraplaca do Sudeste dos Estados Unidos, verificou-se que a sismicidade é temporariamente estacionária (Talwani, 1989). Isto também foi observado em áreas sísmicamente menos ativa na Noruega (exemplo o terremoto de Oslo 1904 de magnitude 5.5 Ms: Bungum et al., 1986). Em tais casos, o monitoramento sísmico ao longo de alguns anos não dará verdadeira indicação do potencial sísmico em uma área.

A Figura 4.2 mostra a distribuição temporal dos terremotos históricos de Angola. Verifica-se que, em geral, a sismicidade é temporariamente estacionária, exceto em alguns períodos quando a taxa de sismicidade (número de eventos) aumenta. Por outro lado, nota-se claramente um intervalo sem dados entre as décadas de 1960 e 2000, fruto da paralisação dos trabalhos como consequência do aumento da guerra para a independência e pós-independência, que veio a terminar apenas em 2002.

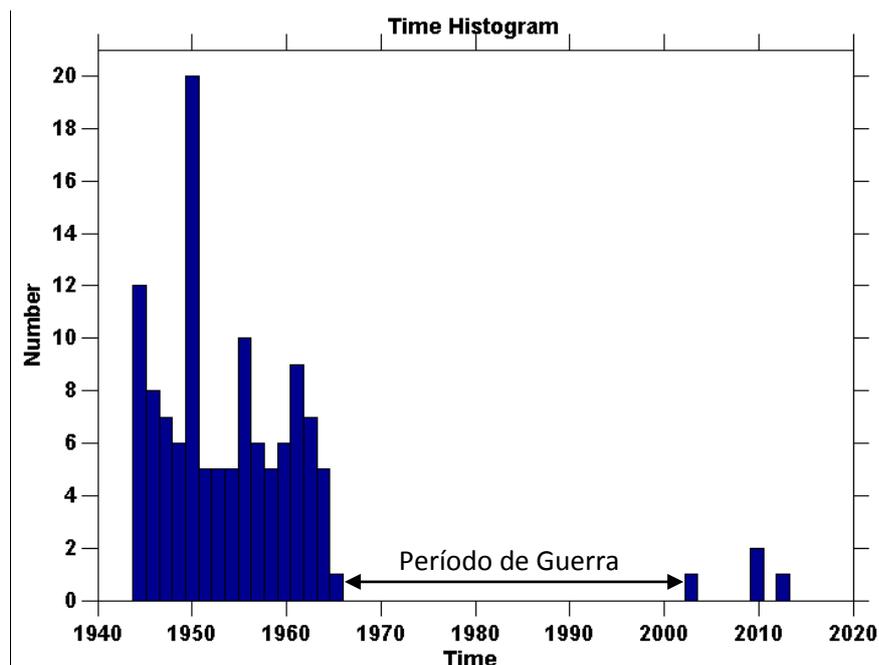


Figura 4.2: Distribuição temporal da sismicidade histórica angolana.

4.2.2 Relação Frequência-Magnitude

A relação empírica Gutenberg-Richter tem sido válida tanto para a ocorrência de terremotos globais bem como para pequenas regiões e pode ser uma ferramenta útil para caracterizar determinada região (Apud Havskov & Ottemoller, 2010), e, é bem expressa pela seguinte expressão:

$$\text{Log } N = a - bM \quad [6]$$

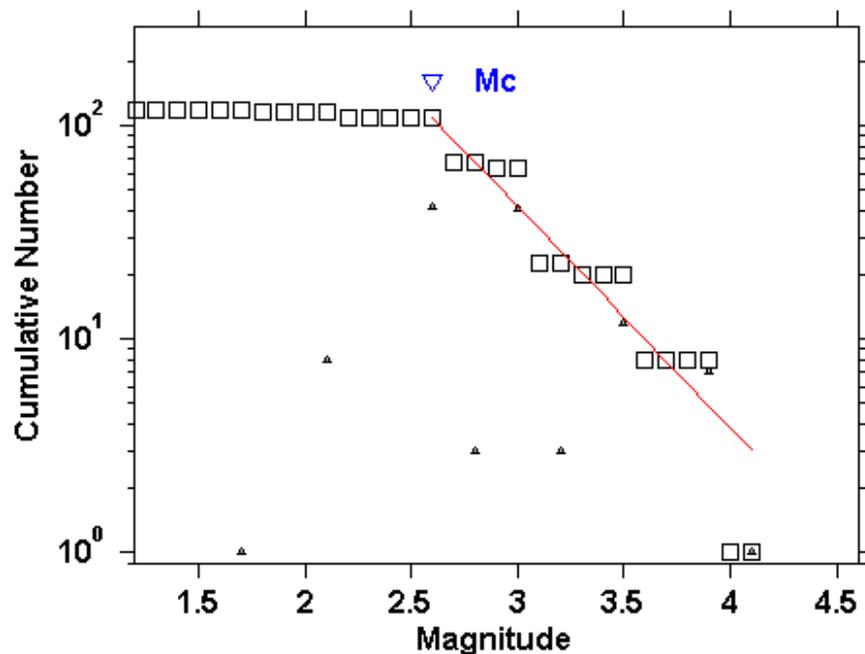
Onde N é o número de terremotos com magnitude M e a e b são constantes para uma região.

O valor a é uma medida quantitativa do nível de atividade, enquanto, o valor b descreve o número relativo de eventos pequenos e grandes em um intervalo de tempo e pode ser uma indicação da tectônica de uma região. Um alto valor b (~ 2) é típico de enxames de terremotos,

enquanto um baixo valor **b** indica condições de grande esforço (Stein & Wyssession, 2003). O baixo valor **b** é um aspecto característico do ambiente intraplaca (Talwani, 1989).

Agrawal (1991) afirma que terremotos tectônicos são caracterizados por valor **b** entre (0,5 a 1,5), e são mais frequentemente próximos de 1 para regiões sísmicamente ativas. Estudos de Mogi (1963a) e Scholz (1968) mostraram que o valor **b** depende da percentagem do esforço existente na amostra da rocha com relação ao esforço de ruptura final.

Ajustando a equação (6) para os eventos históricos de Angola usando o gráfico, obtivemos **a**=4,73 e **b**=1,04, respectivamente (Figura 4.3).



Maximum Likelihood Solution
 b-value = 1.04 +/- 0.09, a value = 4.73, a value (annual) = 2.89

Figura 4.3: Relação Frequência - Magnitude

É de se observar que na Figura 4.3 há distribuição anormal dos números cumulativos da magnitude. Isto deve-se pelo fato da magnitude estimada apresentar valores distribuídos em intervalos bem característicos, por exemplo no intervalo entre magnitude 2.5 e 3.0 existe um vazio, acontecendo o mesmo para todos outros intervalos.

4.2.3 Tempo de Recorrência

Outro parâmetro não menos importante para análise do comportamento sísmico de uma região, é o tempo de recorrência ou tempo de retorno. Trata-se do intervalo de tempo estimado entre a ocorrência de terremotos com determinada magnitude em uma falha ou em

uma fonte da região em causa, é definida como função inversa da probabilidade de ocorrer um terremoto com determinadas características.

Na Figura 4.4, é apresentado o gráfico com o tempo de recorrência dos terremotos históricos de Angola com magnitudes moderadas.

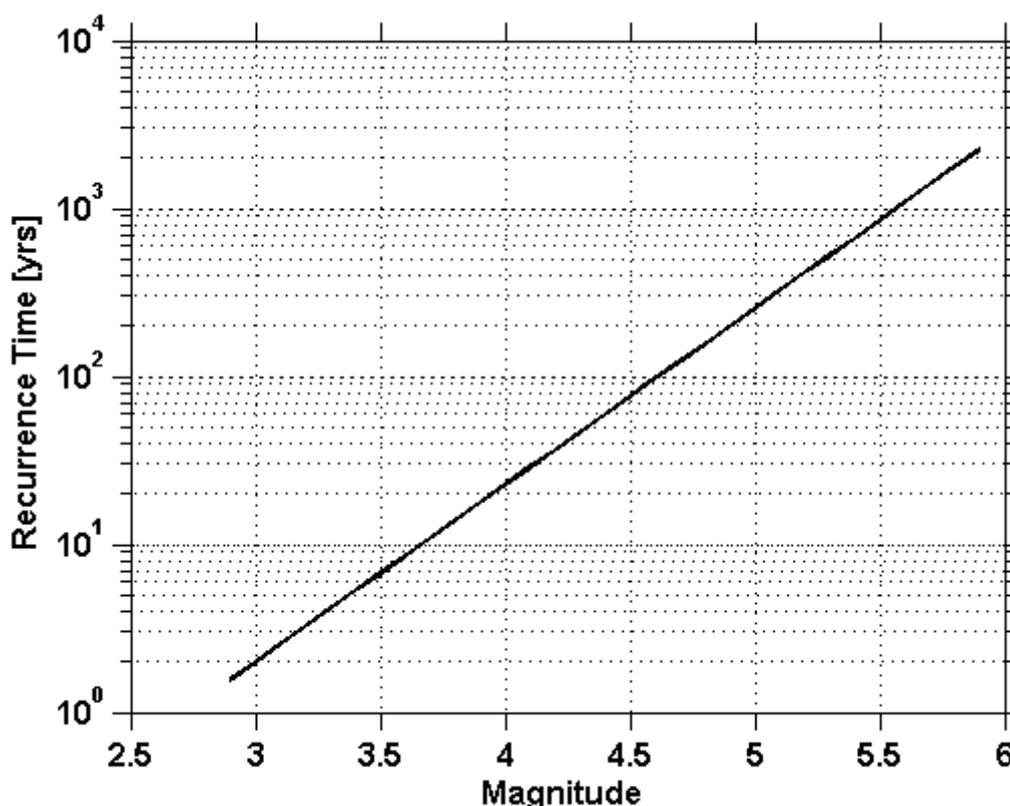


Figura 4.4: Tempo de recorrência para magnitude histórica

4.3 DADOS INSTRUMENTAIS

Os dados instrumentais de sismos ocorridos em Angola apresentados neste trabalho, foram compilados a partir das seguintes fontes: Boletins sísmicos Internacionais (ISC e USGS), Base de Dados Capanda (o evento ocorrido no dia 19 de Novembro de 2013), e que também foi registrado por estações internacionais, cujas formas de onda foram obtidas do Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS).

4.3.1 Dados dos Boletins Sísmicos Internacionais

Dos boletins sísmicos mundial (ISC e USGS), que utilizam dados da rede sismográfica internacional, incluindo sismos ocorridos em Angola de 1914 - 2014, foram catalogados 116 eventos, tendo sido excluídos os eventos que apresentaram $M < 3.0$. Considerando que os

eventos foram registrados por estações distantes, esse limite inferior de magnitude oferece maior confiança no processo de localização dos mesmos, reduzindo para 70 o número de eventos que passou a constar do catálogo preliminar. Na figura 4.5 é apresentada a distribuição espacial desses eventos.

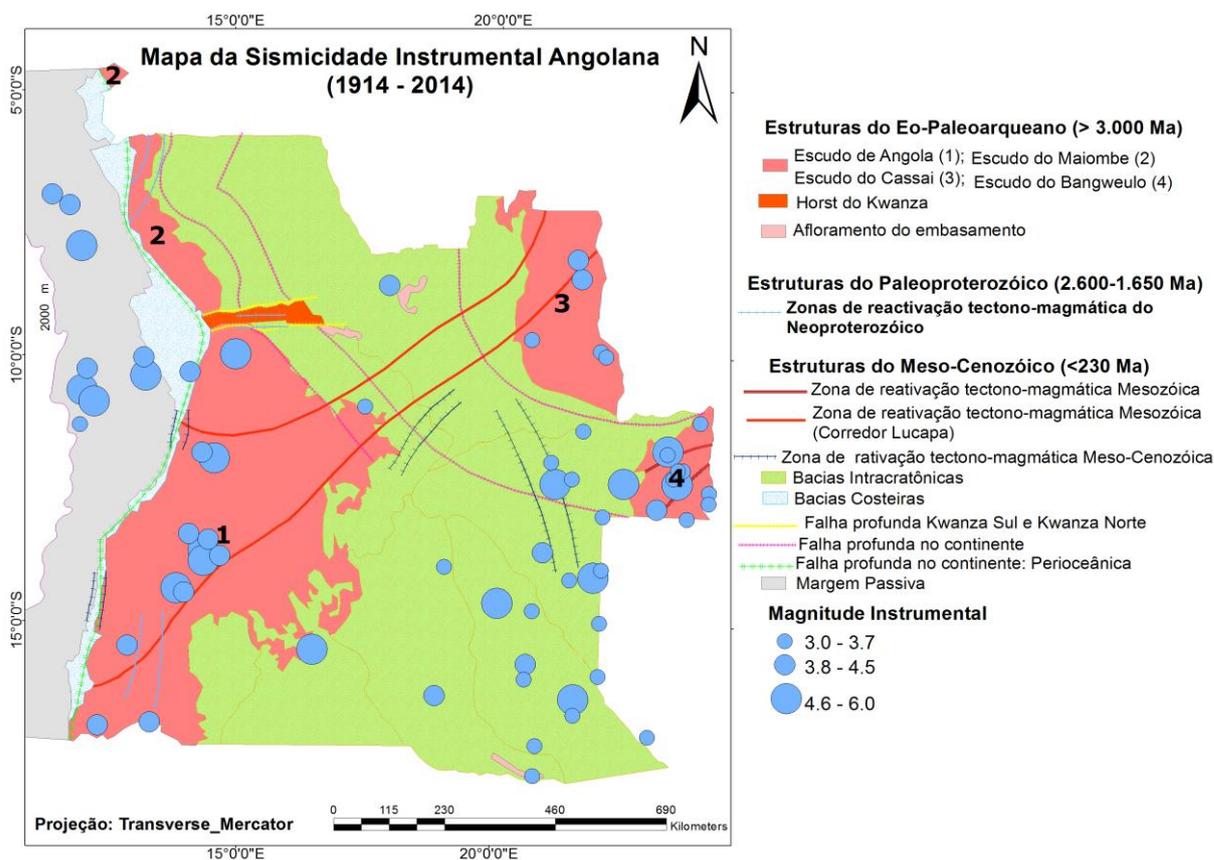


Figura 4.5: Distribuição espacial dos eventos com localização instrumental, catálogo preliminar.

4.3.1.1 Distribuição Temporal da sismicidade instrumental período (1914 - Março, 2014)

Seguindo a mesma lógica aplicada para análise dos terremotos históricos, na distribuição da sismicidade instrumental também verifica-se que, em geral, é temporariamente estacionária exceto em alguns períodos, quando registra aumento da taxa de sismicidade (Figura 4.6).

A par do que acontece com a distribuição temporal da sismicidade histórica, a distribuição temporal da sismicidade instrumental também registra gap temporal entre 1914 e 1960. Essa situação deverá ser explicada pelos seguintes fatos: a não ocorrência de terremotos de magnitude igual ou superior a 6 no território Angolano; ausência de estações sismográficas da rede mundial nos países da região que pudessem registrar terremotos de magnitude menor

que 6 ocorridos neste período. Tão logo foram instaladas na década de 1960 as primeiras estações da World-Wide Standard Seismograph Network (WWSSN) em Bulawayo, Zimbabwe e Broken Hill, Zâmbia passou-se a ter registro regular dos terremotos ocorridos em Angola com magnitude maior ou igual a 3.0.

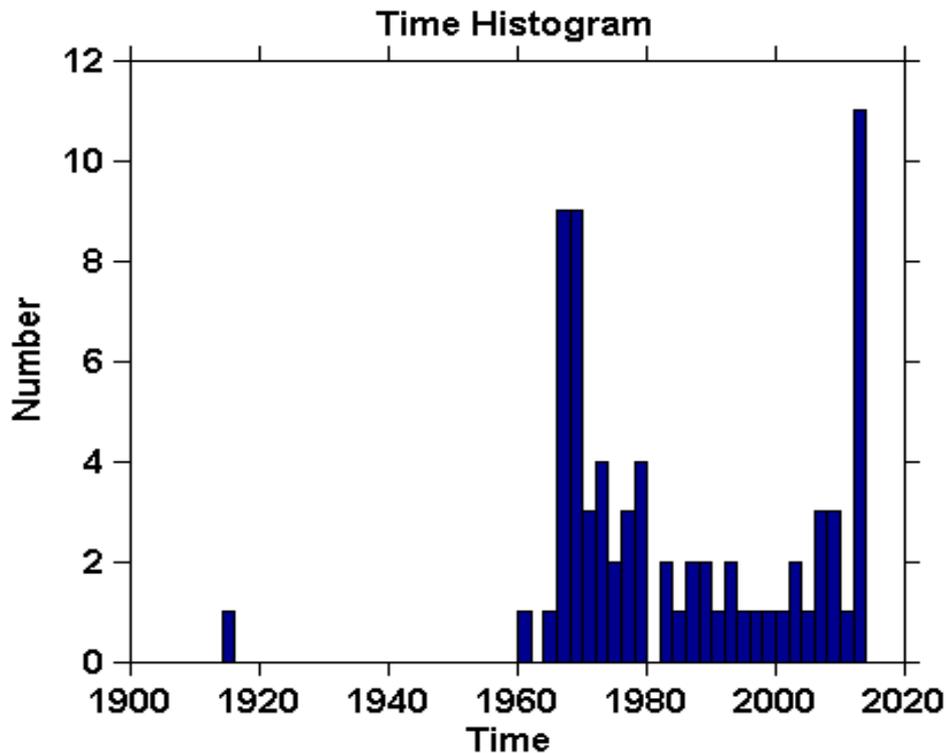


Figura 4.6: Distribuição temporal da sismicidade Instrumental angolana.

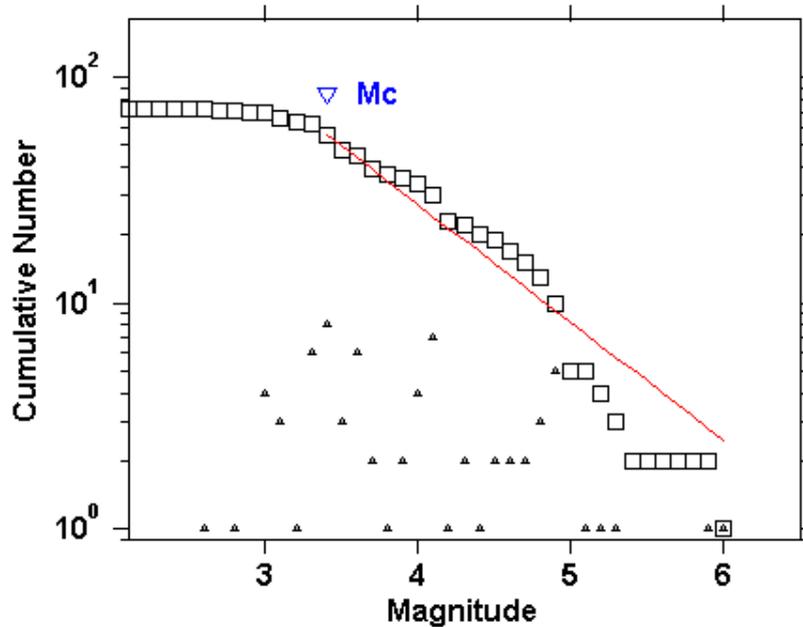
4.3.1.2 Relação Frequência-Magnitude

Uma vez que certa quantidade de dados instrumentais esteja disponível, podem ser verificados para a determinação da magnitude de completeza e nível de detecção pelas estações da rede.

Completeza e valor **b**: O número de terremotos em um dado período de tempo, ocorrendo numa gama diferente de magnitude, pode ser descrita pela chamada relação linear Gutenberg-Richter (Havskov & Ottemoller, 2010) expressão (6).

O modo mais simples para determinar **a** e **b** é, para calcular N para diferentes intervalos de magnitude e plotar logN como função de magnitude M. A Figura 4.7 mostra o ajuste do gráfico para obtenção dos valores **a** e **b**. Quando o número cumulativo de eventos para de crescer linearmente, significa que se atingiu o limiar de detecção da rede, que é definido como o limite de magnitude inferior, abaixo da qual a rede deixa de detectar todos os eventos.

Do ajuste feito no gráfico da relação frequência-magnitude, obteve-se $a=3,52$ e $b=0,522$ e magnitude de completude igual a 3.4. Esse novo limite de magnitude inferior obtido reduziu ainda mais o catálogo instrumental de 70 para 56 eventos (Tabela 2, Anexo 1) (Figura 4.9).



Maximum Likelihood Solution
 b-value = 0.522 +/- 0.05, a value = 3.52, a value (annual) = 1.52
 Magnitude of Completeness = 3.4

Figura 4.7: Relação Frequência - Magnitude (instrumental).

4.3.1.3 Tempo de Recorrência

O tempo de recorrência para os terremotos com registro instrumental é apresentado na Figura 4.8, tendo sido considerados apenas eventos com magnitude maior ou igual a 5.0.

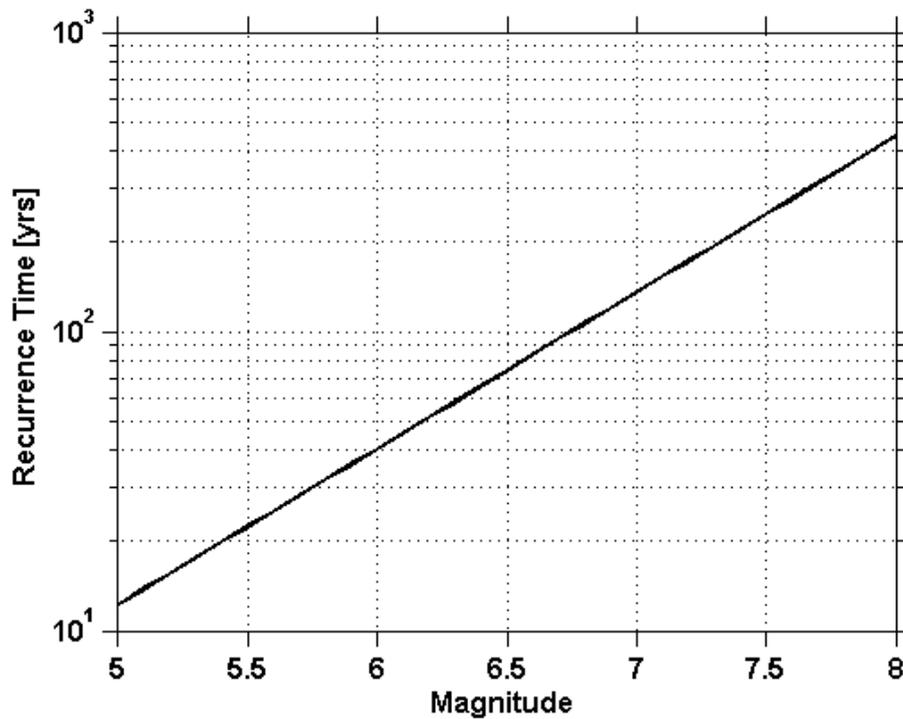


Figura 4.8: Tempo de recorrência para magnitude instrumental.

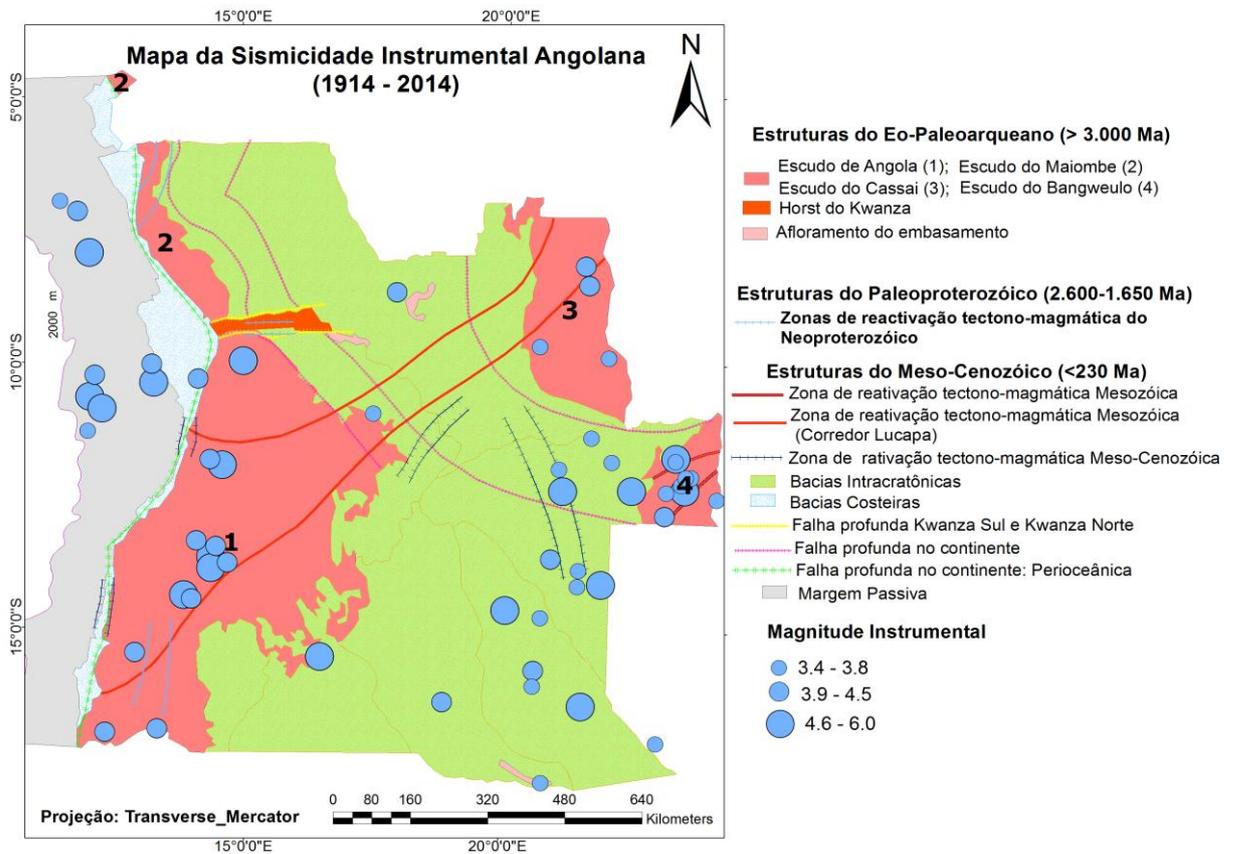


Figura 4.9: Distribuição espacial dos eventos com localização instrumental, catálogo com magnitude maior ou igual 3.4.



4.3.2 Evento Sísmico de 19/11/2013.

Este evento ocorrido na localidade de Cassongue, Província do Kwanza Sul, foi registrado pela rede sismográfica em torno do reservatório da usina hidrelétrica de Capanda bem como pela rede mundial e consta dos boletins do ISC e do USGS, obtendo-se as formas de onda do site do IRIS, nas estações com distâncias epicentrais inferiores a 28,87° (Figura 4.10 e Tabela 4.1). O objetivo do uso do registro das estações da rede mundial foi no sentido de reduzir o máximo possível o GAP Azimutal e obtenção da melhor localização epicentral possível. No entanto, os dados das estações MBAR, SHEL, KMBO e ASCN não foram usados por não apresentar as fases P e S claras.



Figura 4.10: Localização das estações sismográficas usadas no processamento do evento de 19/11/13 (estrela vermelha); Triângulo azul rede local e triângulo verde rede internacional.

Tabela 4.1-Lista das estações usadas no processamento do evento de 19/11/2013

Estação	Rede	Lat (°)	Long (°)	Elevação (m)	Nome
FAZE	CAP	-9,7380	15,3572	930	Fazenda, Capanda Angola
ZERO	CAP	-9,7875	15,4555	1.010	Zero, Capanda Angola
PUNG	CAP	-9,6720	15,5683	1.050	Pungo, Capanda Angola
SENG	CAP	-9,8027	15,5537	970	Senga, Capanda Angola
TSUM	IU	-19,200	17,5800	1.260	Tsumeb, Namíbia
LSZ	IU	-15,280	28,1900	1.200	Lusaka, Zâmbia
LBTB	GT	-25,02	25,60	1.128	Lobatse, Botswana
MBAR	II	-0,6	30,74	1.390	Mbarara, Uganda
SHEL	II	-15,96	-5,75	537	Horse Pasture, Sta Helena Island
KMBO	IU	-1,13	37,25	1950	Kilima Mbongo, Kenya
ASCN	II	-7,93	-14,36	173	Butt Crater, Ascention Island

4.4 REDE SISMOGRÁFICA LOCAL DE CAPANDA

A nova rede sismográfica em torno do reservatório da usina hidrelétrica de Capanda (Figura 4.11), foi instalada a partir de 05 de Janeiro de 2013, constituída por quatro (4) estações e caracteriza-se como uma rede permanente (funcionando de forma autónoma sem interrupção), com transmissão de dados em tempo real via rádio para a base de dados. A estação mais próxima dista a pouco menos de 1 km e a mais distante pouco mais de 20 km da barragem. No entanto, antes desta funcionou nos mesmos pontos uma rede composta por sensores monoaxiais, que operavam com frequência entre 0,2 e 30 Hz e frequência de amostragem 100 Hz. Por ser um equipamento antigo mostrou-se incompatível em funcionar com computadores de nova geração, e apresentavam avarias constantes (mais tempo desativados do que a funcionar). Para sua reparação aguardava-se pela vinda de um técnico da Rússia, tornando-se assim inviável a sua manutenção. Essa situação levou a direção da empresa em optar pela substituição da mesma por equipamentos mais modernos (Tabela 4.2). Foram adquiridas na Nanometrics Canadá, novos digitalizadores Taurus e novos sismômetros triaxiais Trillium Compact banda larga (Figura 4.12).

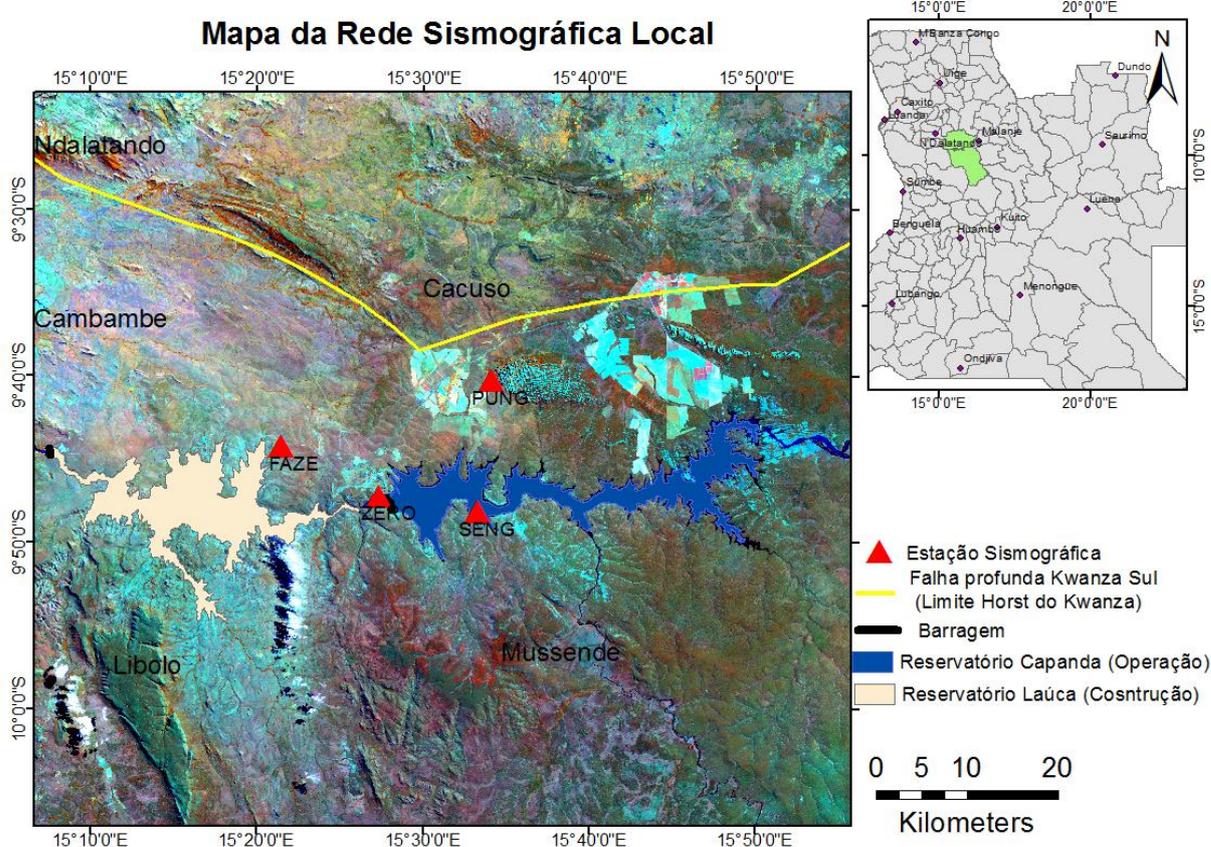


Figura 4.11: Localização da rede sismográfica de Capanda

Tabela 4.2 Sistema sismográfico instalado em torno do reservatório da usina de Capanda.

Sistema	Conjunto	Estação	Componente	Polaridade	Correção
1	Registrador Taurus + Sismômetro Trillium Compact	ZERO, PUNG, FAZE, SENG	Vertical	Normal	Não
			N-S	Normal	Não
			E-W	Normal	Não

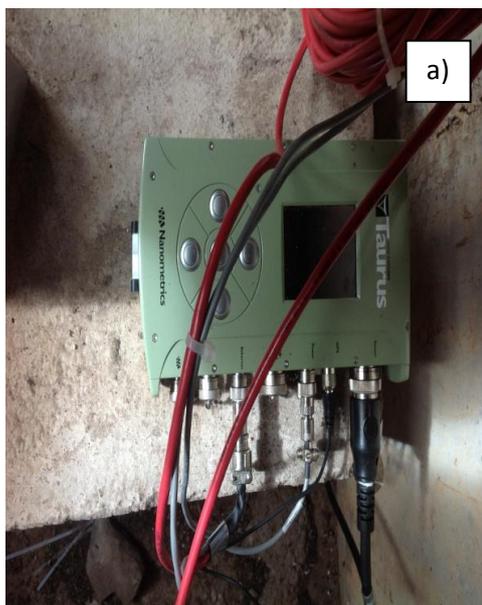


Figura 4.12: a) Sistema digital (Taurus); b) Sismômetro triaxial de banda larga (Trillium Compact).

Estação	Latitude (S)	Longitude (W)	Altitude (m)	Tipo de Registrador	Tipo de Sismômetro	Taxa de Amostragem	Funcionamento	Geologia	Ganho (dB)	Banda Passante (Hz)
FAZE	-9,7380	15,3572	930	Taurus	Trillium Compact	100 SPS	Janeiro/2013	Metassedimentar	1	0,0083 - 100
ZERO	-9,7875	15,4555	1.010	Taurus	Trillium Compact	100 SPS	Janeiro/2013	Metassedimentar	1	0,0083 - 100
PUNG	-9,6720	15,5683	1.050	Taurus	Trillium Compact	100 SPS	Janeiro/2013	Metassedimentar	1	0,0083 - 100
SENG	-9,8027	15,5537	970	Taurus	Trillium Compact	100 SPS	Janeiro/2013	Metassedimentar	1	0,0083 - 100

Tabela 4.3 Características do instrumental sismográfico utilizado em cada estação da rede sismográfica local de Capanda.

4.5 BASE DE DADOS DE CAPANDA

O novo banco de dados de Capanda, por ter pouco tempo de funcionamento, composto em sua maioria por forma de onda de eventos distantes (telessismos), ocorridos em várias partes do globo, tendo apenas 1 evento local (que será visto no capítulo sobre sismicidade desencadeada por reservatórios) e 1 evento regional processado no presente capítulo.

4.5.1 Pré-Processamento e preparação dos dados.

Os dados, antes de serem inseridos na base Capan do sistema SEISAN, para processamento e análise, passaram por pré-processamento, visando a conversão de formato e corte na faixa de interesse (o que também reduz o tamanho do dado, tornando-o menos pesado, sobrecarregando menos o sistema).

4.5.2 Conversão de formato.

Diferentes sistemas sismográficos geram dados com diferentes formatos de gravação, implicando em um trabalho adicional antes da fase de processamento propriamente dita, pois cada programa de análise de sinais requer um formato de dados específico. No caso do evento de 19/11/2013, como foram usadas formas de onda da base de dados de Capanda (formato SEED) e formas de onda obtidas das estações da rede mundial (formato SAC), a forma de onda do formato SEED teve que ser convertida para SAC, usando-se para tal o programa WAVETOOL do sistema SEISAN. Após essa conversão, seguiram-se outras etapas (Figura 4.13).

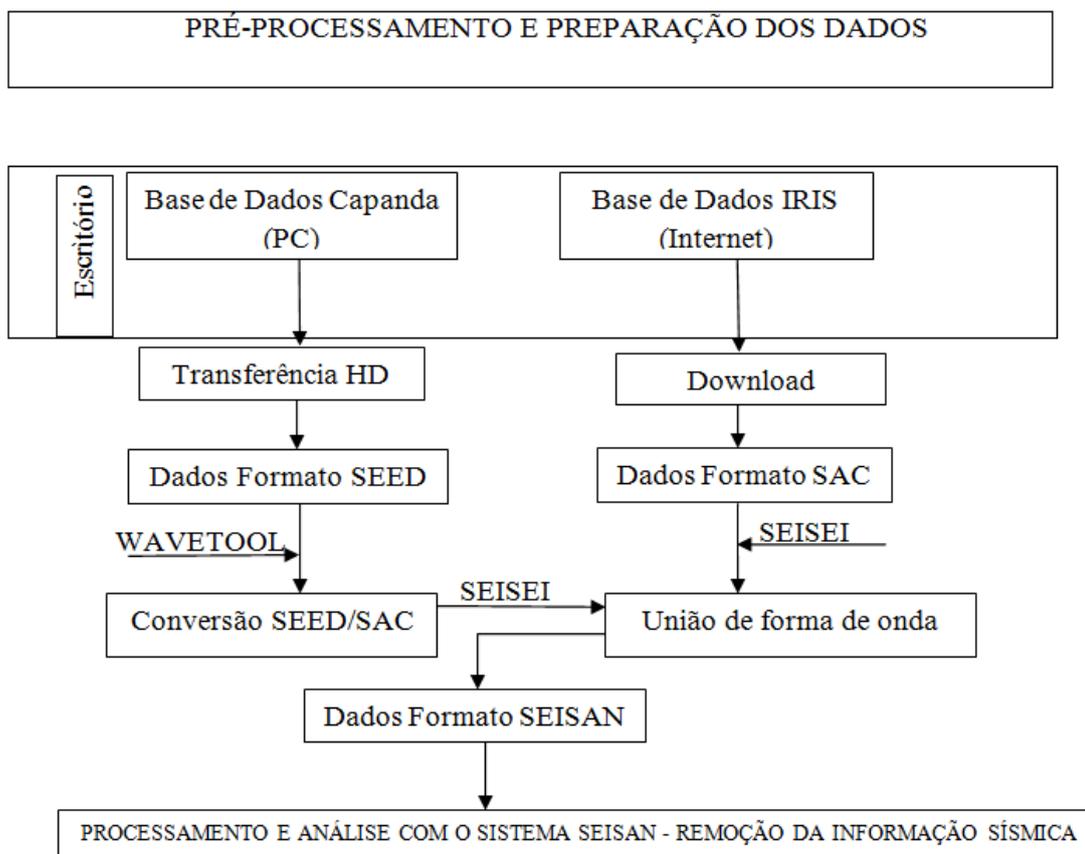


Figura 4.13: Diagrama em blocos da seqüência para obtenção dos dados do evento de 19/11/2013 e de sua preparação/pré-processamento antes de serem armazenados na base SEISAN

4.6 O SISTEMA SEISAN

O Sistema de análise SEISAN (Seismic Analysis System) foi implementado como aplicação sísmológica no Instituto de Física da Terra Sólida na Universidade de Bergen, Noruega por Havskov & Ottemoller (1999). Consiste de um conjunto de programas para análise de dados sísmicos que tem acesso a uma mesma base de dados e analisa eventos sísmicos a partir de informação digital ou analógica. É escrito na linguagem de programação Fortran.

O SEISAN pode localizar eventos locais, regionais e telessísmicos, utilizando o modelo IASP91 ou modelos locais definidos pelo usuário. Utiliza vários formatos de dados de entrada (transformados em formato SEISAN usando o programa WAVETOOL), desde estações individuais a arranjos de estações. Os hipocentros se podem representar com elipses de erro, e a seleção interativa dos epicentros pode-se fazer a partir de mapas epicentro. SEISAN tem a capacidade de localizar e editar eventos, determinar parâmetros espectrais, momentos

sísmicos, azimute com estações de três (3) componentes e mapear epicentros. É especialmente adequado para a fusão de forma de onda de diferentes estações sísmicas. Igualmente, permite realizar modelagem sintética, estimar um modelo de atenuação (valor Q) a partir da coda e conta com um sistema completo para cálculo de ameaça sísmica.

Todo o conjunto de programas está ligado à mesma base de dados. Utilizando programas de procura e diferentes critérios de seleção, é possível buscar na base de dados eventos com determinadas características, trabalhando-os sem, no entanto, extrai-los da base de dados.

A base de dados SEISAN está construída de arquivos de parâmetros de um só evento (ASCII), chamado S-file, escrito no formato dos países nórdicos. Os arquivos se armazenam em uma estrutura de diretórios mensais e anuais dentro de um diretório chamado REA; os nomes de arquivo refletem a hora de início do evento. Cada conjunto de dados reside em um diretório cujo nome deve ter cinco (5) letras, o qual é considerado como uma base de dados; o sistema pode ter infinitas bases de dados. Os S-files contém a informação da forma de onda de cada estação, e praticamente sem limite do que se pode armazenar. Uma vez que uma base de dados é criada, pode-se buscar por um grande número de parâmetros (> 20).

As formas de onda podem ser armazenadas da mesma maneira que os dados paramétricos dos diretórios anuais e mensais; o diretório para as formas de onda chama-se WAV. SEISAN encontra automaticamente os arquivos de forma de onda associado a um evento em ambos tipos de estruturas. Os arquivos de forma de onda se armazenam em arquivos binários de múltiplos canais. Tem ferramentas disponíveis para dividir ou unir os arquivos de forma de onda, permitindo combinar as formas de onda segundo a necessidade.

4.6.1 Estrutura de SEISAN

A menor unidade básica de arquivos se conhece como S-file, o qual contem as leituras de fases originais para um evento (tempo de chegada, amplitude, período, azimute, velocidade aparente), e também possui um ID (linha de identificação) único para cada evento.

Possui um diretório principal chamado SEISMO, sobre o qual residem os subdiretórios principais ilustrados na Tabela 4.4 e organograma abaixo (Figura 4.14).

Tabela 4.4: Descrição de principais diretórios de SEISAN.

Diretório	Descrição
REA	Leitura das primeiras chegadas das fases sísmicas e informação completa das soluções do hipocentro dos eventos para uma mesma base de dados.
WOR	Subdiretório de trabalho para os usuários, inicialmente vazio
TMP	Armazenamento temporal de arquivos, inicialmente vazio
PRO	Programas, código fonte e executáveis
LIB	Livrarias e sub-rotinas
INC	Arquivos para programas e sub-rotinas em PRO e LIB
COM	Comandos e Procedimentos
DAT	Arquivos de parâmetros e pré definidos
WAV	Arquivos com a forma de onda digitalizada dos eventos
CAL	Arquivos do sistema de calibração
INF	Documentação e informação
SUP	Arquivos suplementares e programas
RES	Opcional: programa de pesquisa, documentos e manuais
PIC	Arquivos de imagens.

Os diretórios têm uma estrutura em árvore, o que facilita rápido acesso aos arquivos individuais no subdiretório REA, o qual aparece como uma simples base de dados (Figura 4.14).

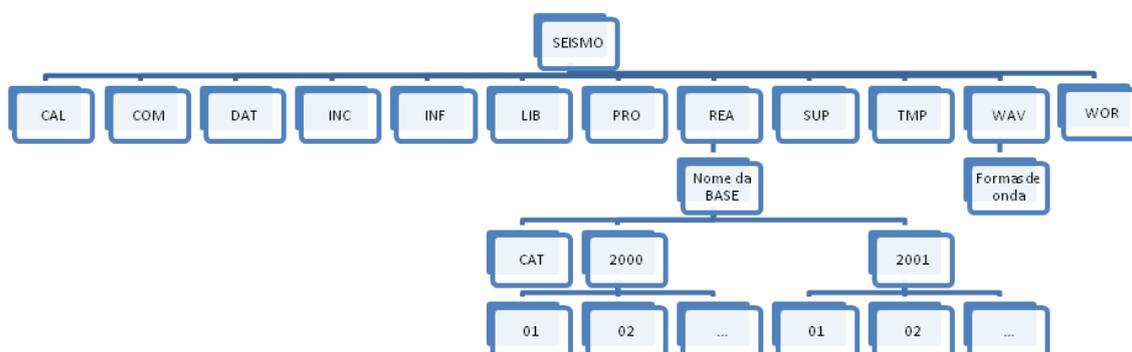


Figura 4.14: Estrutura em árvore do sistema SEISAN ligada aos subdiretórios WAV (arquivos de forma de onda) e REA (arquivos contendo os resultados de leitura).

4.6.2 Base de dados do Sistema SEISAN

A base de dados consiste de dois subdiretórios: REA e WAV. O diretório REA e subdiretórios associados contêm informações de leituras e de fontes, enquanto que o subdiretório WAV armazena todos os arquivos de forma de onda sem subdiretório. O subdiretório DEL contém todos os arquivos de eventos deletados da base de dados.

4.6.2.1 *Dados de fases e hipocentros - diretório REA*

O diretório REA contém leituras de fases e informações de fontes derivadas, como por exemplo, solução de plano de falha. Esse diretório contém um ou mais subdiretórios, correspondendo a cada base de dados (BD) separada. A BD tem os eventos armazenados de forma duplicada. Para rápida referência e trabalho interativos, os eventos são armazenados em arquivos, em diretórios anuais e subdiretórios mensais. Quando é dada entrada a um novo dado na BD, um arquivo individual é criado para cada evento.

4.6.2.2 *Diretório de Trabalho - WOR*

Todo o processamento realizado deve ser feito dentro do diretório de trabalho (WOR), onde pode-se criar outros subdiretórios de trabalho.

Os arquivos de saída dos diversos programas associados ao SEISAN são armazenados nesse diretório.

4.6.2.3 *Diretório CAL*

Nesse diretório são armazenados todos os arquivos contendo as curvas de calibração das estações. Ao se realizar uma operação matemática sobre o sinal sísmico de uma dada estação que requeira a remoção do efeito instrumental, o programa em uso busca automaticamente nesse diretório informações sobre a curva de resposta em frequência correspondente.

4.6.2.4 *Executáveis do SEISAN*

✓ EEV: É o programa interativo para trabalhar com os eventos individuais na base de dados. Este programa se utiliza para navegar na base de dados afim de encontrar determinado evento; também permite a aplicação de um conjunto de comandos do SEISAN para edição, seleção de fases de onda e localização entre outras, dependendo da necessidade do usuário. EEV trabalha dentro dos limites da base de dados do diretório REA.

✓ MULPLT: É o programa usado para plotagem e análise do sinal pertencente ao evento, e pode ser utilizado para marcar fases e amplitudes, para corrigir a resposta do instrumento, produzir sismogramas, ajuda a determinar o azimuth da chegada de estações de três componentes, rotacionar sismogramas, mostrar os tempos teóricos de chegada, de acordo com as fases de IASP91 para ajudar a identificação das fases mundiais e fazer análise espectral. MULPLT pode ser utilizado a partir do EEV,

utilizando o comando "p", ou como um programa independente por meio de uma sequência de arquivos de forma de onda.

✓ HYP: Realiza a localização do hipocentro dos eventos, utilizando as fases identificadas no programa MULPLT e a suposição de um modelo crustal. Pode trabalhar de maneira independente ou através do EEV utilizando o comando "I".

✓ EPIMAP: Este é o programa geral que plota as localizações epicentrais dos eventos, seja de forma individual ou considerando um conjunto de dados (utilizando-se primeiro o programa SELLECT para as versões mais antigas ou COLLECT para versões mais recentes do SEISAN, que lista todos os eventos localizados na base de dados indicada pelo usuário). Desenha as estações envolvidas na rede utilizada e gera elipses de erro na localização de cada um dos eventos analisados. Possui interface para GMT.

✓ MAKEREA: Programa encarregado de definir e criar a estrutura dos diretórios REA e WAV de acordo com as necessidades do usuário. Tem como requisito introduzir o nome para a base de dados, o código do operador, data de início e fim (ano, mês). Atua de forma independente.

✓ DIRF: Programa que gera um arquivo de formas de ondas que se deseja extrair e organizar segundo ano, mês ou nome comum dos arquivos. Gera um arquivo chamado FILENR.LIS onde se encontram armazenados os eventos listados. Atua de forma independente.

✓ WAVETOOL: Programa que se encarrega de converter o formato das formas de onda. Atua de forma independente.

✓ SEISEI: Programa que se encarrega de juntar ou separar em um mesmo arquivo as formas de ondas registradas por diferentes estações sismográficas para um mesmo evento. Trabalha a partir da linha de comandos.

4.6.2.5 *Programa Hypocenter (HYP)*

Hypocenter é um programa Fortran para localizar terremotos locais, regionais e globais (Lienert, 1994). A versão original, descrita por (Lienert et al., 1986), estava limitada para localizar terremotos com distância epicentral menor que 1000 km, devido a limitações de um

sistema de coordenadas retangular e o modelo de velocidade considerando as camadas da Terra planas. Em 1991, tiveram início os trabalhos adaptando o programa para localizar terremotos globais tão bem quanto os terremotos regionais e locais.

Este programa funciona da seguinte maneira:

1. Designa valores preliminares para o hipocentro (x_0, y_0, z_0) e o tempo de origem do evento a localizar (t_0) . Esta alocação representa uma solução experimental ou de teste para localizar o sismo, e pode ser obtida, por exemplo, utilizando a localização da estação mais próxima ao evento como o hipocentro, e onde o primeiro tempo de chegada registrado representará o tempo de origem t_0 .

2. Deve-se gerar equações por cada uma das fases identificadas nas estações envolvidas na localização. Estas equações se encontram representadas na seguinte expressão:

$$t_i^0 = T(x_0, y_0, z_0, x_i, y_i, z_i) + t_0 \quad [7]$$

Onde t_i^0 é o tempo observado para uma fase identificada pela estação i .

T é o tempo de viagem da fase identificada como função da localização da estação e da localização do hipocentro.

x_0, y_0, z_0 representa o hipocentro do evento.

x_i, y_i, z_i representa a localização da estação

t_0 tempo de origem do evento.

3. Geram-se diferenças ou residuais entre os tempos observados (t_{obs}) e os calculados (t_{cal}), sendo este último obtido considerando a solução de teste no ponto 1. Os residuais obtidos são gerados pelo erro que apresenta a solução experimental assumida.

$$res = t_{obs} - t_{cal} \quad [8]$$

4. Com os residuais obtidos, calcula-se o valor RMS (Root Mean Square), que se encarregará de indicar o ajuste alcançado pelos dados.

onde R_i é o tempo residual na i -ésima estação e n o número de tempos residuais.

5. Com o valor do RMS se pode qualificar a efetividade da solução proposta (solução de teste), a qual posteriormente pode ser corrigida com a finalidade de alcançar nova solução, que permite repetir o processo anteriormente descrito. Este processo de iteração se repetirá tantas vezes quanto necessário, até se alcançar uma solução cuja dispersão ou erro (representado por RMS), seja o menor possível. Sobre estas condições se obtém a melhor representação hipocentral possível.

4.7 ANÁLISE DOS DADOS

A análise e interpretação de sinais sísmicos gerados por terremotos constituem o método principal utilizado pelos sismólogos para determinar a estrutura interna da Terra, sua constituição em diversas camadas e sobre processos dinâmicos em curso em seu interior.

As informações básicas são extraídas das medidas dos tempos de chegada das ondas às diversas estações de uma rede sismográfica, das medidas de amplitude do sinal nas suas diversas fases e, ainda, do conteúdo de frequência dos sismogramas. Por esta razão, os resultados da análise dependem fortemente da qualidade dos dados adquiridos, que está associada com os locais de instalação das estações, conformação espacial das estações em relação à fonte sísmica, tipo de sismógrafo, se analógico ou digital, e suas respectivas características elétricas e eletrônicas (faixa dinâmica, banda passante, curvas em frequência, precisão do relógio interno do sismógrafo, etc.). Todos esses aspectos de estações e de locais de instalações se refletem nas formas de onda, no seu padrão de registro e na relação Sinal/Ruído (Barros, 2010).

Os dados foram analisados no sistema SEISAN, em ambiente Windows, com o uso das várias ferramentas disponíveis e de outros programas computacionais não chamados diretamente do SEISAN.

No SEISAN a primeira fase da análise consiste na leitura dos tempos de chegada das diversas fases do sinal sísmico em cada estação da rede sismográfica, com atribuição de pesos respectivos, que depende da qualidade da leitura. Essa informação é usada na localização hipocentral. Em segundo lugar, são feitas leituras de amplitude e de duração do sinal, com

vistas ao cálculo de magnitude. A primeira fase requer ainda processamentos adicionais do tipo: filtragem digital, análise espectral (transformação de domínio), mudança do sistema de eixos ortogonais de referência, testes de validação das leituras pela comparação dos dados observacionais com os dados teóricos etc. Neste caso, é preciso fazer a localização hipocentral, visualizar seções e observar outros parâmetros: valor do RMS do resíduo, erros de localização (na horizontal e vertical) e também checar a convergência da solução do problema inverso, etc. A localização de um evento, a depender da qualidade dos dados e do modelo de velocidade, deve ser feita várias vezes.

A localização do evento é feito usando as técnicas: por azimute, com uma estação triaxial (Monge, 1997), método da triangulação, usando distâncias S-P de cada estação (Lee, 1997; Hurukawa, 1997) e Hypo71 (Lee & Lahr, 1975; Lee & Valdes, 1989), (Apud Barros, 2010) .

4.8 PRÉ-PROCESSAMENTO E ANÁLISE DO EVENTO DE 19/11/2013

4.8.1 Modelo Crustal Utilizado

O modelo crustal se encontra no arquivo Station0.hyp, no geral fica dentro do diretório DAT do SEISMO, sendo ideal colocar o modelo dentro de cada base criada no diretório WOR no caso de existência de várias bases.

O modelo crustal utilizado é o que consta no diretório DAT do sistema SEISAN (Figura 4.15).

```

Trial depth = 15.00  vp/vs = 1.75
Velocity Model
Depth, km    Vp, km/s    Vs, km/s
    0.00      6.20        3.54
   12.00      6.60        3.77
   23.00      7.10        4.06
   31.00      8.05        4.60    N
   50.00      8.25        4.71
   80.00      8.50        4.86
    
```

Figura 4.15: Modelo Crustal utilizado, N representa a descontinuidade de Moho.

4.8.2 União de formas de onda

Para a união das formas de onda seguiu-se a seguinte série de passos:

1- As formas de onda a unir para o mesmo evento se colocam dentro do diretório WAV ou WOR de SEISAN.

2- A partir da linha de comando DOS, localizados no diretório WOR do Seismo, usa-se o comando **dirf** com as características dos eventos que se pretende juntar as formas de onda. Esse processo gera o arquivo `filenr.lis` (Figura 4.16).

```
Microsoft Windows [Version 6.1.7601]
Copyright (c) 2009 Microsoft Corporation. All rights reserved.

C:\Users\Pere>wa
C:\Users\Pere>cd /d C:\Seismo\wav
C:\Seismo\WAV>cd capan
C:\Seismo\WAV\Capan>cd test
C:\Seismo\WAV\Capan\test>dirf *sac
# 1 2013-11-19-0015-02M.FAZE_001_HH_1Z_FAZE_HH_Z_SAC
# 2 2013-11-19-0015-02M.FAZE_001_HH_2N_FAZE_HH_N_SAC
# 3 2013-11-19-0015-02M.FAZE_001_HH_3E_FAZE_HH_E_SAC
# 4 2013-11-19-0015-02M.PUNG_001_HH_1Z_PUNG_HH_Z_SAC
# 5 2013-11-19-0015-02M.PUNG_001_HH_2N_PUNG_HH_N_SAC
# 6 2013-11-19-0015-02M.PUNG_001_HH_3E_PUNG_HH_E_SAC
# 7 2013-11-19-0015-02M.SENG_001_HH_1Z_SENG_HH_Z_SAC
# 8 2013-11-19-0015-02M.SENG_001_HH_2N_SENG_HH_N_SAC
# 9 2013-11-19-0015-02M.SENG_001_HH_3E_SENG_HH_E_SAC
# 10 2013-11-19-0015-02M.ZERO_001_BH_1Z_ZERO_BH_Z_SAC
# 11 2013-11-19-0015-02M.ZERO_001_BH_2N_ZERO_BH_N_SAC
# 12 2013-11-19-0015-02M.ZERO_001_BH_3E_ZERO_BH_E_SAC
# 13 GT.LBTB.00.BHE.M.2013.323.001715.SAC
# 14 GT.LBTB.00.BHN.M.2013.323.001715.SAC
# 15 GT.LBTB.00.BHZ.M.2013.323.001715.SAC
# 16 II.ASCN.10.BH1.M.2013.323.001918.SAC
# 17 II.ASCN.10.BH2.M.2013.323.001918.SAC
# 18 II.ASCN.10.BHZ.M.2013.323.001918.SAC
# 19 II.MBAR.10.BH1.M.2013.323.001747.SAC
# 20 II.MBAR.10.BH2.M.2013.323.001747.SAC
# 21 II.MBAR.10.BHZ.M.2013.323.001747.SAC
# 22 II.SHEL.10.BH1.M.2013.323.001755.SAC
# 23 II.SHEL.10.BH2.M.2013.323.001755.SAC
# 24 II.SHEL.10.BHZ.M.2013.323.001755.SAC
# 25 IU.LSZ.10.BH1.M.2013.323.001632.SAC
# 26 IU.LSZ.10.BH2.M.2013.323.001632.SAC
# 27 IU.LSZ.10.BHZ.M.2013.323.001632.SAC
# 28 IU.TSUM.10.BHE.M.2013.323.001515.SAC
# 29 IU.TSUM.10.BHN.M.2013.323.001515.SAC
# 30 IU.TSUM.10.BHZ.M.2013.323.001515.SAC
```

Figura 4.16: Execução do comando `dirf`.

3- Execução do comando `seisei` para unir as formas de onda representadas no arquivo `filenr.lis` (Figura 4.17)

```
C:\Seismo\WAV\Capan\test>seisei
Merge (1) or split (2) files:
1
Output format, seisan or mseed ?
seisan
Give 1-5 letter network code for merged file(s), NSN is default
CAP
Maximum difference (sec) of events to merge, return for default (180 secs)

Channel # and name not defined in def file: 1 FAZE HH Z
Channel # and name not defined in def file: 2 FAZE HH N
Channel # and name not defined in def file: 3 FAZE HH E
Channel # and name not defined in def file: 4 PUNG HH Z
Channel # and name not defined in def file: 5 PUNG HH N
Channel # and name not defined in def file: 6 PUNG HH E
Channel # and name not defined in def file: 7 SENG HH Z
Channel # and name not defined in def file: 8 SENG HH N
Channel # and name not defined in def file: 9 SENG HH E
Channel # and name not defined in def file: 10 ZERO BH Z
Channel # and name not defined in def file: 11 ZERO BH N
Channel # and name not defined in def file: 12 ZERO BH E
Channel # and name not defined in def file: 16 ASCN BH1
Channel # and name not defined in def file: 17 ASCN BH2
Channel # and name not defined in def file: 19 MBAR BH1
Channel # and name not defined in def file: 20 MBAR BH2
Channel # and name not defined in def file: 22 SHEL BH1
Channel # and name not defined in def file: 23 SHEL BH2
Channel # and name not defined in def file: 25 LSZ BH1
Channel # and name not defined in def file: 26 LSZ BH2
Channel # and name not defined in def file: 28 TSUM BH2
Channel # and name not defined in def file: 29 TSUM BH1

Number of files to merge 30
30 Number of input channels
Output file name is: 2013-11-19-0015-02S_CAP_030
CAP 30113 323 11 19 0 15 2.799 1575.220
```

Figura 4.17: Execução do comando seisei para unir as formas de onda em um único arquivo (arquivo gerado marcado com retângulo vermelho).

4.8.3 Criação da base de dados com o comando MAKEREA (Figura 4.18)

```
C:\Seismo\WAV\Capan>makerea
Give 1-5 letter base name, UPPER CASE
Capan
Give start time, year month, e.g. 198302
2013
Give end time, year month, e.g. 198303, blank for one month
201312
Create REA or WAV structure or BOTH
both_
```

Figura 4.18: Criação da base de dados executando o comando MAKEREA.

Transfere-se de forma manual o arquivo com a forma de onda resultante da união das demais formas de onda para o subdiretório mês do ano de ocorrência do evento no diretório WAV.

4.8.4 Registro do evento (Criação do arquivo s-file)

Ao realizar o registro do evento no ambiente SEISAN, cria-se automaticamente o arquivo s-file. Para realizar o registro são executados os seguintes passos:

- a) Execução do comando **dirf** para listar as series de eventos caso exista mais do que um evento (Figura 4.19)

```
C:\Seismo\MAU\Capan\test>dirf *30
# 1 2013-11-19-0015-02S.CAP__030
C:\Seismo\MAU\Capan\test>_
```

Figura 4.19: Evento listado, seleciona-se o evento de interesse para efetuar o registro.

b) A seguir é executado o comando **MULPLT**; seleciona-se o evento de interesse da *filenr.lis*, digitando-se o número correspondente ao referido evento, neste caso em particular como existe apenas um evento, é selecionado o número 1, optando a posterior pela opção zero (0) ou teclando enter de forma direta. A seguir as formas de onda são apresentadas em janela onde está disponível um menu com várias opções (Figuras 4.20 e 4.21).

```
C:\Seismo\MAU\Capan\test>dirf *30
# 1 2013-11-19-0015-02S.CAP__030
C:\Seismo\MAU\Capan\test>mulplt
Filename, number, filenr.lis (all)
Continuous SEISAN data base: cont
Large SEED volume: conts
Bud archive: bud
SEISCOMP archive: scp
Make a choice

1
Read headers from files:
2013-11-19-0015-02S.CAP__030

Plot options: Interactive picking          Return
Multi trace plot on screen, def (0)
Multi trace plot on screen             (1)
Multi trace plot on screen+laser(2)
Multi trace plot on laser              (3)
Continuoues on screen                  (4)
Continuoues on screen + laser         (5)
Continuoues on laser                  (6)
Stop                                   (q)
```

Figura 4.20: Execução do comando **MULPLT** e seleção das opções disponíveis.

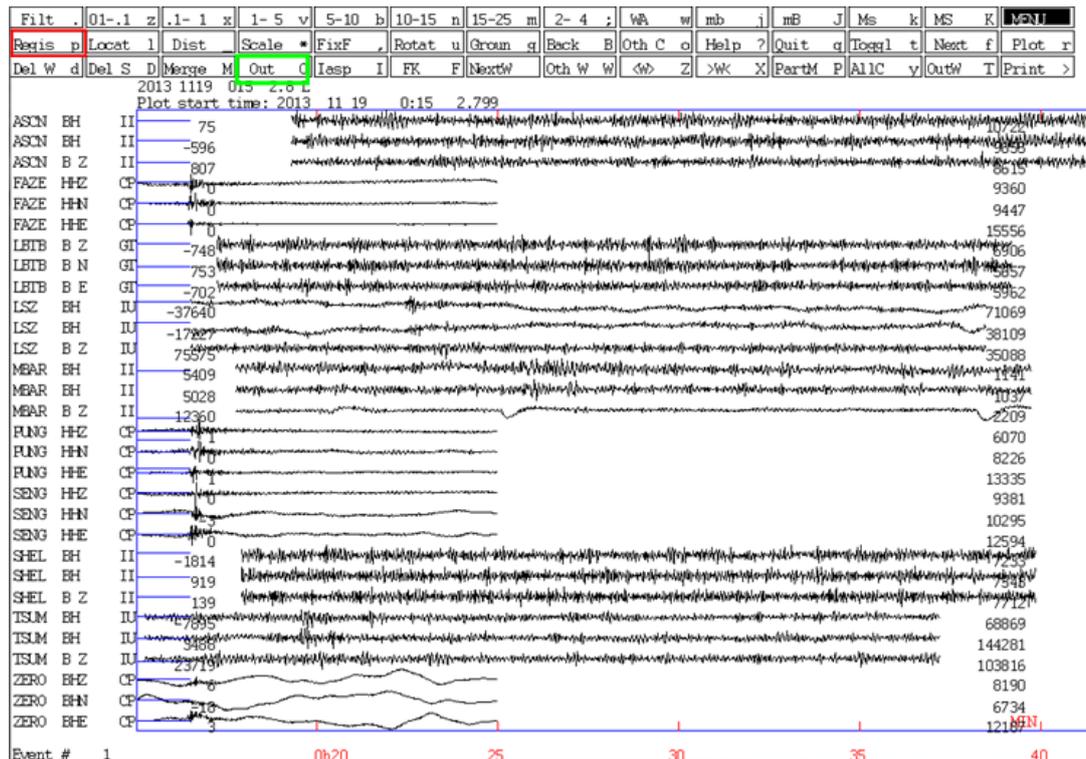


Figura 4.21: Visualização das formas de onda contendo as três componentes das 10 estações, com opção de salvar a janela, definindo o intervalo com o sinal sísmico, assim como ativar e desativar canais de modo a facilitar a ampliação do sinal e consequentemente a marcação das fases.

A opção Out no menu marcado com o retângulo verde ou (teclando 0) possibilita salvar um arquivo com os dados apenas nesta faixa visível, ótimo para reduzir o tamanho do arquivo caso se apresente bastante pesado na versão original obtida durante a união das formas de onda. A opção Regis no menu marcado com retângulo vermelho ou (teclando p) possibilita efetuar o registro, onde são inseridas as informações tais como tipo de evento (Local, Regional ou Distante ou ainda explosões), nome do operador e base de dados (Figuras 4.22 e 4.23).

```

ENTER EVENT TYPE L,R OR D
Second. optional character for event ID (e.g. E)
Third optional character for model ID (e.g. J) D
Give operator code (max 4 char)
Neto
Give 2-5 letter data base, ,, for local dir. return for default base
Capan

S-file name: C:\Seismo\REA\Capan\2013\11\19-0015-02D.S201311
S-FILE ALREADY EXISTS. OPTIONS ARE:
Ignore (leave old event) Return
Overwrite duplicate o
Create new event, different ID: n

y
copy 2013-11-19-0015-02S.CAP__030 C:\Seismo\WAU\2013-11-19-0015-02S.CAP__030

1 file(s) copied.
File transferred to WAU *****
    
```

Figura 4.22: Registro do evento.

```

2013 1119 015 2.8 D
ACTION:REG 14-09-30 14:15 OP:Neto STATUS:
2013-11-19-0015-02S.CAP__030
STAT SP IPHASW D HRMM SECON CODA AMPLIT PERI AZIMU VELO AIN AR TRES W DIS CAZ7
ID:20131119001502
1
I
6

```

Figura 4.23: Arquivo s-file criado, sem nenhum registro de processamento.

4.8.5 Análise do evento de 19/11/2013.

Executando-se o comando "eev ano e mês nome da base" no diretório de trabalho, são disponibilizados os eventos presentes na referida base de dados no ano e mês correspondente, cabendo ao operador digitar p seguido de enter no evento que pretende analisar (Figura 4.24).

```

C:\Seismo\WOR\Capan\191113>eev 201311 capan
2013 11 Reading events from base capan 1
# 1 19 Nov 2013 0:15 2 D ? p
Read headers from files:
C:\Seismo\WAU\2013-11-19-0015-02S.CAP__030

Plot options: Interactive picking      Return
Multi trace plot on screen, def (0)
Multi trace plot on screen (1)
Multi trace plot on screen+laser(2)
Multi trace plot on laser (3)
Continuoues on screen (4)
Continuoues on screen + laser (5)
Continuoues on laser (6)
Stop (q)

```

Figura 4.24: Seleção do evento a ser analisado na base de dados Capan.

Na sequência, são visualizadas as formas de onda com as três componentes em cada estação presente no arquivo s-file. Para comodidade e marcação das fases com uma razoável exatidão no evento em análise, por conter número elevado de estações (10) optou-se por selecionar uma componente de cada estação, e, aplicando-se o zoom até se conseguir identificar com a máxima nitidez possível a chegada da fase P, a mesma é marcada. Esse processo foi repetido até a marcação das fases em todos os canais. As fases nas estações da rede Capanda foram marcadas sem necessidade de aplicação de qualquer filtro. Já para as fases das estações internacionais recorreu-se a aplicação de um filtro passa banda (1 - 5 Hz) (Figuras 4.25, 4.26 e 4.27).

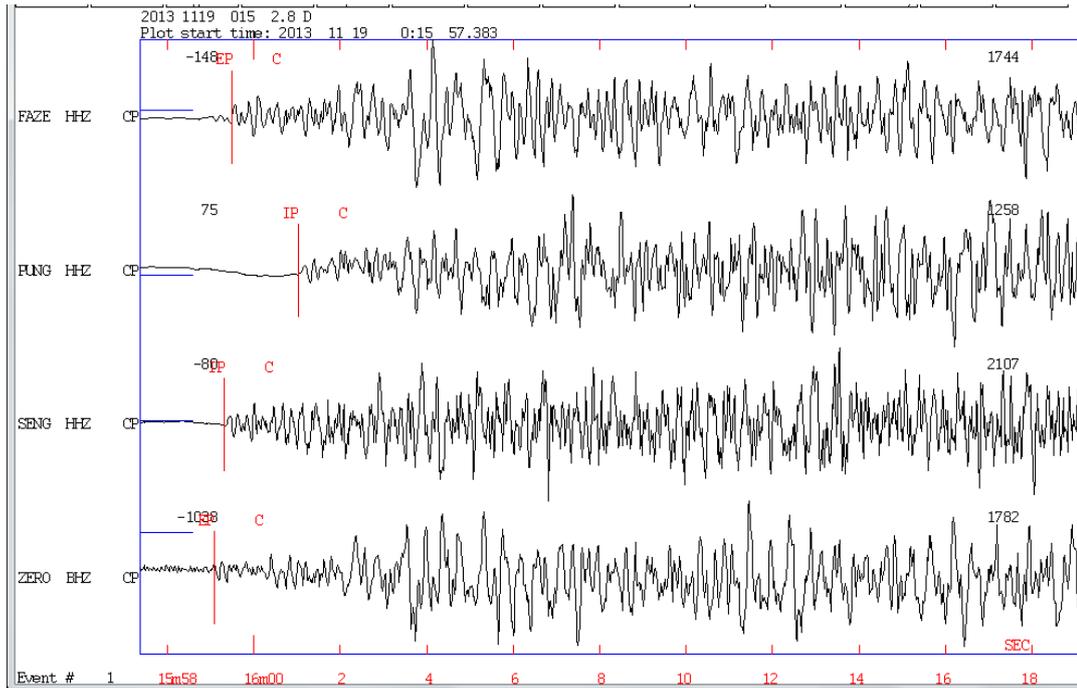


Figura 4.25: Marcação da fase P nas estações da rede Capanda.

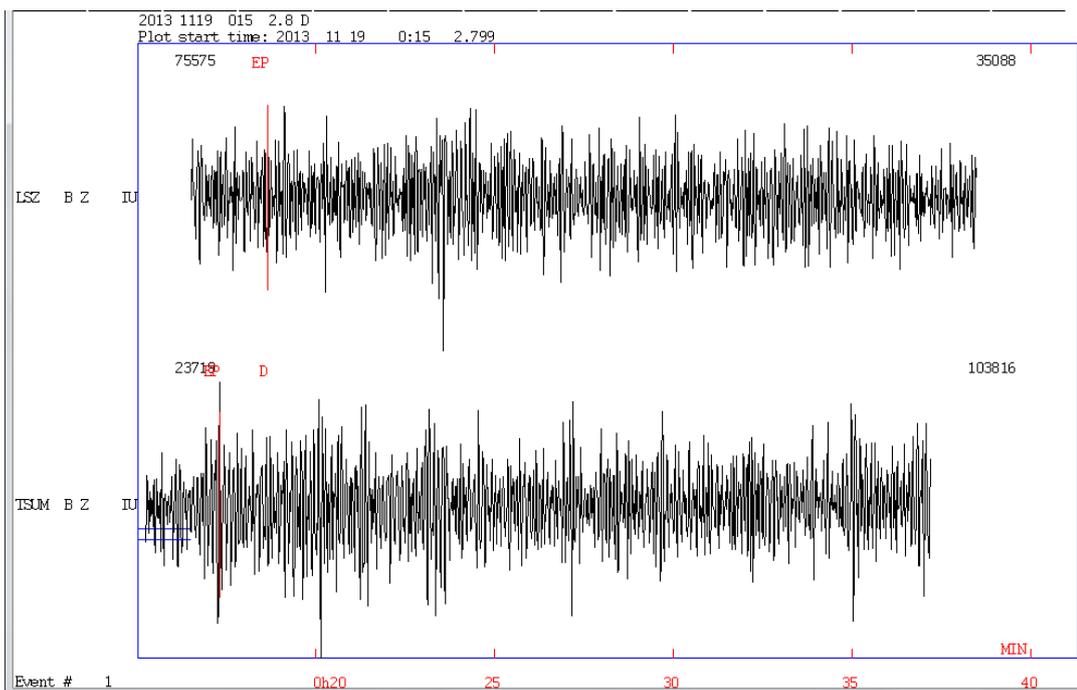


Figura 4.26: Componente vertical das estações LSZ e TSUM sem aplicação de filtro.

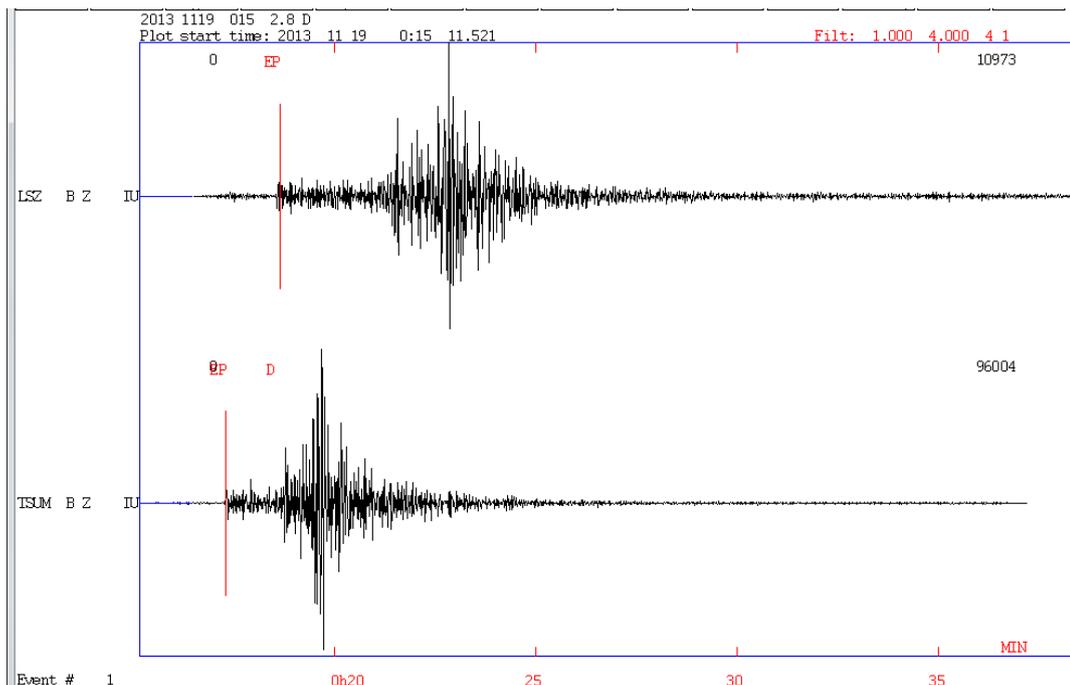


Figura 4.27: Componente vertical das estações LSZ e TSUM após aplicação do filtro (1 - 5 Hz).

Tendo em conta a dificuldade em identificar a parte final do sinal para a marcação do tempo coda, e, conseqüentemente, a determinação da magnitude coda, esse tempo foi marcado apenas nas componentes verticais das estações da rede Capanda (Figura 4.28), já que, por estarem mais próximas do hipocentro, apresentam sinal mais nítido. A indicação da polaridade nos registros permite determinar os mecanismos focais (o que não foi feito neste trabalho por limitação de número de eventos). As fases são identificadas com os índices "i" impulsiva ou "e" emergente. As chegadas identificadas com a letra "C" geram movimento de compressão (movimento do solo para cima), enquanto as identificadas com a letra "D" geram movimento de dilatação (movimento do solo para baixo). A marcação do tempo coda é feita preferencialmente na componente vertical, e é feita analisando-se o valor da contagem digital (DC) do ruído do fundo, um pouco antes da marca da fase P e assim ter uma orientação do valor do sinal a considerar para determinar a parte final do tempo de gravação do evento (fase S).

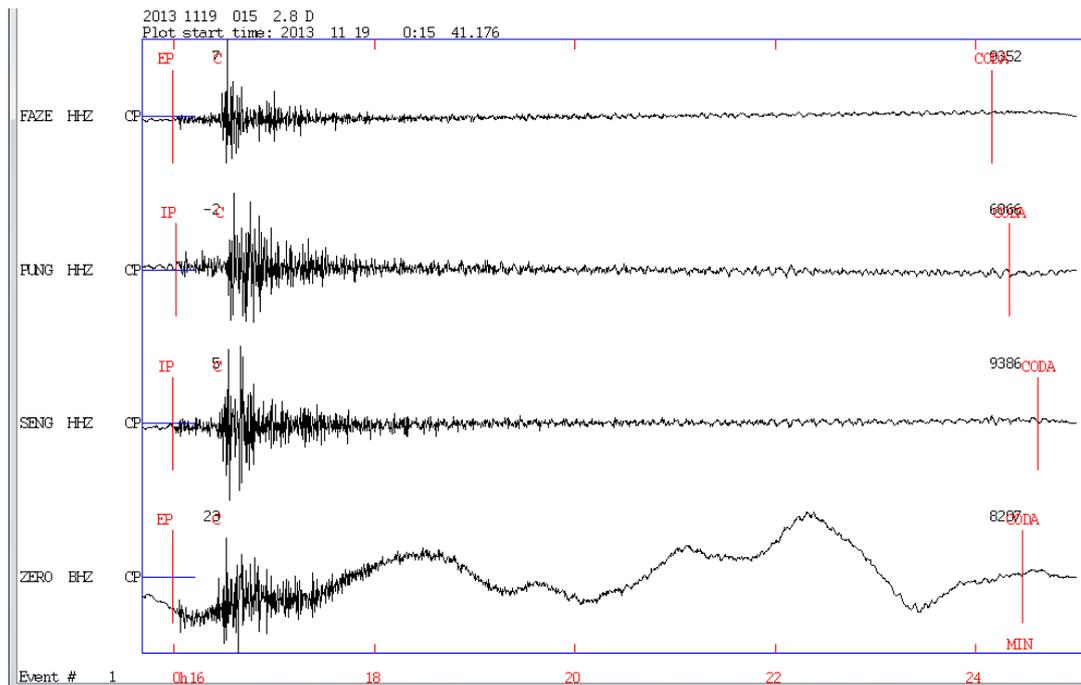


Figura 4.28: Marcação do tempo coda nas componentes verticais.

4.8.5.1 Localização hipocentral e Magnitude coda (M_C) ou de Duração (M_D)

Para eventos com magnitude menor do que 5.0 e distância menor do que 1.500 km, M_C é a magnitude mais utilizada para terremotos locais (também chamada de magnitude de duração). Uma definição comum do comprimento coda é a duração total em segundos da gravação do terremoto, partindo da fase P para a parte final do sinal definido como o ponto onde o sinal S-coda já não é visto acima do ruído. Também é possível determinar magnitude de grandes terremotos a distância telessísmica, usando o comprimento da P-coda (Houston & Kanamori, 1986), contudo não é um método usado rotineiramente. Se a amplitude inicial do sinal for grande (um terremoto de grande magnitude), o comprimento coda também será grande como ondas dispersas muito afastadas do alcance da estação. A forte amplitude do sinal do terremoto é da onda S (e ondas L_g), por isso, é a energia dispersa da onda S que é observada no final do sinal.

O decaimento da amplitude do sinal disperso é inversamente proporcional à distância percorrida por ela. Isto é, a amplitude teórica da dispersão da onda será inversamente proporcional ao tempo de viagem t_c da onda coda (a partir do tempo de origem t_0 ao final do tempo de chegada da onda coda t), e devemos usar t_c para medir a magnitude, que se pode esperar depender unicamente do t_c .

$$t_c = t - t_0 \quad [10]$$

Desta forma, a escala de magnitude coda esperada poderá então ser expressa na seguinte fórmula:

$$M_c = a \cdot \log(t_c) + c \quad [11]$$

Onde a e c são constantes. O comprimento coda t_{coda} é tradicionalmente medido no tempo de chegada da fase P até ao final do sinal.

$$t_{\text{coda}} = t - t_p \quad [12]$$

Substituindo t da equação (10) na equação (12) obtemos:

$$t_{\text{coda}} = t_c - (t_p - t_0) \quad [13]$$

O comprimento coda medido t_{coda} é portanto muito curto comparado com o tempo de viagem coda t_c . Quanto mais afastada a estação do terremoto, t_{coda} torna-se mais pequeno para o mesmo evento, uma vez que t_p aumenta aproximadamente de forma linear com a distância. Para corrigir o uso de t_{coda} ao invés de t_c , uma compensação deve ser feita para a distância, e a escala de M_c terá a seguinte expressão:

$$M_c = a \cdot \log(t_{\text{coda}}) + br + c \quad [14]$$

Onde r é a distância hipocentral e b é uma constante.

Uma vez terminado o processo de marcação das fases e tempo coda, pressiona-se na opção locat ou (l no teclado), que resulta na localização preliminar do hipocentro, bem como a determinação da magnitude coda (Figura 4.29). Esse processo é repetido várias vezes, analisando-se os resultados (nos arquivos print.out e hypsum.out gerados automaticamente), até que se obtenha os menores erros possíveis (Figuras 4.30 e 4.31).

Erros de Localização

```

date hrmn sec lat long depth no m rms damp erln erlt erdp
131119 015 23.00 1147.25S 14 50.8E 0.0 11 3 0.21 0.000 36.4 9.9 33.1
stn dist azm ain w phas calcphs hrmn tsec t-obs t-cal res wt di
ZERO 231 16.8 45.8 0 P C Pn 015 58.9 35.90 36.08 -0.24 0.93* 4
ZERO 231 16.8 48.4 0 S Sn 016 26.6 63.56 63.62 -0.18 0.96* 5
SENG 233 19.5 45.8 0 P Pn 015 59.4 36.40 36.40 0.00 1.00* 2
SENG 233 19.5 48.4 0 S Sn 016 27.2 64.23 64.18 0.05 1.00* 8
FAZE 233 13.9 45.8 0 P Pn 015 59.2 36.21 36.48 -0.27 0.92* 6
FAZE 233 13.9 48.4 0 S Sn 016 27.9 64.85 64.33 0.52 0.72* 3
PUNG 247 18.7 45.8 0 P Pn 016 1.1 38.10 38.05 0.03 1.00* 3
PUNG 247 18.7 48.4 0 S Sn 016 30.4 67.35 67.16 0.14 0.98* 7
TSUM 871 160.7 45.7 0 P D Pn 017 18.4 115.38 115.10 0.28 0.92*17
LSZ 1495 106.5 45.4 0 P Pn 018 34.7 191.70 191.84 -0.13 0.98*31
LBTB 1852 143.8 41.5 0 P Pn 019 17.7 234.67 234.57 0.02 1.00*13

PUNG HZ hdist: 247.0 coda: 497.0 mc = 3.9
SENG HZ hdist: 233.0 coda: 498.0 mc = 3.9
ZERO BZ hdist: 231.0 coda: 535.0 mc = 4.0
FAZE HZ hdist: 233.0 coda: 522.0 mc = 4.0
2013 1119 0015 23.0 D -11.787 14.846 0.0 FAZ 7 0.2 3.9CFAZ
OLD: 1119 015 2.8 D
    
```

Tempos residuais

Figura 4.29: Dados da Localização hipocentral e Magnitude coda determinada

```

iter origin lat long depth no m rms damp. erlg erlt erdp
(sec) (dg mn) (dg mn) (km)
1 52.44 951.92S 1522.69E 15.0 11 2 27.95 0.005 0.0 0.0 0.0
2 19.72 12 6.92S 1435.60E 15.0 11 2 3.73 0.005 254.2 184.2 0.0
3 24.16 1149.39S 1444.49E 15.0 11 2 0.50 0.005 107.7 22.9 0.0
4 24.27 1149.17S 1445.11E 15.0 11 2 0.49 0.005 29.9 6.0 0.0
4 24.28 1149.13S 1445.11E 15.0 11 2 0.49 0.005 30.2 6.0 0.0
depth freed: icd= 3
5 23.39 1148.32S 1447.50E 6.3 11 3 0.33 0.320 26.8 5.3 16.5
6 23.03 1147.71S 1449.31E 1.7 11 3 0.25 0.320 24.4 4.9 15.3
7 22.95 1147.56S 1449.78E 0.8 11 3 0.23 1.280 13.1 2.4 7.5
8 22.94 1147.52S 1449.89E 0.5 11 3 0.23 5.120 4.9 0.9 3.0
9 22.92 1147.49S 1449.99E 0.3 11 3 0.23 5.120 4.9 0.9 3.0
10 22.91 1147.45S 1450.09E 0.1 11 3 0.22 5.120 4.9 0.9 3.0
11 22.90 1147.44S 1450.12E 0.0 11 3 0.22 20.480 1.4 0.3 0.9
12 22.90 1147.44S 1450.12E 0.0 11 2 0.22 0.005 0.4 0.1 0.0
13 23.00 1147.25S 1450.75E 0.0 11 2 0.21 0.005 26.2 5.4 0.0

date hrmn sec lat long depth no m rms damp erln erlt erdp ic
131119 015 23.00 1147.25S 14 50.8E 0.0 11 3 0.21 0.000 36.4 9.9 33.1 3

origin time error: 2.30

DRMS values: d= 10.00 km

DRMS: lon+d lon-d lat+d lat-d depth+d depth-d
DRMS pos 0.10 0.08 0.98 0.96 0.28 0.00

Resolution matrix: k = 0.005

Long Long Lat Depth
Lat -0.004 0.987 0.009
Depth 0.005 0.009 0.986

Azimuthal Gap in Station Coverage 213 degrees

stn dist azm ain w phas calcphs hrmn tsec t-obs t-cal res wt di
ZERO 231 16.8 45.8 0 P C Pn 015 58.9 35.90 36.08 -0.24 0.93* 4
ZERO 231 16.8 48.4 0 S Sn 016 26.6 63.56 63.62 -0.18 0.96* 5
SENG 233 19.5 45.8 0 P Pn 015 59.4 36.40 36.40 0.00 1.00* 2
SENG 233 19.5 48.4 0 S Sn 016 27.2 64.23 64.18 0.05 1.00* 8
FAZE 233 13.9 45.8 0 P Pn 015 59.2 36.21 36.48 -0.27 0.92* 6
FAZE 233 13.9 48.4 0 S Sn 016 27.9 64.85 64.33 0.52 0.72* 3
PUNG 247 18.7 45.8 0 P Pn 016 1.1 38.10 38.05 0.03 1.00* 3
PUNG 247 18.7 48.4 0 S Sn 016 30.4 67.35 67.16 0.14 0.98* 7
TSUM 871 160.7 45.7 0 P D Pn 017 18.4 115.38 115.10 0.28 0.92*17
LSZ 1495 106.5 45.4 0 P Pn 018 34.7 191.70 191.84 -0.13 0.98*31
LBTB 1852 143.8 41.5 0 P Pn 019 17.7 234.67 234.57 0.02 1.00*13
    
```

Figura 4.30: Arquivo print.out.

Date	Origin	Lat	Long	Depth	Mag	No	Gap	Dmin	Rms	Erh	Erz	Erx	Cvxy	Cvxz	Cvyz	Oterr
131119	0015	23.00-11-47.25	14 50.75	0.0	3.9	11	213	231.0	0.21	37.7	33.1	36.4	0.177E+03	-0.647E+03	-0.252E+03	0.230E+01

Figura 4.31: Arquivo hypsum.out.

5 CAPÍTULO - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS SISMICIDADE NATURAL

5.1 RESULTADO DO PROCESSAMENTO E ANÁLISE DO EVENTO DE 19/11/13

Analisando os dados apresentados nos arquivos print.out e hypsum.out (Figuras 4.30 e 4.31), notamos que o programa executou um total de 13 iterações até encontrar o resultado que apresentou o menor RMS. Podemos notar ainda como valores relevantes: RMS = 0,21 s menor que 1 s; tempos residuais em todas as componentes menor do que 1 s; GAP Azimutal 213°, por não existir nenhum registro da parte Oeste do epicentro; matriz resolução $k = 0,005$ e valores da diagonal aproximadamente igual a 1. Já os erros na horizontal e na vertical, apresentaram valores na ordem de 37,7 km e 33,1 km, respectivamente.

No entanto, a diferença que se verifica entre os tempos observados e os calculados, que se traduz nos tempos residuais (Figura 4.28), deve-se a vários aspectos: Efeitos da fonte, desvio do modelo de velocidade inserido pelo programa com respeito à verdadeira trajetória das frentes de onda, heterogeneidade local e os efeitos do solo na estação. A não existência de um modelo de velocidades para a região dificultou bastante o processo de localização do evento.

Na Tabela 5.1 e Figura 5.1, são apresentados os comparativos entre a localização feita pela ISC, USGS e no âmbito deste trabalho. No geral consideramos que o resultado alcançado no âmbito deste trabalho está dentro dos padrões aceitáveis.

Tabela 5.1- Parâmetros da fonte para o terremoto de 19 de Novembro de 2013

Tempo de origem	Latitude (°)	Longitude (°)	ERH (km)	Depth (km)	Mag/N. estações	RMS (s)	Referência
00:15:19.56	-11.8616	14.363	-	0	4.1 m_b /14	1.1	ISC
00:15:21	-11.794	14.691	-	15.1	4.2	1.49	USGS
00:15:19.21	-11.787	14.846	37.7	0.0	3.9 M_C /7	0.21	Este trabalho

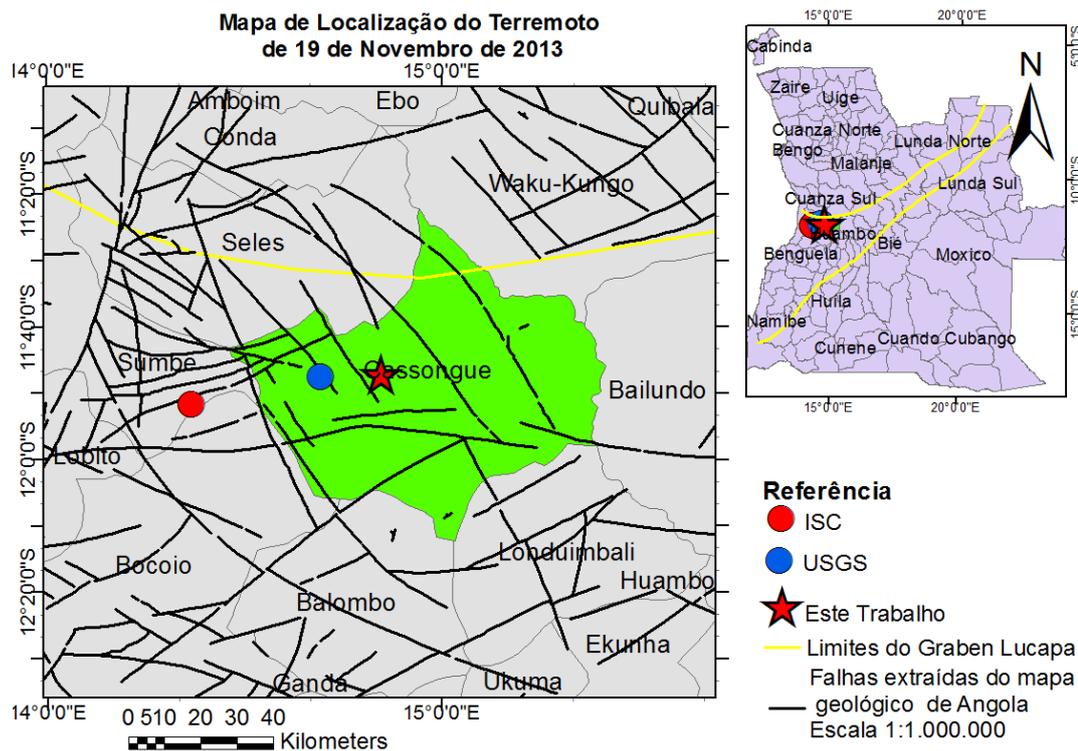


Figura 5.1: Localização do epicentro do terremoto de 19/11/2013, ocorrido na localidade do Cassongue.

5.2 SISMICIDADE HISTÓRICA E INSTRUMENTAL

O primeiro objetivo desta etapa do trabalho foi de compilar a sismicidade de Angola. O segundo foi de reconfirmar as regiões sísmicas definidas por Moreira (1968), identificar possíveis novas regiões e tentar correlacionar a atividade sísmica das regiões identificadas com os modelos propostos por vários autores (concentração de esforços, zonas de fraqueza pré-existente e alto fluxo de calor). Para tal usou-se os dados macrossísmicos e dados instrumentais obtidos em boletins da ISC e USGS.

O histograma dos dados macrossísmicos (Figura 4.2), apresenta um gap temporal entre a década 1960 a 2000, justificada com a paralisação dos trabalhos como consequência da guerra antes e após Independência. No entanto, por terem a sua magnitude estimada a partir de formulas empíricas, os valores cumulativos são apresentados por níveis com intervalos entre uma e outra gama de valores, ao invés de uma curva descendente suavizada (Figura 4.3). Dos 121 eventos catalogados, 87% ocorreram no interior ou bordas do escudo de Angola; 3% no escudo do Cassai; 3% em bacias intracratônicas; 2,5% no escudo do Bangweulo; 2,5% no escudo do Maiombe e 2% em bacias costeiras. Essa situação vem demonstrar que a informação macrossísmica sobre a atividade sísmica que ocorre em Angola é dependente da distribuição

populacional, ou seja, para as áreas mais populosas, como é o caso do Sudoeste Angolano (escudo de Angola), são relatadas informações sobre ocorrência de eventos sísmicos. Nas áreas que correspondem o Nordeste e Sudeste de Angola (escudo do Cassai; escudo de Bangweulo e bacias intracratônicas) para além de possuírem grande extensão territorial, são menos habitadas o que dificulta a obtenção de informação macrossísmica caso ocorra um terremoto distante das áreas habitadas.

Do ajuste feito no gráfico da relação frequência-magnitude obteve-se valor **b** igual a 1,04 próximo de 1 que é característico para regiões sísmicamente ativas (Agrawal, 1991). Esse valor poderá ter sido influenciado pela relação do número de terremotos nos grupos de baixa a alta magnitude.

Analisando o gráfico sobre o tempo de recorrência, nota-se que terremotos com $M = 5.0$ têm um período de retorno $T > 10^2$ anos, já os terremotos de $M \geq 6.0$ têm período de retorno $T > 10^3$ anos.

Quanto a sismicidade instrumental, a mesma apresenta um histograma com gap temporal entre 1914 e 1960, provavelmente justificada com a ausência de estações sismográficas internacionais nos países da região. Pois, tão logo foram instaladas as primeiras estações da "World-Wide Standard Seismograph Network" (WWSSN) em Bulawayo, Zimbabwe e Broken Hill, Zâmbia na década de 1960, passou-se a registrar frequentemente os terremotos ocorridos em Angola com $M \geq 3.0$ (Figura 4.6). Isto por si só prova que o evento de 1914 terá sido de fato de grande magnitude, para que fosse registrado em estações fora dos países da região ou até mesmo fora de África, tendo em conta, que, na época em que o mesmo ocorreu, ter havido muito poucas estações sismográficas instaladas no globo.

Do ajuste feito no gráfico da relação frequência-magnitude sobre o catálogo instrumental preliminar (Figura 4.7), obteve-se valor **b** igual a 0,522 e magnitude de completeza ou limite inferior que pode ser registrado pelas estações da rede regional 3.4. Aplicando-se este novo limiar o catálogo instrumental foi reduzido de 70 para 56 eventos. O baixo valor **b** é um aspecto característico do ambiente intraplaca (Talwani, 1989) e indica condições de esforço elevado (Stein & Wysession, 2003).

De acordo com Al-Heety (2005), as regiões continentais estáveis tendem a apresentar valor **b** relativamente baixo. Já Gupta et al. (1972b) estimaram o valor **b** regional para África em 0,53. Mogi (1963a, b) examinou os valores **b** em experiências de laboratório, estudando

amostras de rocha fragilizadas por fratura. Ele descobriu que b depende da heterogeneidade mecânica das amostras de rocha e aumenta com o aumento da heterogeneidade. Nesta base, ele inferiu que os valores de b de terremotos rasos estão relacionados com a estrutura mecânica da crosta da Terra. Mas tarde, (Mogi, 1967a) indicou que o valor b pode não ser muito sensível à estrutura da crosta terrestre, uma vez que cai em uma estreita faixa de 0.6 a 1.0 para a maioria das regiões, enquanto a estrutura mecânica da crosta terrestre pode variar significativamente de região para região, exceto em algumas regiões vulcânicas ou altamente fraturadas. Scholz (1968) descobriu que o valor b depende da percentagem do esforço existente na amostra da rocha com relação ao esforço de ruptura final.

Dos 56 eventos com $M \geq 3.4$ catalogados, 53,6% ocorreram em interior ou bordas dos escudos (28,6% no escudo de Angola; 18% no escudo do Bangweulo e 7% no escudo do Cassai); 28,6% em bacias intracratônicas; 16% em margem passiva e 2% sem definição.

Analisando o gráfico sobre o tempo de recorrência para eventos instrumentais (Figura 4.8), nota-se que terremotos com $M = 5.0$ têm um período de retorno $T \geq 10$ anos, já terremotos com $M \geq 6$ têm um período de retorno $T \geq 40$ anos.

Finalmente, combinamos a sismicidade histórica com a sismicidade instrumental, para a elaboração do mapa da sismicidade angolana e definição das zonas sísmicas (Figura 5.2).

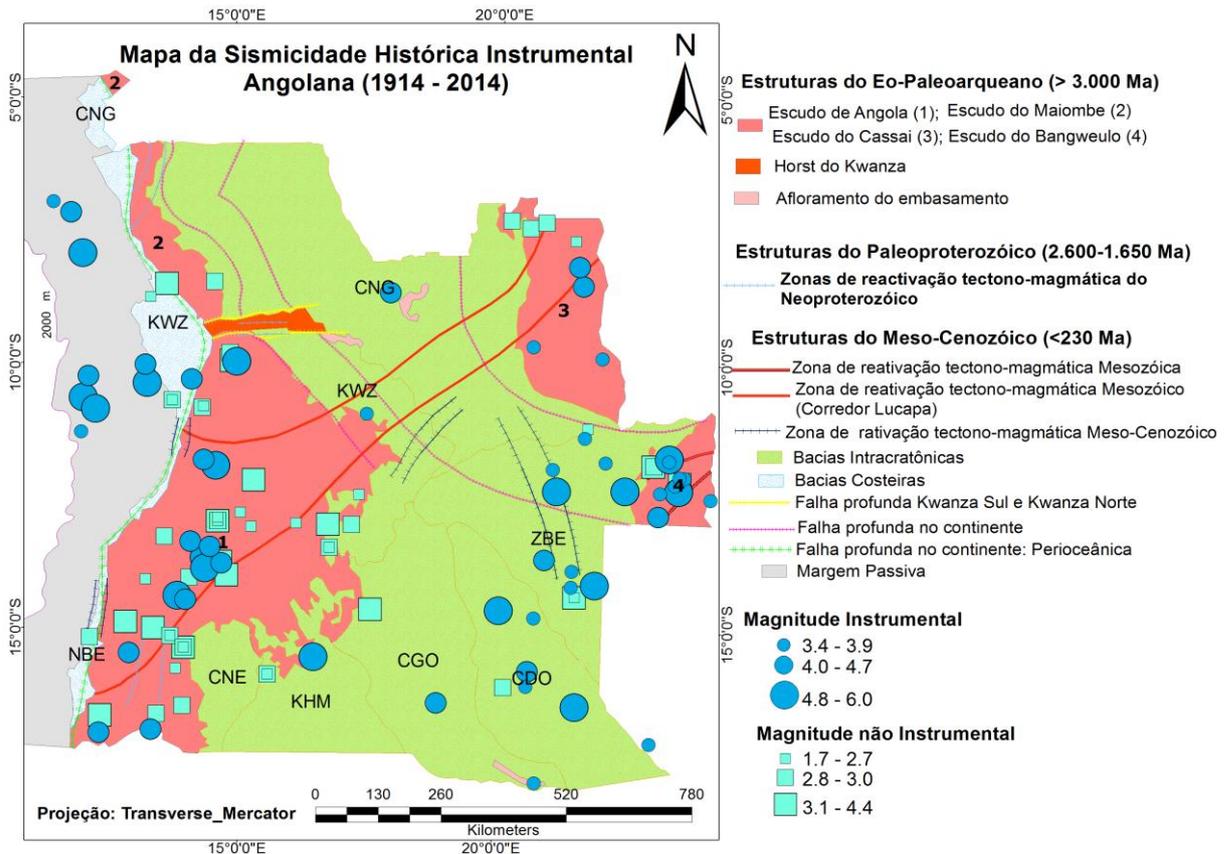


Figura 5.2: Epicentros intraplaca em Angola: Números indicam os escudos: Escudo de Angola (1); Escudo do Maiombe (2); Escudo do Cassai (3); Escudo Bangweulo (4); Bacias Intracratônica: Congo (CNG); Kwanza (KWZ); Zambeze (ZBE); Cuando (CDO); Cubango (CGO); Kwanhama (KHM); Cunene (CNE); Bacias Costeiras: Congo (CNG); Kwanza (KWZ); Namibe (NBE).

5.3 REGIONALIZAÇÃO SÍSMICA DO TERRITÓRIO ANGOLANO

A relação entre sismicidade, mecanismos e as fontes que as causam nas regiões intraplaca, como é o caso do território angolano, é complexa e difícil de delinear. Isso deve-se, por um lado, ao baixo índice de atividade sísmica que apresentam essas regiões. Para o caso de Angola, essa situação torna-se ainda mais difícil, já que, à dependência do conhecimento da atividade sísmica na distribuição da população, bem como a existência de um número reduzido de estações sismográficas instaladas no País, e, a combinar com a falta de profissionais capacitados, tem como resultado levantamento incompleto do número de sismos realmente ocorridos no território Angolano e imprecisão na localização epicentral. De igual modo, a localização epicentral da grande maioria dos eventos registrados instrumentalmente por estações internacionais, também deve apresentar imprecisão maior do que o normal.

Neste contexto, foi feita neste trabalho tentativa preliminar de regionalização sismotectônica no território angolano de acordo com os principais modelos apresentados no Capítulo 3.

Para facilitar a identificação das regiões com as estruturas sismotectônicas nelas existentes, as designações das regiões serão associadas aos escudos e bacias existentes no território angolano.

Deste modo, foram reconfirmadas as seguintes regiões sismotectônicas.

- a) **Associada aos escudos:** de Angola (1); do Cassai (3); do Bangweulo (4).

Nestas regiões, que abrangem a grande maioria dos terremotos registrados de acordo com as análises feitas tanto na sismicidade histórica, assim como na sismicidade instrumental, os epicentros encontram-se localizados no interior ou nas extremidades dos grabens que cortam os escudos. A outra parte encontra-se dispersa nas bordas dos referidos escudos. Devemos realçar que, tais grabens se constituem em zonas de reativação tectono-magmática Meso-Cenozóico com instalação de grande diversidade de rochas intrusivas de composição ultrabásica-alcalina, básica e alcalina, kimberlitos e carbonatitos. Para Crockett & Mason (1968), a larga zona de ocorrência de kimberlito na África do Sul é uma região relativamente de elevada atividade sísmica, que inclui vários abalos de magnitude 6.0 ou maior.

Assim sendo, para estas regiões a ocorrência de terremotos poderá estar associada a zonas de fraqueza pré-existente (Sbar & Sykes, 1973; Sykes, 1978; Johnston, 1989; Gangopadhyay & Talwani, 2003; Schulte & Mooney, 2005), e, a concentração de esforços localizados por intrusões magmáticas. Campbell (1978), afirma que intrusões com pequenos raios de curvatura podem aumentar o esforço de cisalhamento em rochas vizinhas em até nove vezes.

- b) **Associada a bacias intracratônicas** (região da depressão transcontinental do Okavango): Sub-bacia do Zambeze (ZBE); Sub-bacia do Cuando (CDO); Sub-bacia do Cubango (CBO).

Os terremotos que ocorrem nesta zona poderão ser associados a zonas de fraqueza pré-existente, concentração de esforços, adicionando o modelo de hidrossismicidade. De acordo com modelo de hidrossismicidade, a sismicidade na região deve-se ao enfraquecimento das rochas devido a fatores mecânicos e químicos, requerendo a

presença de volume crustal sismogênico e grande quantidade de água proveniente de bacias de rios, necessária para atingir profundidades sub-crustais, supondo uma crosta permeável sob esforço tectônico próximo da ruptura (Talwani, 1989; Talwani & Rajendran, 1991).

- c) **Associada à margem passiva:** está é uma nova região identificada no âmbito deste trabalho. A extensão da margem passiva foi definida entre a linha de costa e a curva batimétrica de 2.000 m (adotada como sendo o limite entre a crosta continental e oceânica).

Schulte & Mooney (2005) confirmaram as descobertas anteriores (Sykes, 1978; Johnston & Kanter, 1990) segundo as quais, em escala global, terremotos intraplaca com $M_w \geq 4.5$ tendem a ocorrer preferencialmente na crosta rifteada, ou seja, mais de metade (52%) destes ocorrem em Riftes no interior dos continentes ou em margens continentais rifteadas (sendo 27% em rifts no interior continental, 25% margens continentais rifteadas), 36% na crosta não rifteadas e 12% sem definição. No entanto, se considerados apenas o interior dos continentes (sem levar em consideração as margens passivas), a crosta não rifteada tem enfrentado mais terremotos comparado com o interior rifteado (27% para interior rifteado versus 36% para crosta não rifteada). Quando considerados apenas terremotos de ($M \geq 7.0$, $N=14$), esse percentual aumenta para 93% (50% para interior rifteado e 43% para margens continentais rifteadas).

Ao analisarem o evento sísmico de São Vicente, Assumpção et al. (2011) concluíram que o esforço flexural devido ao afinamento da crosta continental e a carga exercida pela camada de sedimentos terá tido importante papel na causa do terremoto de São Vicente. Em estudo anterior sobre tomografia no manto superior, nas regiões Sudeste e Central do Brasil, Assumpção et al. (2004) detectaram anomalias negativas de velocidade da onda P, em profundidades entre 100-250 km. Essas anomalias foram interpretadas como estando associadas a afinamento litosférico, causado por fluxo maior de calor na astenosfera, gerando concentração de esforços na crosta superior. Foi constatado que regiões mais sísmicas estariam na litosfera mais fina e regiões menos sísmicas na litosfera mais espessa.

Segundo Assumpção et al. (2014), a margem passiva brasileira apresenta taxa de sismicidade 70% mais alta que a média em regiões continentais estáveis. Teste usando

$m_b \geq 4.5$ também mostrou grande número de eventos na margem passiva, indicando duas áreas, uma na região Sudeste do Brasil, onde a crosta continental foi submetido a um grau extremo de extensão e afinamento (onde se concentra a maior parte dos eventos), e outra a Norte do Amazonas, caracterizada por sequências sedimentares espessas. Os autores indicaram ainda que áreas de curta plataforma continental (Leste e Nordeste), com camadas sedimentares geralmente finas, quase não registram terremotos. Fraquezas crustais causadas por altos níveis de extensão, assim como esforços flexurais, são fatores importantes na definição das taxas de sismicidade na margem passiva.

Para Schlumberger (1991), no início do Cretáceo, durante o período que antecedeu a Fase de Rifte, o Sudoeste angolano e o Sudeste brasileiro, contíguos até então, faziam parte de uma grande cordilheira que continha lavas basálticas. Desde o Valanginiano até aos finais da Fase de Rifte no Barremiano, grandes extensões da África e da América do Sul ficaram sujeitas à complexa extensão intracontinental da litosfera, ao vulcanismo máfico e rifteamento, de onde resultaram as extensas bacias rifteadas do Pré-Apciano Neocomiano do Brasil e das margens Africanas do Atlântico Sul (Figura 2.4). Berrocal et al. (1984), afirmam que, na região Sismotectônica Oceânica do Sudeste brasileiro têm ocorrido sismos importantes como o do alto de Vitória-Trindade, frente ao Estado do Espírito Santos (28/02/1955) de $6.3 m_b$ e o da bacia de Campos, frente ao Estado do Rio de Janeiro (24/10/1972) de $4.8 m_b$. Por outro lado, o relatório da Hidroproject (2007) afirma que a margem passiva Angolana é caracterizada mundialmente por terremotos até $4.8 m_b$.

Assim sendo, as estruturas causadoras dos terremotos na margem passiva no Sudeste brasileiro, poderão ser similares às que causam os terremotos na margem passiva no Sudoeste angolano (zonas de fraqueza pré-existente, alto fluxo de calor e concentração de esforços).

6 CAPÍTULO - REGIÃO DO MÉDIO KWANZA E SISMICIDADE DESENCADEADA

6.1 INTRODUÇÃO

A usina hidrelétrica de Capanda, localizada no trecho médio do rio Kwanza, o de maior potencial hídrico de Angola, instalada na cota 950 m, faz parte de um grupo de oito hidrelétricas previstas a serem instaladas na referida região. Sendo a primeira na sequência, seu reservatório exerce dupla função (produção de energia e reguladora do caudal). A outra usina que também já se encontra em funcionamento é a usina hidrelétrica de Cambambe a última na sequência na cota 107 m (tema abordado no subcapítulo 6.2). Trata-se da única usina no País que possui instalada em torno do seu reservatório uma rede de estações sismográficas para monitoramento sísmico.

Sua barragem é do tipo gravidade, construída em concreto compactado a rolo; altura máxima 110,20 m; comprimento total 1.470 m; vazão máxima com tempo de retorno (TR) - 10.000 anos = 9.700 m³/s; Nível de água máximo excepcional 951,50 m; Nível de água normal de operação 950,00 m; Nível de água mínimo de operação 917,00 m; o reservatório possui área inundada de 170 km²; volume acumulado 4.795,00 hm³; volume útil 3.561,00 hm³ (Figura 6.1).



Figura 6.1: Barragem de Capanda, visto da jusante para montante.

6.2 LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO DO MÉDIO KWANZA E DO RESERVATÓRIO DA USINA HIDRELÉTRICA DE CAPANDA

O rio Kwanza flui pela parte central do país e se constitui no seu principal potencial hídrico, drenando cerca de 12% do território Angolano. Sua bacia hidrográfica está localizada

entre os paralelos 7°30' e 14°00' de latitude Sul e os meridianos 13°00' e 19°15' de longitude Leste, desembocando no Oceano Atlântico a aproximadamente 60 km ao Sul da capital Luanda, após percorrer uma extensão total de cerca de 1.000 km.

A partir de suas nascentes situadas no planalto angolano, em altitudes próximas a 1.500 m, o rio Kwanza escoa no sentido Sul-Norte até a região próxima à cidade de Malange quando inflete para Oeste, seguindo no sentido aproximado E-W até sua foz. Sua área de drenagem é da ordem de 147.000 km².

Em termos hidrográficos a bacia do rio Kwanza é subdividida em três sub-bacias:

a) A sub-bacia do Alto Kwanza (área de cerca de 92.000 km²) que compreende a região desde a nascente até as quedas do Condo. A margem direita é caracterizada por formações arenosas quaternárias e do Kalahari. Nesta margem cerca de 40.000 km² da área apresentam alta permeabilidade, formação de lagoas e áreas pantanosas ocorrência de inundações marginais, identificáveis nas imagens de satélite, características de drenagem lenta e com formação de vegetação densa e rasteira. Os principais afluentes pela margem direita são o Luando e o Cuiba. A margem esquerda apresenta uma formação geológica caracterizada por gnaisses, xistos quartzitos e xistos com recobrimento de depósitos recentes. Os rios mais importantes nesta margem são Coquema, Cunje, Cunhinga e Cutato. De modo geral, os solos na margem esquerda apresentam-se impermeáveis e a topografia apresenta gradientes elevados;

b) A sub-bacia do Médio Kwanza (área de cerca de 23.000 km²), situada entre a ponte de Kangandala e Cambambe (Figura 6.2). No trecho inicial o rio se desenvolve nas formações de grés conglomeráticos da série xisto gresosa e no trecho inferior o rio se desenvolve no Complexo de Base (gnaisse e micaxistos). Neste trecho do rio a calha sofre estreitamento logo no início, apresentando declividade suave para em seguida, entre Pungo Andongo e Cambambe, passar a ter declividade mais acentuada, com diversas corredeiras e quedas concentradas. Os afluentes pela margem direita são de área reduzida sendo o rio Lombe o principal. O mais importante afluente pela margem esquerda é o Gango, cuja bacia hidrográfica apresenta características geológicas e topográficas semelhantes às do alto Kwanza;

c) A sub-bacia do Baixo Kwanza (área de cerca de 32.000 km²) situada entre Cambambe e a foz, em baixas altitudes. Esta região se caracteriza por baixa declividade com o

escoamento em peneplanície litorânea com depósitos lagunares formados depois do Mesozóico. O principal afluente deste trecho é o rio Lucala (26.000 km²) na margem direita (Intertechne, 2010).

A sub-bacia do médio Kwanza é o objeto do presente projeto de estudo da sismicidade desencadeada por reservatórios.

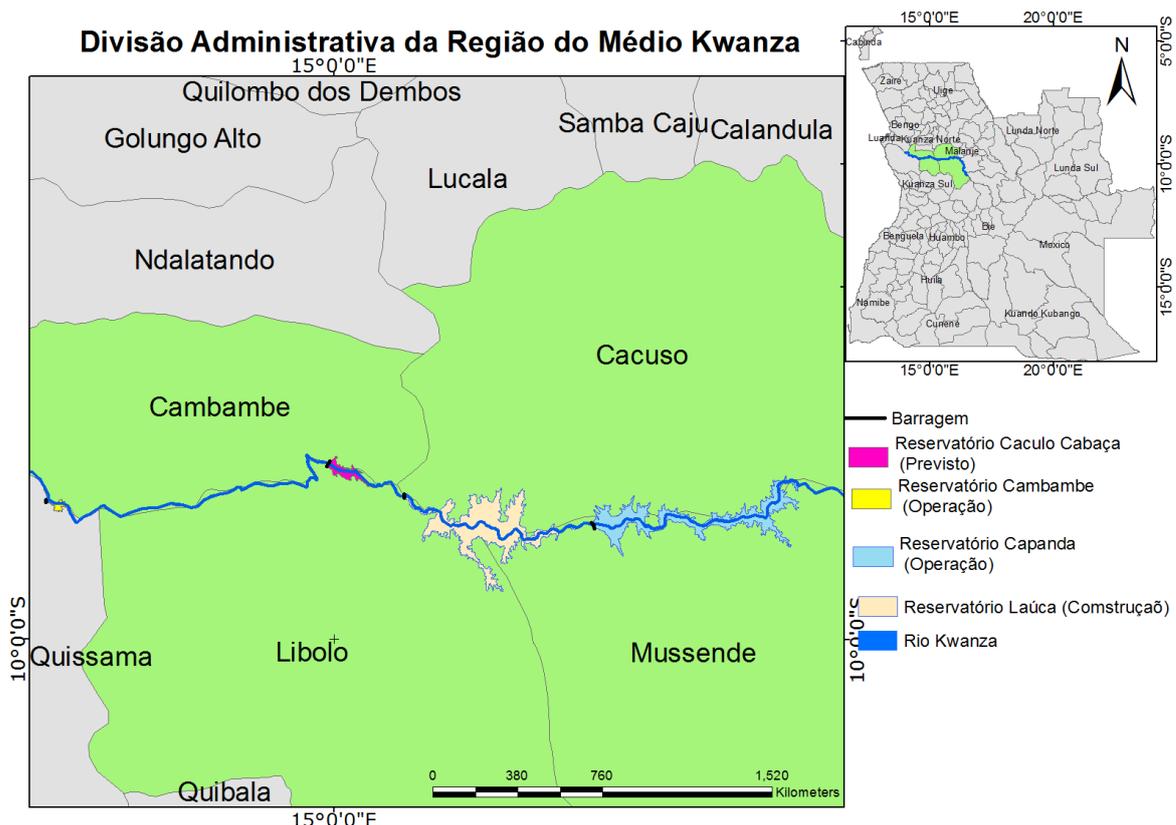


Figura 6.2: Mapa de Localização dos reservatórios no trecho médio do rio Kwanza

A região média do rio Kwanza é a de maior potencial hídrico de Angola, com duas usinas em funcionamento (Capanda e Cambambe), situadas a primeira na cota 950 m no extremo superior do trecho e a segunda na cota 107 m no extremo inferior, separadas entre si em cerca de 120 km. Para além das duas usinas acima mencionadas, está em construção a usina de Laúca, que dista cerca de 45 Km da usina de Capanda. Atualmente, as obras encontram-se na fase de construção das principais estruturas, estando prevista a entrada em funcionamento da primeira unidade geradora em finais de 2017. Complementando, está prevista a construção de mais cinco (5) usinas hidrelétricas entre as usinas de Laúca e Cambambe conforme esquema de divisão de queda apresentado na Figura 6.3. Sendo de fundamental importância o conhecimento da sismicidade do País, e, sobretudo, nessa região.

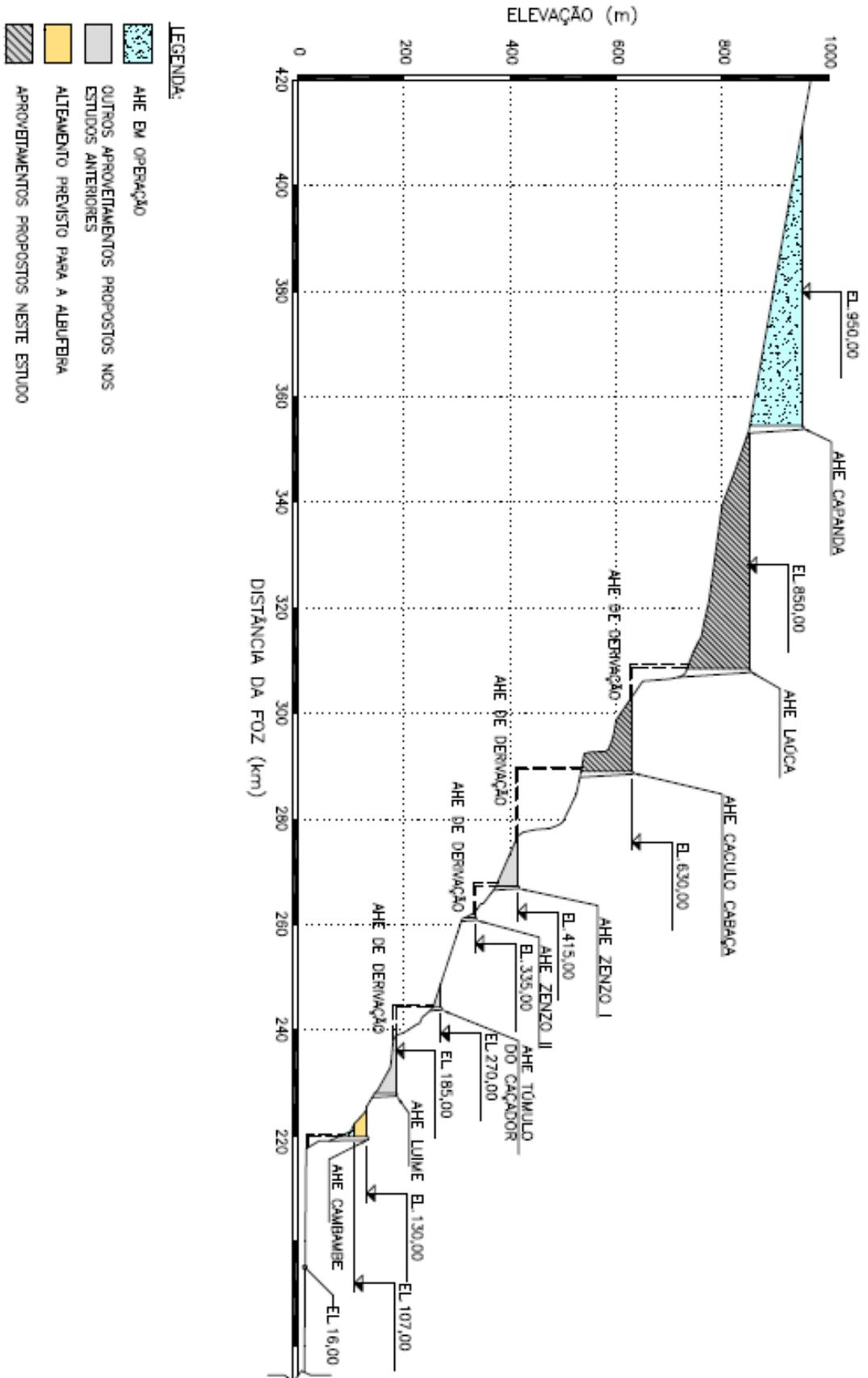


Figura 6.3 Esquema de divisão de queda troço médio do rio Kwanza, (Interreche, 2010).

7 CAPÍTULO - ASPECTOS GEOMORFOLÓGICO, GEOLÓGICO E TECTÔNICO DA REGIÃO DO MÉDIO KWANZA

7.1 GEOMORFOLOGIA

A região do médio Kwanza encontra-se no Planalto de Malanje, onde há a presença de altitudes médias entre 1.000 e 1.250 m, e na sua parte ocidental as cotas variam entre 600 e 950 m, o que caracteriza relevo bastante acidentado, com presença de vales.

É nesses locais, principalmente junto ao rio Kwanza, que os desníveis do relevo são mais abruptos, de 100 a 150 m, o que propicia a existência de cachoeiras e corredeiras.

A cobertura vegetal presente é formada por floresta aberta nas partes mais altas, e savana com arbustos nas regiões com predomínio de solos do tipo fersialítico.

Próximo aos rios, são encontradas as matas galerias, as quais podem estar associadas às formações de gramíneas e plantas aquáticas (Intertechne, 2010).

7.2 GEOLOGIA

A geologia da área, é constituída por cinco unidades principais com a seguinte sequência estratigráfica:

- Rochas metamórficas do complexo de base (Pré-cambriano Inferior): Gnaisses, migmatitos e granitos;
- Rochas sedimentares do Neoproterozóico: arenitos micáceos (Grupo Oendolongo);
- Arenitos metamorfizados e calcário do Neoproterozóico do Grupo Xisto-Calcário;
- Arenitos, conglomerados e arcossias do Neoproterozóico Grupo Xisto-Gresoso;
- Materiais recentes (Quaternário): areias e depósitos aluvionares (IGA, 1989).

A aproximadamente 8 km a jusante da área da usina de Lauca há uma divisão geológica bem definida. O leito do rio e abaixo é constituído principalmente por gnaisses, migmatitos e intercalações de rochas metabásicas (anfíbolitos) do Complexo de Base (Arqueano–Paleoproterozóico). Em superfície, a rocha se mostra bastante fraturada, com indicações de

bandamentos de materiais e zonas alteradas. A granulometria é fina a média (Intertechne, 2010) (Figura 7.1).

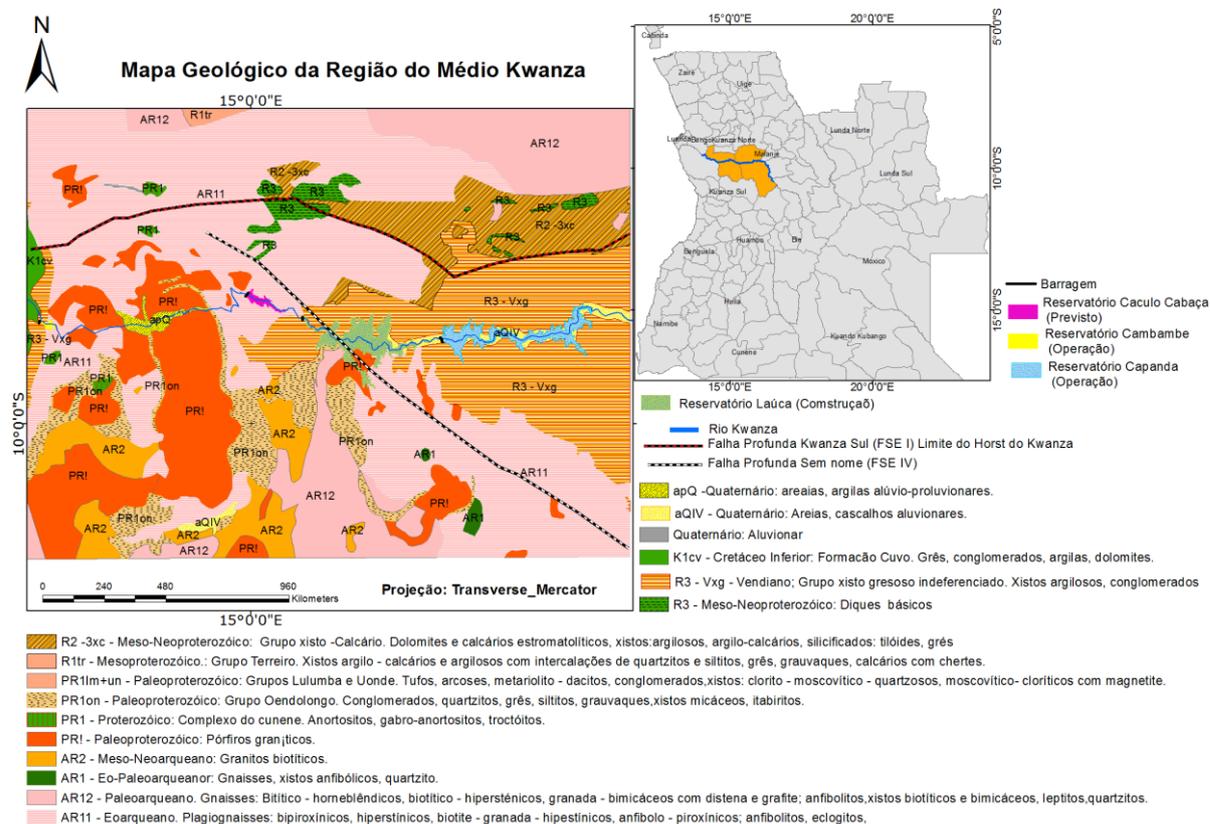


Figura 7.1: Mapa Geológico da Região do médio Kwanza, modificado da carta geológica de Angola a escala 1:1.000.000.

7.3 TECTÔNICA

A Região do Médio Kwanza tectonicamente insere-se no Horst do Kwanza, definido como um dos grandes elementos tectônicos que constituem a Tabela geral da Carta Geológica de Angola (escala 1:1.000.000). Trata-se de uma elevação linear latitudinal do embasamento, com cerca de 300 km de comprimento e de 25 a 50 km de largura e limitada, a Norte e a Sul, por falhas profundas. Tal estrutura foi encoberta, em vários períodos do Neoproterozóico, por uma cobertura pouco espessa de depósitos sedimentares. O levantamento do bloco do embasamento atingiu sua amplitude máxima na fase final (orogênica) da Era do Neoproterozóico (IGA, 1989).

Próximo da usina hidrelétrica de Capanda, encontramos duas principais estruturas sismogênicas (Figura 7.1):

- a) Falha profunda Kwanza Sul, a aproximadamente 10 km ao Norte da localização da barragem (Foco Sísmico Eventual - FSE I), delimita o Sul do Horst do Kwanza (que divide os Escudos Maiombe e Angolano, e delimita o Sul de Aulacógeno Congo e o Norte da placa Pré-Cambriana Angolana) (Hidroproject, 1986).
- b) Falha profunda sem nome, que passa a 15 e 50 km a Sul do local da barragem (FSE IV), se estende através da crosta a uma distância de 800 km em direção NW. A mesma secciona o Horst do Kwanza passando por Norte da falha profunda costeira (falha perioceânica) (Hidroproject, 1986).

Pela análise das fotografias aéreas e mapas existentes percebem-se alinhamentos de falhas com alguns quilômetros de extensão, associados a sistemas de fraturas subverticais de direção $N10^{\circ}-40^{\circ}W$ e $N50^{\circ}-80^{\circ}E$, ocorrendo ainda algumas diáclases sub-horizontais em alguns contactos entre estratos. De modo geral, o vale do rio Kwanza e de seus afluentes foi escavado nessas zonas de menor resistência, tanto nas rochas gnáissicas como nas sedimentares (Intertechne, 2010).

Já na zona do aproveitamento hidrelétrico de Laúca (AHE), a caracterização do maciço rochoso indica que na região da barragem e do circuito de geração do AHE Laúca ocorrem cinco (5) alinhamentos tectônicos principais (falhas não ativas e/ou zonas de fraturamentos subverticais) de direção $N30-65^{\circ}W$ a $N15-25^{\circ}W$ e subordinadamente $N70^{\circ}E$ subverticais (Intertechne, 2010), apresentadas de forma esquemática na (Figura 7.2).

Observações de campo indicam que, com exceção da falha 4, bem a jusante da obra, as outras são aparentemente de tipo transcorrente, ou seja sem ou com pequenos rejeitos verticais. Destas falhas ou lineamentos, a de número 2, orientada de NW para SE é a mais importante, uma vez que corta o plinto da alternativa de uma barragem de enrocamento com face de concreto no seu lado esquerdo, onde coincide com um canal mais entalhado do rio, cuja profundidade não foi possível determinar. A falha inferida "N° 5" ocorre cerca de 600 metros para montante do eixo da barragem. Em caminhamentos de campo efetuados pela margem direita do leito do rio Kwanza verificou-se no alinhamento desta estrutura a ocorrência de alguns afloramentos de gnaisses cataclasados e parcialmente decompostos, com largura estimada entre 10 e 15 metros. Entre as falhas "1 e 2" ocorrem alguns alinhamentos secundários de menor expressão e restritos à calha do rio Kwanza, as quais igualmente cortam o plinto, porém sem a mesma significação da falha 2 (Intertechne, 2010).

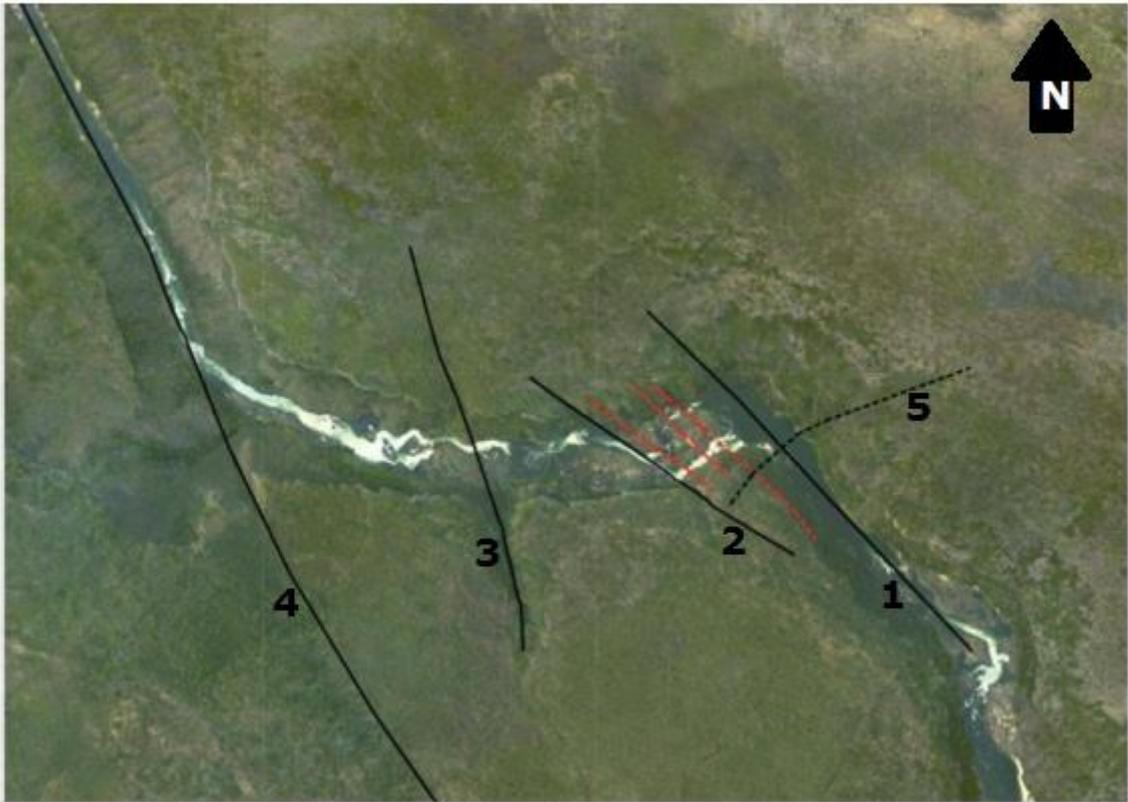


Figura 7.2: Vista das falhas geológicas "1 a 5", destacando que a falha "5" e a falha "4" ocorrem fora da área das estruturas do AHE Laúca. Em vermelho, falhas secundárias de menor expressão restritas à calha do rio Kwanza. Fluxo do rio Kwanza da direita para a esquerda, modificado de (Intertechne, 2010).

8 CAPÍTULO - SISMICIDADE DESENCADEADA

8.1 INTRODUÇÃO.

Aparentemente algumas obras de engenharia podem ter influência significativa na maneira como os esforços crustais são liberados na forma de terremotos. Constatou-se que o crescimento da atividade sísmica têm resultado do enchimento de reservatórios de grandes barragens, da exploração de pedreiras superficiais em grande escala, da exploração de minas subterrâneas, da injeção de fluidos sob alta pressão em poços profundos, da remoção de fluídos na exploração de petróleo, da geração de energia geotérmica e dos efeitos posteriores a grandes explosões subterrâneas (Simpson, 1986). Neste trabalho será abordado apenas os terremotos desencadeados por reservatórios.

Segundo Simpson (1986), uma série de adjetivos foi usada para descrever este tipo de sismicidade "produzida pelo homem, induzida, artificial, desencadeada" alguns dos quais dão a impressão errônea de que as atividades humanas são a principal causa dos terremotos, em vez de ser apenas o gatilho que atua para liberar o esforço de origem tectônica pré-existente nesses locais. Propondo as denominações de, "sismicidade desencadeada e induzida" que parecem ser as mais apropriadas para expressar a influência do disparo da ação do homem sobre a natureza. Talwani (2000) distingue apenas duas denominações: sismicidade induzida, quando a sismicidade resulta de uma variação substancial nos esforços e/ou na pressão nos poros; e sismicidade desencadeada, quando a crosta está suficientemente próxima do estado de ruptura devido a processos tectônicos naturais, e, portanto, uma pequena variação nos esforços e/ou na pressão nos poros desencadeia os terremotos. Gupta (2002), ao revisar os últimos desenvolvimentos no campo dos terremotos desencadeados por reservatórios artificiais, e, considerando as pequenas alterações no regime do esforço causado pelo enchimento de reservatórios mais profundos, comparado pela queda do esforço associado a terremotos a nível global, afirma que tornou-se apropriado substituir o termo "sismicidade induzida por reservatório (SIR)" por "sismicidade desencadeada por reservatório (SDR)", termo que será adotado neste trabalho.

Por causa de sua associação com grandes projetos de engenharia, terremotos desencadeados têm implicações sociais e econômicas significativas, uma vez que a própria natureza dos terremotos implica que eles irão ocorrer próximo da obra de engenharia responsável por desencadeá-los, e, que normalmente possuem áreas povoadas na sua

vizinhança. Terremotos desencadeados com magnitudes acima de 6 já ocorreram em várias partes do mundo, produzindo mortes e severos danos às construções. O terremoto desencadeado pelo reservatório Koyna, Índia, em 1967 (magnitude 6.5) causou 200 mortos, 1.500 feridos e grandes danos em cidades vizinhas (Gupta & Rastogi, 1976), sendo este o maior terremoto desencadeado já reportado até o presente momento. De igual modo, terremotos dos reservatórios Kremasta, Grécia (magnitude 6.3), Hsinfengkiang, China (magnitude 6.1) e Oroville, Califórnia (magnitude 5.9) também causaram danos significativos em áreas populosas nas suas imediações.

A ocorrência de terremotos desencadeados resultou em grande modificação para as atividades de engenharia em alguns locais (por exemplo, a suspensão da injeção de fluido em um poço no Rocky Mountain, Arsenal), e o potencial para sismicidade induzida foi um fator importante na paralisação da construção da barragem proposta na Califórnia (Allen, 1978).

Terremotos induzidos foram pela primeira vez associados ao enchimento inicial do lago Mead no final dos anos 30 (Carder, 1945), mas apenas na década de 60, depois que terremotos de magnitude maior que 5.5 ocorreram em quatro grandes reservatórios na China, Rodésia, Grécia e Índia, desenvolveu-se grande interesse no campo da sismicidade induzida por reservatórios. Neste sentido, de imediato trabalhos de Rothe (1968, 1970), Archer & Allen (1969), Gupta et al. (1969) e Gough & Gough (1970a, b), chamaram a atenção para a correlação do aumento da sismicidade com a carga e levou as primeiras tentativas para determinar o mecanismo responsável pelo disparo do reservatório (Gough & Gough, 1970b; Snow, 1972). Assim sendo, na primeira metade da década de 70 foram realizadas reuniões e simpósios, patrocinados pela UNESCO em Paris (França), Londres (Inglaterra) e Banff (Canadá), todos enfocando o tema (Gupta, 1992).

No início da década de 1970, pouco mais de uma dezena de casos de sismos desencadeados por reservatório era conhecida. À medida que mais reservatórios no mundo foram instrumentalizados com redes sísmicas, vários outros exemplos de sismicidade desencadeada foram identificados. Gupta (2002), na revisão dos estudos recentes sobre terremotos desencadeados, constatou haver 95 casos relatados no mundo, tendo agrupado por categoria de acordo a magnitude dos mesmos: 1- locais de $M \geq 6$ (4 casos); 2- locais de M 5 - 5.9 (10 casos); 3- locais de M 4-4.9 (28 casos); 4 - locais $M < 4$ (53 casos), (Tabela 3, Anexo 1).

Tal é o caso do Brasil, onde os estudos sobre a sismicidade desencadeada por reservatório tiveram início por volta de 1972, quando um evento de magnitude 3.7 atingiu intensidade VI MM em pequeno reservatório (apenas 20 metros de profundidade) no Estado de Minas Gerais. Assumpção et al. (2002) compilaram 16 casos de terremotos desencadeados por reservatórios com magnitudes que variaram de 1.6 M_L a 4.2 mb.

8.2 SISMICIDADE DESENCADEADA POR RESERVATÓRIOS (SDR).

É o tipo mais comum de terremoto desencadeado, e também menos compreendido. Nestes casos, a grande massa do reservatório representa carga adicional aplicada que provoca aumento significativo no esforço elástico que atua sobre as rochas abaixo do reservatório (Gough, 1969), enquanto que o aumento da pressão nos poros pode ser gerado diretamente (por infiltração da água do reservatório) e indiretamente (pelo fechamento dos poros e fraturas saturadas de água abaixo do reservatório). O carregamento superficial produzido por cada metro de água é de 0,1 bar ou de 20 bares no máximo para o mais profundo dos reservatórios mundiais (Simpson, 1986).

Quando uma barragem é construída e seu reservatório é cheio, a pressão equivalente exercida na terra naquela área muda drasticamente. Quando o nível de água chega ao limite, a pressão no solo aumenta; quando o nível de água abaixa, a pressão também diminui, causando variação de esforço na região suficiente para engatilhar a sismicidade da mesma (Gupta, 1992).

Gupta (2002) afirma que continuam os esforços para entender a correlação de terremotos desencadeados por reservatório com as características do reservatório e as condições geológicas predominantes. Notou também que vários grandes reservatórios não têm desencadeado qualquer terremoto, enquanto muitos pequenos têm registrado atividade sísmica notável. Embora fatores geológicos e tectônicos podem ser importantes para decidir o potencial de um lugar, características dos reservatórios são igualmente significantes. A profundidade da coluna de água e o volume do reservatório são dois fatores importantes que controlam os terremotos desencadeados (Baecher & Keeney, 1982). A revisão dos exemplos globais dá ainda mais credibilidade para a observação de que a profundidade da coluna de água desempenha o papel mais importante no desencadeamento dos terremotos (Gupta, 2002).

Mesmo que o peso da água, em reservatórios com mais de 100 m de profundidade, seja insuficiente para fraturar as rochas de base, a coluna de água exercerá pressão hidrostática, empurrando o líquido através dos poros das rochas e de fraturas pré-existentes. Esse incremento de pressão pode levar meses ou mesmo anos para avançar distâncias não muito longas, dependendo da permeabilidade do solo e das condições de fraturamento das rochas. Porém, quando a pressão alcança zonas mais fraturadas, a água é forçada para dentro das rochas, modificando as tensões locais e facilitando o deslocamento de blocos falhados. Este processo é incrementado pela ação lubrificante da água, que reduz a fricção ao longo dos planos das fraturas e falhas. A água tem ainda o papel de agente químico: Ao hidratar certas moléculas, ela enfraquece o material e favorece a formação de novas fissuras, que levam o líquido a penetrar mais profundamente no interior do maciço rochoso (Simpson, 1986; França et al., 2009; Barros & Fontenele, 2012).

A SDR é, portanto, fenômeno dinâmico resultante da interação complexa das novas forças induzidas pelo lago, que passam a interferir sobre o regime de forças naturais previamente existente. Não se sabe ao certo se o reservatório apenas antecipa a ocorrência de terremotos que viriam a ocorrer de qualquer maneira ou se pode também alterar a magnitude destes (França et al., 2009; Barros & Fontenele, 2012).

Assim sendo, o conhecimento e entendimento das feições de natureza rúptil na área de construção de barragens é também de útil importância no que diz respeito à avaliação do risco sísmico da região, pois existe a probabilidade considerável de ocorrência de reativação de zonas de fraqueza crustal na área, provocada pelo enchimento do lago artificial. Logo, torna-se necessário investigar as regiões onde serão construídos grandes reservatórios, mesmo em regiões intraplacas, pois pouco se sabe, ainda, sobre o acúmulo de esforços nestas áreas. Considerando que em tais áreas os períodos de recorrência de sismos são mais longos, tais regiões se tornam, também, áreas potencialmente perigosas para sismos catastróficos (Camarão Júnior, 2001).

8.3 CATEGORIA DE TERREMOTOS DESENCADEADOS POR RESERVATÓRIOS

Propostas de classificação das principais categorias de terremotos desencadeados por reservatórios foram apresentadas por Simpson et al. (1988) e Talwani (1997); ambos dividiram em duas categorias de acordo com o padrão temporal e espacial.

Para Simpson et al. (1988), as duas categorias são: **resposta rápida**, quando a atividade começa imediatamente após o primeiro enchimento, ou em caso de grandes variações no nível de água do reservatório, e desaparece depois de poucos anos; **resposta lenta**, quando a sismicidade predominante, incluindo o maior evento, ocorre vários anos após o enchimento do reservatório, isto é, após vários ciclos anuais na flutuação do nível de água.

Para Talwani (1997), as duas categorias são: **Inicial**, associado com o início do enchimento ou grandes variações do nível da água (amplamente observado); geralmente a atividade sísmica é generalizada na periferia do lago, O maior evento associado normalmente ocorre após o enchimento completo do reservatório. A demora entre o início do enchimento e o sismo principal varia de meses a anos, e está associada com o reservatório e as características do local. Espacialmente há estabilização geral e (normalmente) ausência de sismicidade abaixo do reservatório e sismicidade generalizada na periferia; e **prolongado ou estado estável**, raramente observado, ocorre após o efeito da sismicidade inicial ter diminuído, persiste por muitos anos sem decréscimo significativo na frequência e magnitude. Nesta categoria, os terremotos estão associados com grandes reservatórios e/ou rápida flutuação do nível do lago e períodos longos (baixas frequências) das alterações do nível da água. Os epicentros podem estar abaixo do lago ou em áreas na vizinhança. A sismicidade continua por décadas e parece não cessar.

Gupta (2002) afirma que a SDR, baseada no espaço, tempo de distribuição e magnitude do evento, poderia provavelmente ser classificada em três categorias, nomeadamente - sismicidade de **resposta rápida, atrasada e contínua**. Muitos locais de reservatórios têm mostrado mais do que um tipo de resposta. No entanto, Koyna é um caso clássico, que tem testemunhado os três tipos de resposta.

8.4 MECANISMOS DE TERREMOTOS DESENCADEADOS POR RESERVATÓRIOS

8.4.1 Resposta Poro-elástica ao Represamento de Reservatório

Bell & Nur (1978) definiram a alteração na resistência (*strenght*) ΔS pela seguinte equação:

$$\Delta S = \mu_f * (\Delta \sigma_n - \Delta p) - \Delta \tau \quad [15]$$

$\Delta\tau$ e $\Delta\sigma_n$ são mudanças no esforço de cisalhamento sobre a falha na direção do deslizamento e o esforço normal de compressão, respectivamente, através da falha, μ_f e Δp são coeficiente de fricção e alteração na pressão dos poros, respectivamente.

A falha ocorre quando ΔS diminui abaixo de um nível limiar. Da equação (15) notamos que diminuição no ΔS pode ser provocada por diminuição em $\Delta\sigma_n$ (descarga), ou aumento na pressão dos poros. O efeito temporal do represamento pode ser dividido em duas partes, instantâneo e atrasado. O efeito instantâneo é devido à resposta elástica de carregamento (devido ao enchimento). O efeito atrasado é devido à resposta de descarregamento (devido ao esvaziamento) e alterações na pressão nos poros e fraturas das rochas por difusão da água. Essas respostas são esquematicamente apresentadas (Figura 8.1).

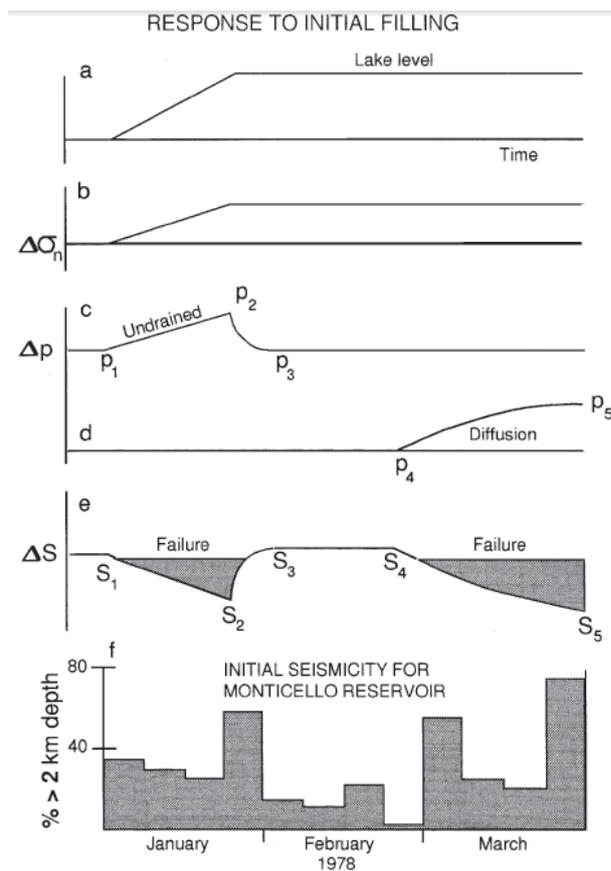


Figura 8.1: Esquema para ilustrar os processos observados na sismicidade inicial. (a) mostra a curva de enchimento do reservatório, que está associada com aumento na $\Delta\sigma_n$ (b) devido à carga. A resposta do carregamento em poros obstruídos provoca aumento da pressão nos poros (P_1 a P_2) (c) e correspondente diminuição da resistência (S_1 a S_2) (e). Quando os poros são desobstruídos, o aumento da pressão nos poros é dissipado (P_2 a P_3) e aumento da resistência (S_2 a S_3). Quando a frente de pressão nos poros devido ao carregamento do reservatório chega, há aumento da pressão nos poros (P_4 a P_5), (d) e correspondente diminuição na resistência (S_4 a S_5) (e). Quando a resistência diminui abaixo de um limiar crítico "FALHA" marcada ocorre sismicidade (padrão sombreado). Painel (f) mostra a percentagem da "profundidade" de eventos associados com o enchimento inicial do Reservatório Monticello (Talwani, 1997).

8.4.2 Resposta Elástica:

A resposta elástica da subsuperfície para carregamento causa alterações nos esforços normal e de cisalhamento no plano de falha. Sob hipótese de condições isotrópicas, $\Delta\sigma$ (Figura 8.1b) simula a curva de carregamento do reservatório (Figura 8.1a), sendo as variações instantâneas. Em geral, o aumento do esforço normal tende a estabilizar (aumento ΔS) a região, especialmente abaixo do reservatório.

8.4.3 Resposta ao Carregamento (Devido ao Enchimento)

Empregando a nomenclatura de mecânica dos solos, segundo a qual, condições no carregamento prevalecem se a amostra da rocha é submetida a mudança de pressão confinante e o fluido nos poros é impedido de escapar ou entrar. No caso de represamento do reservatório haverá incremento instantâneo da pressão intersticial no substrato devido a carga adicional na superfície. Se nenhum fluido é deixado fluir, por exemplo no caso de argila preenchendo fraturas, haverá aumento de pressão nos poros Δp_u . Esta pressão intersticial aumenta devido à resposta ao carregamento, Δp_u , e persistirá até que se dissipa nas fraturas circundantes. A resposta ao carregamento é dada por:

$$\Delta p_u = B\sigma_{kk}/3 \quad [16]$$

Onde B é constante de Skempton e σ_{kk} é o esforço médio.

Se estão presentes fraturas fechadas, Δp_u pode aumentar com a carga (P_1 a P_2 na Figura 8.1c) e ser mantida até que o fluxo ocorra. Em tais casos, há uma correspondente redução na resistência, (S_1 a S_2), o que pode levar a uma falha, quando a resistência diminui abaixo de um valor limiar (falha marcada na Figura 8.1e).

8.4.4 Resposta a Descarga (Devido ao Esvaziamento)

Ocorre quando o fluido nos poros é liberado para entrar ou sair e a pressão nos poros decresce para o valor original. Em caso de fraturas fechadas a resposta à descarga ocorre quando o fluido sai dela e Δp_u diminui para zero (P_2 a P_3 na Figura 8.1c). A resposta à descarga é atrasada com respeito ao represamento inicial e o atraso depende das propriedades hidromecânicas, composição química dos fluidos (por corrosão sob esforço), natureza da argila, etc. A resposta na descarga resulta na redução da pressão nos poros e aumento em ΔS , (S_2 a S_3 , na Figura 8.1e).

8.4.5 Difusão da Pressão nos Poros

A difusão da pressão nos poros da superfície para o substrato também causa aumento de pressão nos poros. Fluxo de pressão é regulado pela equação de difusão (Jaeger et al., 2009) monodimensional e é:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = C \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} \quad [17]$$

Onde p é a pressão nos poros na profundidade z , t é o tempo e C é o coeficiente de difusividade

$$C = k/\eta\beta \quad [18]$$

Onde k é a permeabilidade da rocha, η é a viscosidade do fluido nos poros e β é a compressibilidade do volume de rocha cheia de fluido.

O aumento da pressão nos poros acompanhando o represamento é atrasado, o atraso depende da difusividade C (e, portanto, da permeabilidade, k) e da distância. A equação (17) tem uma solução da formula

$$p(z, t)/p(0, 0) = 1 - \text{erf}(z/(4ct)^{1/2}) \quad [19]$$

Onde erf é a função de erro complementar

A pressão nos poros aumenta devido à difusão (P_4 a P_5 na Figura 8.1d), que deve ocorrer após o aumento em Δp_u (P_1 a P_2) tenha já se dissipado.

8.4.6 Resposta Associada:

Agora o que vamos observar é uma resposta associada de diferentes respostas acima mencionadas. Para meios poro-elásticos isotrópicos saturados, Rice & Cleary (1976), calcularam a resposta associada.

$$j = \frac{1}{2G} \left(\frac{\partial V}{\partial t} + \nu_u \frac{\partial V_u}{\partial t} \right) \quad [20]$$

Onde V e V_u são coeficientes de Poisson de carga e descarga e G é o modulo de cisalhamento.

Usando resultados de Rice & Cleary (1976), Roeloffs (1988) modificou a equação (19) para incluir o termo devido à resposta ao carregamento. Para uma unidade de aumento

progressivo da pressão nos poros na superfície, $p(0, t) = H(t)$, ela calculou a pressão dos poros em profundidade z após o tempo t , $p(z, t)$. Para caso uno-dimensional determinou:

$$p(z,t) = (1 - \alpha) \operatorname{erfc} [z^2/4ct]^{1/2} + \alpha (H(t)) \quad [21]$$

Onde erfc é a função de erro complementar, $H(t)$ é a função degrau unitário e

$$\alpha = B (1 + V_p)^3 / (1 - V_p) \quad [22]$$

Assim, a resposta associada pode ser dominada pela resposta ao carregamento imediatamente no represamento e ser principalmente devido à difusão atrasada. A qualquer profundidade, depois de ter decorrido tempo suficiente, $p(z, t)$ aborda a carga aplicada na superfície. Existem pequenas alterações da pressão nos poros, e a sismicidade desencadeada decai para níveis de pré-represamento.

Os argumentos acima são dados para condições isotrópicas. No entanto, a presença de fraturas em que a sismicidade desencadeada é geralmente observada, sugere claramente que prevalecem as condições anisotrópicas. Em tais casos, o aumento da pressão nos poros pode causar terremotos em fraturas verticais em ambiente de falha normal e em fraturas horizontais em ambiente de falha inversa.

8.5 CARACTERÍSTICAS DOS SISMOS DESENCADEADOS POR RESERVATÓRIOS (SDR)

Gupta et al. (1972a, b) descrevem uma série de recursos que são características para os quais são associados as sequências de terremotos desencadeados por reservatórios, que podem ser usados para diferenciar os SDR dos terremotos naturais na mesma região.

Ao longo dos anos, o número de casos de SDR tem aumentado consideravelmente. A maioria desses locais de SDR apresentam características comuns, especialmente durante a fase inicial quando sismos desencadeados começam a ocorrer. A seguir, serão apresentados as características marcantes dos SDR de alguns locais.

8.5.1 Relação Frequência do Terremoto - Magnitude.

Após o trabalho pioneiro de Ishimoto & Iida (1939) sobre a frequência de terremotos em relação à sua magnitude, investigações regional detalhadas de várias áreas foram feitas por vários autores e estes descobriram que, em geral, a frequência de distribuição de terremotos

sobre um intervalo de magnitudes observada em uma área particular pode ser representado pela relação linear Gutenberg-Richter:

$$\text{Log } N = a - bM \quad [23]$$

onde N é o número de eventos com Magnitude $\geq M$, a e b são constantes. o valor de a depende do período de observação, a dimensão da região considerada e o nível da atividade sísmica, enquanto que b depende da relação do número de terremotos nos grupos de baixa a alta magnitude.

Cálculos estatísticos detalhados no relacionamento frequência - magnitude dos terremotos foram realizados por Utsu (1965). De acordo com ele, o valor b pode ser obtido empiricamente pela seguinte relação.

$$b = \frac{m - M_{\min}}{m} \quad [24]$$

onde m é o número total de terremotos e M_{\min} é a mais baixa magnitude considerada.

Globalmente, os valores de b são encontrados no intervalo que varia de 0,5 a 1,5, principalmente situada entre 0,7 e 1,0 (Isacks & Oliver, 1964).

Mogi (1962a, 1967b) examinou os valores de b em experiências de laboratório, estudando amostras de rocha fragilizadas por fratura. Ele descobriu que b depende da heterogeneidade mecânica das amostras de rocha e aumenta com o aumento da heterogeneidade. Nesta base, ele inferiu que os valores de b de terremotos rasos estão relacionados com a estrutura mecânica da crosta da Terra. Mas tarde, Mogi (1967a) indicou que o valor b pode não ser muito sensível à estrutura da crosta terrestre, uma vez que cai em estreita faixa de 0,6 a 1,0 para a maioria das regiões, enquanto a estrutura mecânica da crosta terrestre pode variar significativamente de região para região, exceto em algumas regiões vulcânicas ou altamente fraturadas. Scholz (1968), descobriu que o valor b depende da percentagem do esforço existente na amostra da rocha com relação ao esforço de ruptura final.

Em análise detalhada, Gupta & Rastogi (1976) revisaram os estudos mundiais sobre os valores b , por quais fatores eles são afetados e que precauções devem ser tomados ao estimar valor b para uma região, ou quando se comparam valores b de diferentes regiões.

Gupta et al. (1972b), demonstraram que para sequências de terremotos desencadeados por reservatório, os valores b de pré-abalos são comparados aos valores b de pós-abalos, e ambos são mais elevados do que os valores b regional. Por exemplo, os valores b da sequência de pré-abalos considerados para Kariba, Kremasta e Koyna foram 1,18; 1,41; e 1,87 enquanto os valores b correspondentes aos pós-abalos foram 1,02; 1,12 e 1,09, respectivamente. Ambos os conjuntos de valores b são maiores comparados aos valores b regional de 0,53; 0,82 e 0,47 para África; Grécia e Escudo da Península da Índia, respectivamente. Nos anos seguintes, valores b foram reportados para uma sequência numerosa de SDR por vários autores. Valores b para as sequências mais importantes e bem documentadas de SDR estão incluídas na Tabela 4, Anexo 1.

8.5.2 Relação Entre a Magnitude do Maior Pós-abalo e Magnitude do Evento Principal

Tem sido observado que a magnitude, M_1 , do maior pós-abalo está relacionado com a magnitude M_0 , do abalo principal, de acordo com a lei de Båth (1965), para grandes terremotos rasos.

$$M_0 - M_1 = 1,2 \quad [25]$$

Papazachos (1971), achou que esta lei pode ser válida para um estudo de 216 sequências de pós-abalo com $M_0 \geq 5.0$ que ocorreu na Grécia.

Gupta et al. (1972b) indicam que a razão entre a magnitude do maior pós-abalo e a magnitude do evento principal é alta ($\sim 0,9$) para as sequências de SDR. A tabela 8.1 é uma versão atualizada do seu trabalho.

Papazachos (1971), descobriu a relação para sequências de SDR, com desvio padrão de 0,3:

$$M_0 - M_1 = 0,6 \quad [26]$$

A relação do Papazachos (1971) difere significativamente da que foi dada por Båth (1965) para terremotos rasos, grandes e normais.

Tabela 8.1- Magnitudes de eventos principais, do maior pós-abalo, e o valor b para sequências de terremotos associados a reservatório (Gupta, 1992).

Região	Magnitude abalo Principal (M_0)	Magnitude do Maior pós-abalo (M_1)	$M_0 - M_1$	M_1/M_0	b
Lake Mead	5.0	4.4	0,6	0,88	1,40
Monteynard	4.9	4.5	0,4	0,92	0,72
Kariba	6.1	6.0	0,1	0,98	1,02
Kremasta	6.2	5.5	0,7	0,89	1,12
Koyna	6.3	5.1	0,8	0,83	1,09
Hsinfengkiang	6.1	5.3	0,8	0,87	1,04
Oroville	5.7	5.1	0,6	0,89	0,61
Nurek	4.6	4.3	0,3	0,93	1,05
Aswan	5.6	4.6	1,0	0,82	
Bhatsa	4.9	3.9	1,0	0,80	1,0

8.5.3 Decaimento dos Pós-abalos

De acordo com Utsu (1961), a distribuição dos pós-abalos pode ser dada pela lei inversa da potência:

$$[27]$$

onde $n(t)$ é a frequência dos pós-abalos por unidade de tempo, C e h são constantes, e t é o tempo decorrido após o evento principal. O valor de h indica a taxa do decaimento da frequência dos pós-abalos e pode ser usado para inferir o estado físico e de esforço na zona do pós-abalo (Mogi, 1962b).

De acordo com Utsu (1961), a curva da frequência dos pós-abalos na fase inicial é satisfatoriamente expressa pela equação (27) até cerca de 100 dias. Após esse período, para muitos casos pode ser aproximada de maneira satisfatória, pela seguinte relação:

$$[28]$$

Onde C_1 e p são constantes. Contudo, Nur & Booker (1972), descobriram que para a sequência de terremoto de Parkfield-Cholame em 1966, que é uma das melhores sequências de terremotos registrado, a frequência dos pós-abalos mostrou um decaimento inicial de a , mais tarde mudando gradualmente para b .

Gupta et al. (1972a) indicaram que o período de distribuição dos pós-abalos de Kariba, Kremasta e Koyna pode ser expressado pela relação $n(t) = C_1 t^{-p}$. Eles também descobriram que o valor de h para sequência de SDR é baixo em comparação com a sequência normal de terremotos da região em causa.

Ao longo das últimas duas décadas, a atenuação da atividade pós-abalos em vários locais de SDR foram investigados, e em geral, o decaimento dos pós-abalos encontrado é mais lenta comparado à sequência normal de terremotos (Gupta, 1992; Shen et al., 1974), especificamente mencionaram que o decaimento da atividade pós-abalo para o terremoto de Hsinfengkiang foi mais lento comparado com outros terremotos tectônicos na região. Observação similar foi feita por Morrison et al. (1976) para o decaimento da atividade pós-abalo de Oroville e por Leblanc & Anglin (1978) para o decaimento da atividade pós-abalo de Manic 3.

Tabela 8.2- Atualização da compilação feita por Gupta & Rastogi (1976), fornece as relações de atenuação dos pós-abalos para vários locais de SDR. (Gupta, 1992)

Região		Unidade de tempo	Tempo Total
Kariba		1 dia	60 dias
Kremasta		1 dia	200 dias
Koyna		1 dia	110 dias
Koyna		15 dias	Dez. 1967 a Dez. 1971
Kurobe		acumulado	16 Nov. 1968 a Abr. 1970
Hsinfengkiang		acumulado	96 dias
Oroville		horas	10 dias
Oroville		1 dia	100 dias
Aswan		1 dia	100 dias
Bhatsa		1 dia	500 dias

8.5.4 Padrões de Pré-abalo e Pós-abalo

Mogi (1963a, b) classificou os padrões de pré-abalo - pós-abalo em três tipos descobertos em modelo experimental (Figura 8.2), e comparou os padrões com aqueles de sequência de terremotos naturais. A diferença entre os três tipos é devida aos estados estruturais dos materiais e à distribuição espacial do esforço aplicado como descrito abaixo.

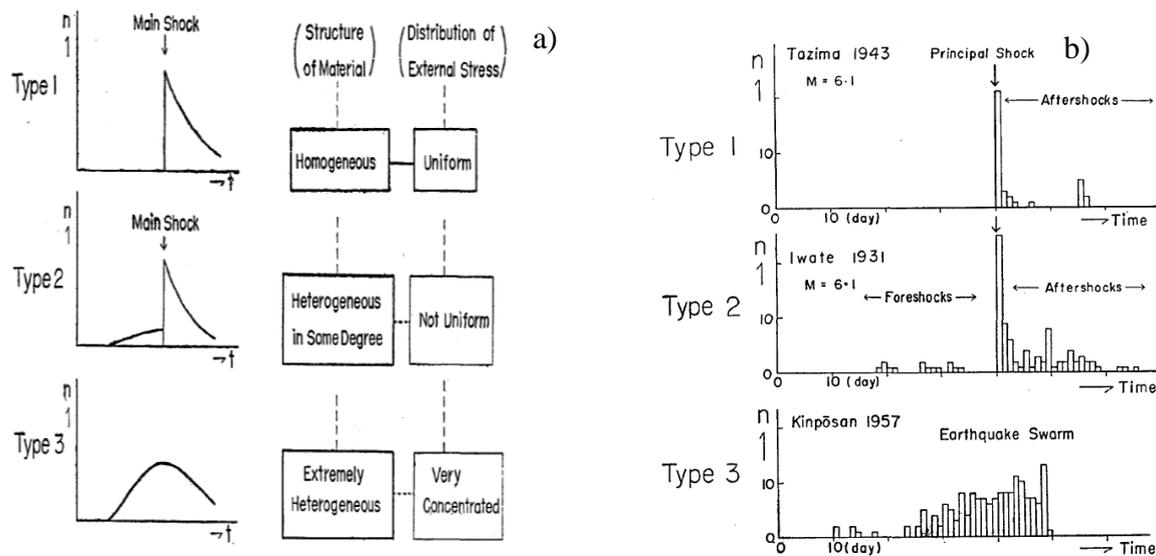


Figura 8.2: a) Três tipos de padrões pré-abalo - pós-abalo e suas relações com as estruturas dos materiais e esforço aplicado; b) Exemplo dos três tipos de sequência de terremotos (Mogi, 1963b).

Tipo I. No caso de materiais homogêneos e aplicação uniforme do esforço, o evento principal ocorre sem qualquer pré-abalo e é seguido por numerosos pós-abalos.

Tipo II. Quando o material tem estrutura bastante heterogênea e/ou o esforço aplicado não é uniforme, pequenos eventos ocorrem antes do evento principal e muitos pós-abalos ocorrem após o evento principal.

Tipo III. Quando a estrutura dos materiais é extremamente heterogênea e/ou o esforço aplicado tem considerável concentração, ocorre atividade tipo enxame (crise sísmica) composta por série de eventos cujas magnitudes aumentam gradualmente e, em seguida, diminuem após algum tempo.

Estes três padrões típicos de pré-abalo - pós-abalo são também exibidos pela sequência de terremotos naturais. Para esta comparação, Mogi (1963b) inferiu que a estrutura mecânica do meio e a natureza da tensão aplicada devem ser responsáveis pelos três diferentes padrões de pré-abalo - pós-abalo dos terremotos naturais. Desde que os esforços sejam considerados quase uniformes para terremotos tectônicos, os padrões de sequência de terremotos seriam influenciados principalmente pelo grau da heterogeneidade do meio (Mogi, 1963b).

Gupta (2002), na revisão efetuada sobre os casos recentes de terremotos desencadeados por reservatório, confirma os fatos importantes achados do estudo do comportamento dos terremotos associados ao reservatório como sendo os seguintes:

1 - O valor b de pré-abalo é maior do que o valor b de pós-abalo, sendo ambos, em geral, maiores do que os valores b da sequência de terremotos natural nas regiões consideradas e do valor b regional;

2 - Em adição ao alto valor b , a razão entre a magnitude do maior pós-abalo com o evento principal também é grande;

3 - Pré-abalos têm comparativo ritmo de decaimento lento;

Os fatores mencionados são controlados pelas propriedades mecânicas do meio e seus desvios da sequência normal de terremotos indica mudança dessas propriedades.

8.6 SISMICIDADE NA REGIÃO DO MÉDIO KWANZA

Quanto à esta região, tendo como referência a usina hidrelétrica de Capanda, podemos afirmar com base aos dados sismológicos disponíveis de que ela é sismogênica ativa (Hidroproject, 1986). Na região, em 100 km de raio do aproveitamento hidrelétrico de Capanda, foram registrados abalos bastante fortes, com epicentros situados ao sudoeste do local da usina (por exemplo, Gutenberg & Richter, 1954 Apud Ambraseys & Adams, 1991 relataram ocorrência de terremoto no dia 24 de Maio de 1914 na zona de Calulo com magnitude instrumental de 6.0), cuja distância do local da barragem até o epicentro é de 50 km. Nesta mesma zona é atribuído o sismo ocorrido no dia 29 de Maio de 2009 com magnitude instrumental de 3.9 que consta no boletim sísmico do ISC e classificado como sendo de intensidade IV-V na escala MM ((Ibarria et al., 2009).

O Reservatório de Capanda começou seu enchimento no dia 22 de Agosto de 2002, com o nível da água na cota 861 m, e, atingiu o nível máximo (cota 950 m) no dia 15 de Março de 2003, representando uma taxa de carregamento de 0,43 m/dia. O primeiro terremoto foi registrado no dia 12 de Junho de 2003 (90 dias após ser atingido o nível máximo de água no reservatório); o segundo ocorreu no dia 16 de Novembro de 2005 (após variação no ciclo de carga/descarga com taxa de 0,082 m/dia para carga e 0,072 m/dia para descarga). Ambos os casos foram registrados pela antiga rede e não foi possível converter a forma de onda no formato SRC em um formato compatível com o programa SEISAN. O terceiro ocorreu no dia

23 de Julho de 2013 (após variação no ciclo carga/descarga com taxa de 0,14 m/dia carga e 0,017 m/dia descarga). Este evento foi registrado pela nova rede e os resultados do seu processamento são apresentados no subcapítulo 9.3.3. Na Figura 8.3 é apresentado o gráfico com a variação do nível de água e marcação dos terremotos.

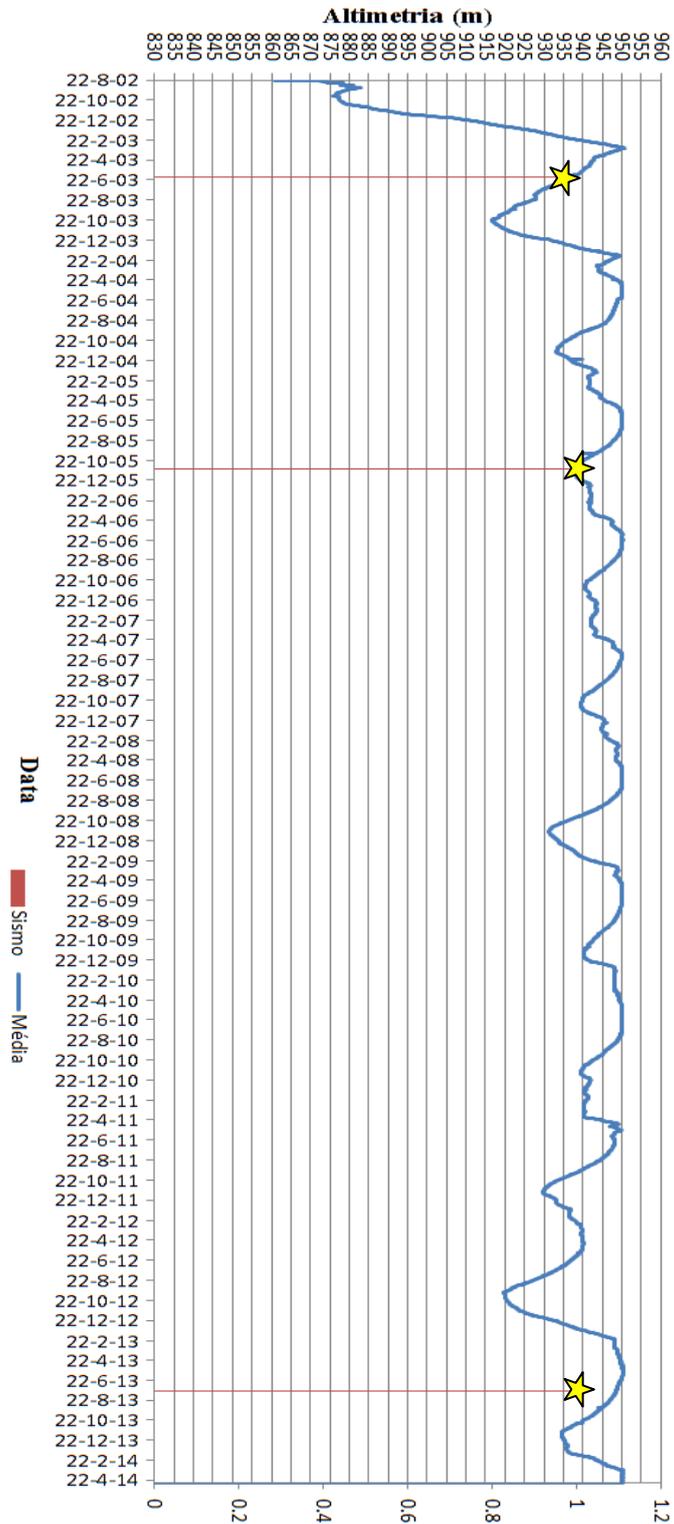


Figura 8.3: Variação do nível de água, estrelas amarelas representando terremotos registrados em torno do reservatório de Capanda.

9 CAPÍTULO - METODOLOGIA SDR

Neste capítulo serão apresentados de forma resumida os principais matérias e métodos utilizados nesta fase do trabalho.

9.1 CONSULTA DE INFORMAÇÕES SOBRE A SISMICIDADE DA REGIÃO.

Do trabalho apresentado por Moreira (1968), constam dois (2) eventos de intensidade IV ocorridos na localidade de Calulo. Richter e Gutenberg, 1954 (Apud Ambraseys & Adams, 1991) relataram o terremoto ocorrido em 1914 nesta mesma localidade, com magnitude instrumental 6.0 Ms publicado por, que teria atingido a intensidade VIII no epicentro.

Dos relatórios conjuntos emitidos pelo INAMET e UAN, apenas consta um evento. Este evento ocorreu no dia 29 de Maio de 2009 na localidade de Calulo e terá atingido a intensidade IV-V. O referido evento foi registrado pela antiga rede sismográfica em torno do reservatório de Capanda, mas, infelizmente não foi possível utilizar os dados de formato CRS (desenvolvido pelo Geodynamic Research Centre filial do Instituto Hidroproject, Moscovo Rússia), bem como pelas estações da rede mundial e consta no boletim sísmico da ISC com magnitude 3.9.

A localidade de Calulo dista cerca de 50 km da barragem de Capanda e pouco mais de 30 km da futura barragem de Laúca. Do relatório da Hidroproject (2007), constam quatro (4) eventos do período de 2003 a 2005 (Figura 9.1). No boletim produzido sobre os eventos locais e regionais, constam apenas informações como: data; hora de ocorrência; coordenadas do epicentro (Tabela 9.1). Dessa tabela em parte extraída do boletim da Hidroproject (constam apenas os eventos ocorridos na região do Médio Kwanza).

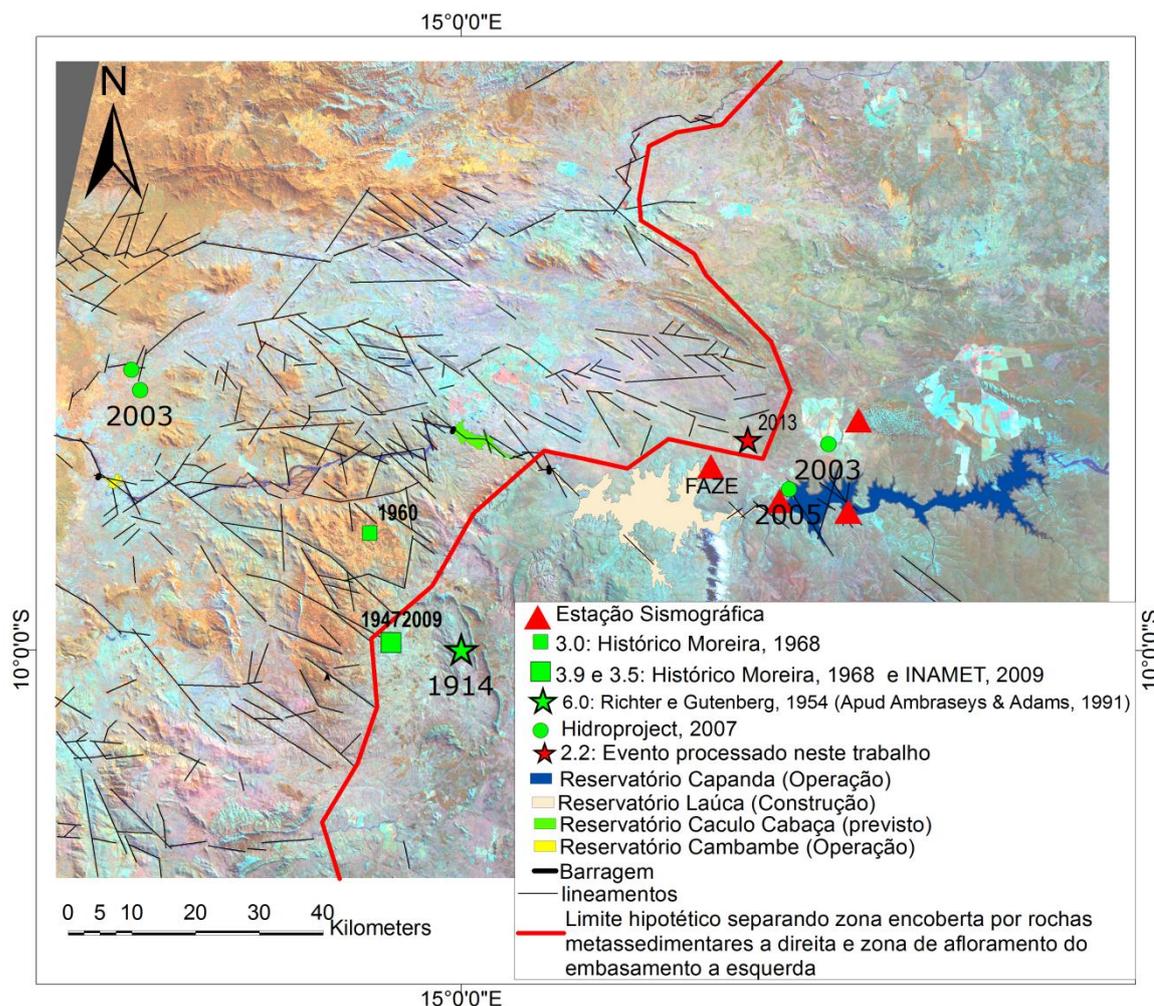


Figura 9.1: Epicentros dos eventos com registro histórico e instrumental na região do Médio Kwanza.

Tabela 9.1: Exemplo do Boletim de eventos sísmicos regional e local da Hidroproject (2007)

Nº	Ano	Mês	Dia	Hora	Min	Seg	t_{s-p} , seg.	Posto	Est. Sis.	Nº ficheiro crs	Observação
11	2003	2	1	6	36	59	13.91	PUNG	19	02011908	Evento regional: $t_0=6:36:40.3$; $9.6305S, 14.5411E$
				6	36	59	11.49	FAZE	21	02012109	
12	2003	2	1	9	28	46	11.54	FAZE	21	0201210b	Evento regional: $t_0=9h28m30.7s$; $9.6009S, 14.5282E$
				9	28	50	14.01	PUNG	19	02011909	
13	2003	2	1	15	28	14		PUNG	19	0201190a	Evento regional: Заир, №395(СД), $t_0=15:24:48.7$; $0.81S 27.62E$; $M=5.0$; $\Delta=16^\circ$
90	2003	6	12	0	22	17	?	PUNG	20	06122002	Tremor local. $t_0=00:22:16$; $9.7075S, 15.5253E$; $K=8.3$ (coordenadas obtidas pelo método de cruzamento de sinais). Processamento conforme o programa HYPO - $9.69980S, 15.52970E$.
				0	22	18	1.82	SENG	19	06121903	
				0	22	19	2.64	FAZE	21	0612211b	
05-83	2005	11	16	16	23	58	1.46	SENG	17	1116170b	Evento local; $t_0=16h23m56.7s$; $9.7718S 15.4690E$. Data errada na estação 17
				16	23	59	1.77	FAZE	18	11171804	

9.2 AQUISIÇÃO DE MAPAS

Os mapas Geológico e de ocorrência Mineral da República de Angola a escala 1:1.000.000, assim como os mapas topográficos a escala 1:100.000 foram adquiridos no Instituto Geológico de Angola (IGA) e no Instituto de Geodesia e Cartografia de Angola (IGCA) respectivamente, em formato Raster. Os mesmos foram digitalizados, georreferenciados e exportados para o programa ArcGis 10.1 onde foi feita a vetorização, de modo a torná-las fácil de manusear e cruzar com outros dados.

9.3 PRODUTOS DO SENSORIAMENTO REMOTO

9.3.1 Landsat-8

O principal objetivo do uso dos produtos de sensoriamento remoto (Landsat-8 e SRTM3), é de identificar estruturas geológicas primárias e secundárias (de domínio dúctil e rúptil), com principal destaque para as de domínio rúptil, que poderiam interferir na sismicidade da região.

O Satélite Landsat-8 entrou em operação em 2013, a sua plataforma opera com dois instrumentos imageadores: Operacional Land Imager (OLI) e Thermal Infrared Sensor (TIRS). Os produtos OLI consistem de nove bandas multiespectrais com resolução espacial de 30 m (bandas de 1 a 7 e 9); banda 8 (pancromática) com resolução espacial de 15 m. Já os produtos TIRS consistem de duas bandas 10 e 11 com resolução espacial de 100 m. O tamanho aproximado da cena Landsat-8 é de 170 km Norte-Sul por 183 km Leste-Oeste (Tabela 9.2).

Tabela 9.2. - Características espectrais dos instrumentos imageadores OLI e TIRS

Landsat-8 Bandas	Comprimento de onda (µm)	Resolução (metros)
Band 1 – Coastal aerosol	0.43 – 0.45	30
Band 2 – Azul	0.45 – 0.51	30
Band 3 – Verde	0.53 – 0.59	30
Band 4 – Vermelho	0.64 – 0.67	30
Band 5 – Infravermelho próximo (NIR)	0.85 – 0.88	30
Band 6 – Infravermelho de ondas curtas 1 (SWIR 1)	1.57 – 1.65	30
Band 7 – Infravermelho de ondas curtas 2 (SWIR 2)	2.11 – 2.29	30
Band 8 – Panchromatic	0.50 – 0.68	15
Band 9 – Cirrus	1.36 – 1.38	30
Band 10 – Infravermelho termal (TIRS) 1	10.60 – 11.19	100
Band 11 – Infravermelho termal (TIRS) 2	11.50 – 12.51	100

As cenas utilizadas têm as seguintes denominações: LC81810662013122LGN01 (path 181, row 66); LC81810672013122LGN01 (path 181, row 67); data de aquisição 2/5/2013; formato geotif. Os dados estão disponibilizados no site <http://earthexplorer.usgs.gov> (acessado, Novembro/2013).

9.3.2 Shuttle Radar Topography Mission (SRTM3)

O Radar SRTM foi lançado em Fevereiro de 2000 a bordo do ônibus espacial "Endeavour". Durante 11 dias obteve dados de altimetria estereoscópica de 80% da superfície terrestre, gerando imagens com resolução espacial (nos dados fontes) de um arco segundo para os Estados Unidos e três arcos segundo para o restante do mundo e com amplitude de grade 30 m para (SRTM1) e 90 m para (SRTM3). As cenas utilizadas têm as seguintes denominações: S09E014.hgt; S09E015.hgt; S09E016.hgt; S09E017.hgt; S10E014.hgt; S10E015.hgt; S10E016.hgt; S10E017.hgt. Os dados estão disponibilizados no site http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/Africa/ (acessado, Novembro/2013).

Antes do processamento propriamente dito (extração dos lineamentos), os dados foram pré-processados no programa Envi 8.1 disponível no Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília. Nesta etapa, o trabalho se resumiu no carregamento das cenas no ambiente Envi; correção da projeção; criação de mosaico; corte da área de interesse; criação da composição colorida (RGB) com as bandas 5, 6 e 4 do Landsat-8; aplicação do filtro direcional 120; criação de imagem de relevo sombreado com o produto da SRTM3; Combinação de ambos os produtos (Landsat-8 e SRTM3) para gerar a imagem 3-D e finalmente exportadas no formato tif, para o ambiente ArcGis 10.1 (também disponível no IG), onde foi feito o processo de extração de lineamentos a escala fixa de 1:200.000 (Figuras 9.2; 9.3; 9.4 e 9.5).

No entanto, na região existe uma divisão geológica que foi marcada de forma hipotética pela linha de cor vermelha nas Figuras 9.2 e 9.3. Do lado esquerdo da linha, a região é caracterizada pelo afloramento do embasamento. Já do lado direito, a região foi encoberta por rochas metassedimentares, impossibilitando deste modo o processo de extração de lineamentos nesta área, visto que não há certeza de que os lineamentos visíveis na superfície tenham continuidade no maciço rochoso.

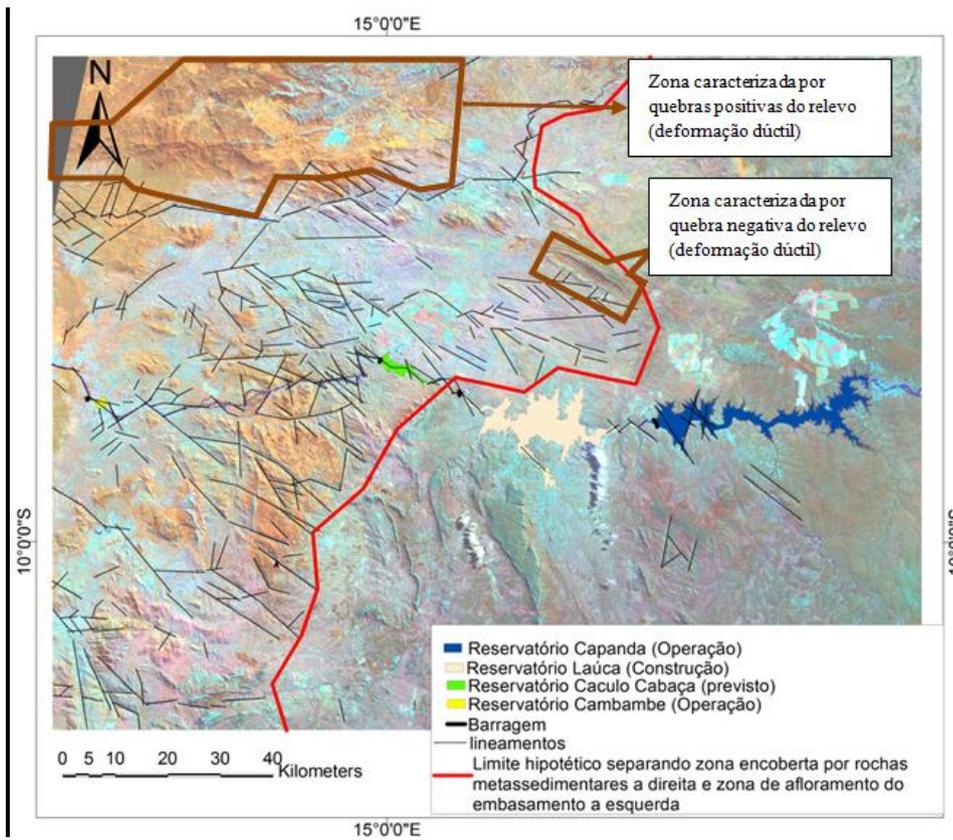


Figura 9.2: Extração de Lineamentos imagem Landsat-8 composição colorida (RGB), bandas 5, 6 e 4.

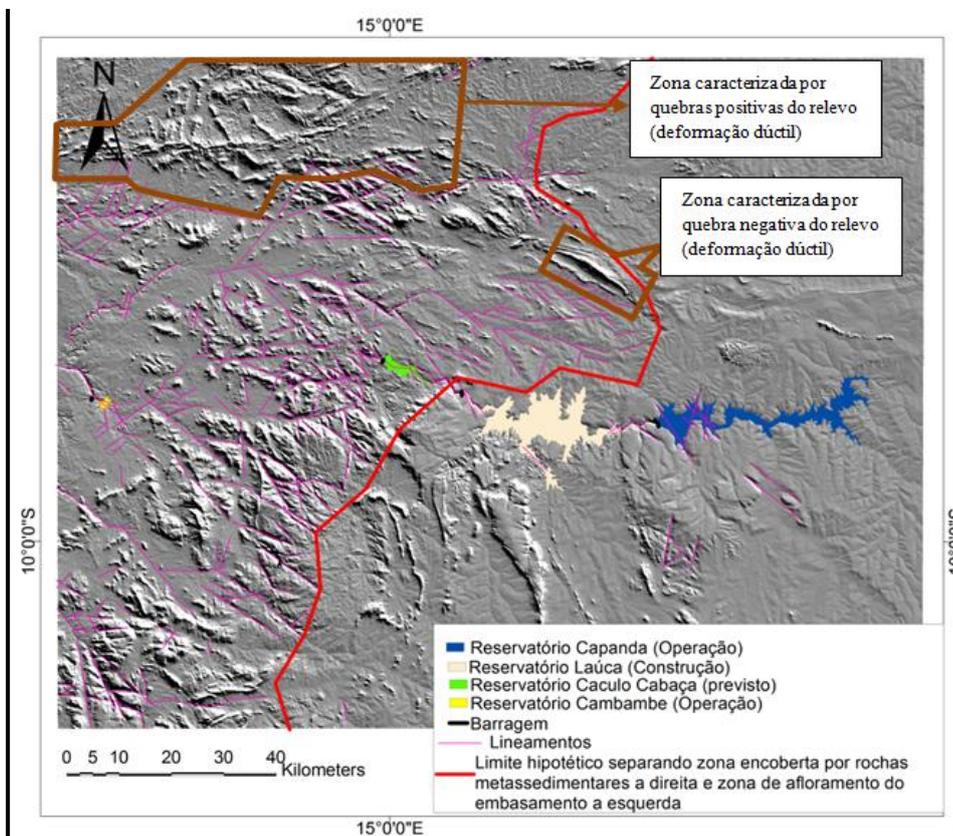


Figura 9.3: Extração de Lineamentos MDE da SRTM3.

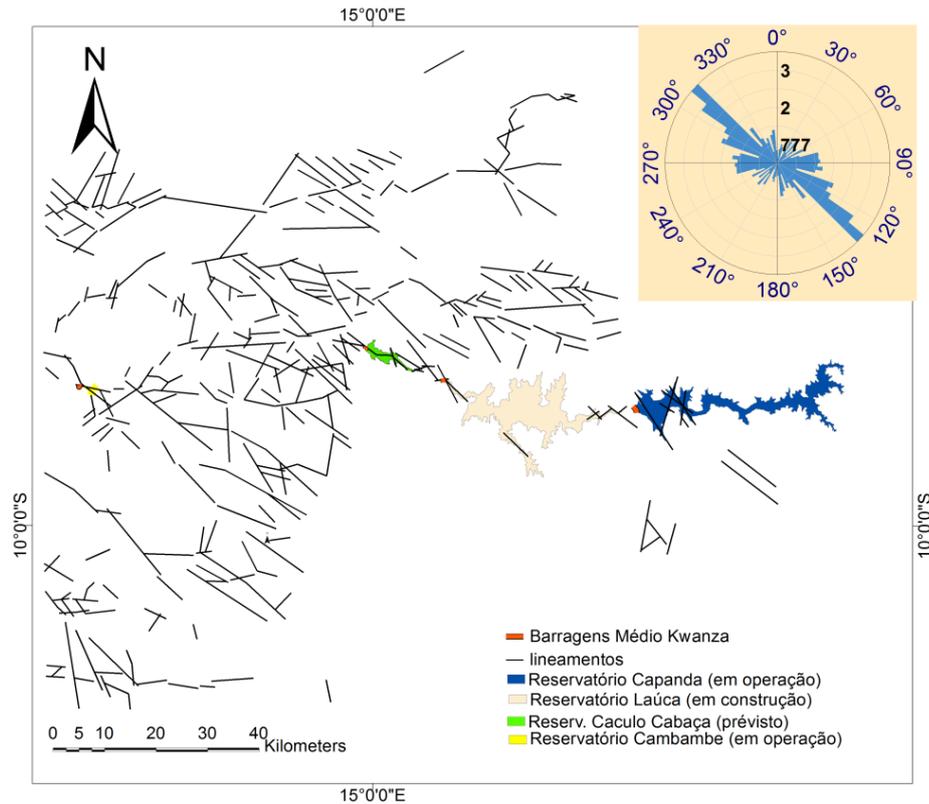


Figura 9.4: Mapa de Lineamentos, com tendência de orientação preferencial NW-SE, conforme diagrama de roseta no canto superior direito.

9.3.3 Pré-Processamento e Análise do Evento de 23/07/2013.

O pré-processamento, processamento e análise deste evento foi feito no programa SEISAN. A descrição sobre SEISAN encontra-se apresentada com mais detalhes no sub-capítulo 4.6.

Na Figura 9.5, é apresentado resumo das etapas desenvolvidas nesta fase dos trabalhos).

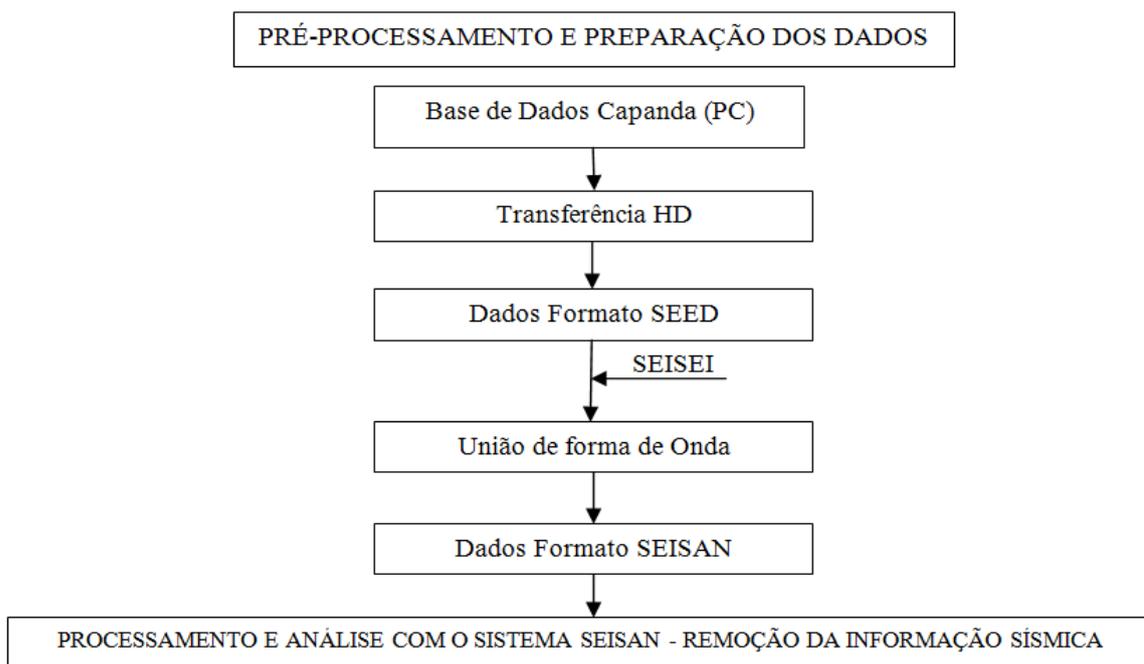


Figura 9.5: Diagrama em blocos da seqüência para a preparação pré-processamento dos dados do evento do dia 23/7/2013, antes de ser armazenado na base SEISAN.

9.3.3.1 Modelo Crustal Utilizado

O modelo crustal se encontra no arquivo Station0.hyp, colocado no subdiretório Capanda dentro do diretório WOR. Na figura 9.6 se encontra representado o modelo utilizado. Este modelo foi produzido com base em várias tentativas e foi o que melhor resultado apresentou.

```

Trial depth = 1.00  vp/vs = 1.70
velocity Model
Depth, km  vp, km/s  vs, km/s
    0.00    5.80    3.41
    0.25    6.20    3.65
    36.00    6.80    4.00  N
  
```

Figura 9.6: Modelo crustal desenvolvido para o evento local, N representa a descontinuidade de Moho .

9.3.3.2 *Processamento e Análise do evento do dia 23/07/2013.*

Conforme explanado anteriormente, nesta etapa do trabalho não serão apresentadas todas as sequências desenvolvidas para obtenção da informação sísmica. Desta feita, apresento apenas as etapas de marcação das fases; e os resultados da localização hipocentral obtidos (Figuras 9.7, 9.8 e 9.9), que serão discutidos com mais detalhe no próximo capítulo.

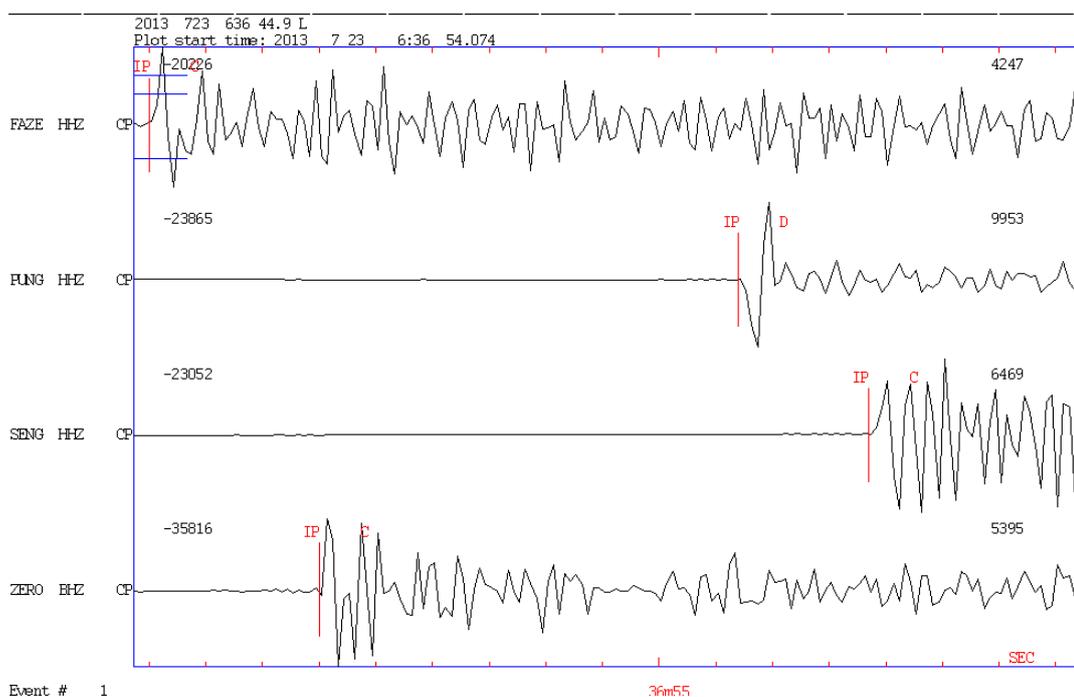


Figura 9.7: Ampliação das componentes verticais das 4 estações e marcação da fase P.

O mesmo processo foi feito para marcação da fase S em uma das componentes horizontais de cada estação. Foram ainda marcados os tempos coda (duração total em segundos da gravação do terremoto a partir da fase P até ao ponto onde o sinal da fase S já não se sobrepõe ao ruído do fundo).

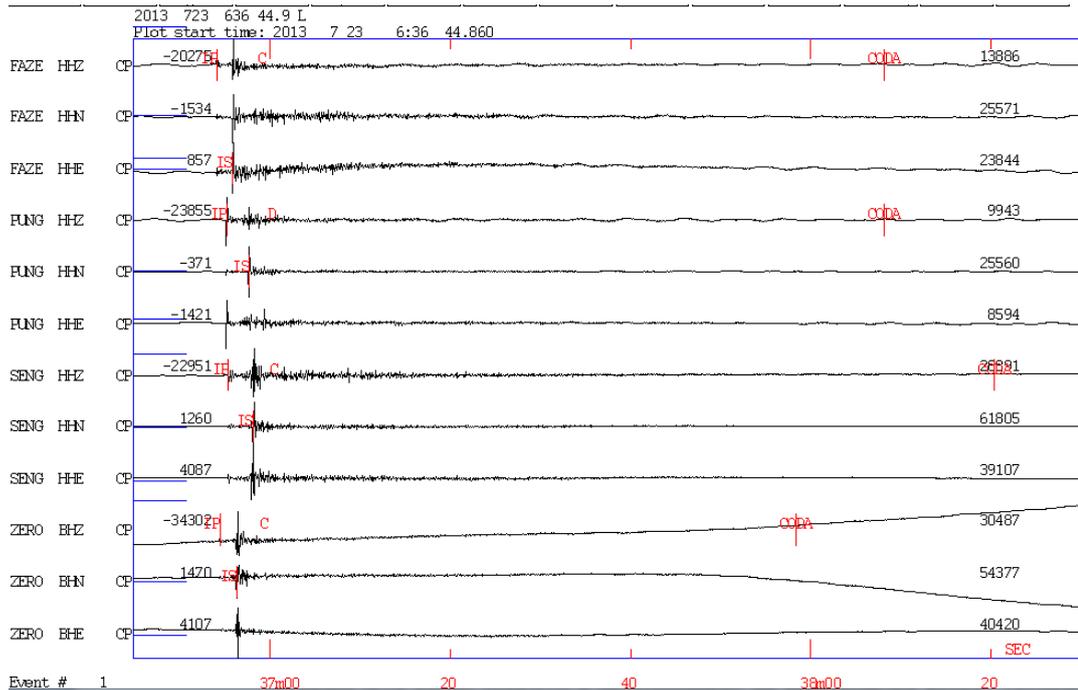


Figura 9.8: Visualização de todos os canais, com marcação das fases P e S, assim como o tempo coda.

Erros de Localização														
date	hrmn	sec	lat	long	depth	no	m	rms	damp	erln	erlt	erdp		
13	723	636	51.64	942.08S	15	24.7E	12.2	8	3	0.03	0.000	1.0	1.6	2.3
stn	dist	azm	ain	w	phas	calcphs	hrmn	tsec	t-obs	t-cal	res	wt	di	
FAZE	7	235.8	151.2	0	S	SG	636	55.8	4.12	4.14	-0.03	1.00	20	
FAZE	7	235.8	151.2	0	P	C PG	636	54.1	2.46	2.44	0.02	1.00	10	
ZERO	11	153.1	1139.0	0	S	SG	636	56.3	4.62	4.48	0.01	1.00	*13	
ZERO	11	153.1	1139.0	0	P	C PG	636	54.4	2.76	2.64	0.05	1.00	*5	
PUNG	18	79.3	125.0	0	S	SG	636	57.6	5.95	5.89	0.01	1.00	*23	
PUNG	18	79.3	125.0	0	P	D PG	636	55.1	3.50	3.46	0.00	1.00	*10	
SENG	19	125.7	124.1	0	P	C PG	636	55.4	3.73	3.78	-0.06	1.00	*8	
SENG	19	125.7	124.1	0	S	SG	636	58.1	6.43	6.43	-0.01	1.00	*11	
PUNG HZ	hdist:		21.3	coda:		73.0		mc =	2.2					
SENG HZ	hdist:		22.7	coda:		85.0		mc =	2.3					
ZERO BZ	hdist:		16.2	coda:		64.0		mc =	2.1					
FAZE HZ	hdist:		14.2	coda:		74.0		mc =	2.2					
2013	723	0636	51.6	L	-9.701	15.411	12.2	ZER	4	0.0	2.2	CZEP		
OLD:	723	636	44.9	L										

Tempos residuais

Figura 9.9: Localização do evento de 23/07/2013; o valor RMS é menor que 0,1; os erros de localização são menores que 3 km e os tempos residuais são menores que 0,1.

A diferença que se verifica entre o tempo observado e o tempo calculado, e, que se traduz nos tempos residuais, deve-se a vários aspectos: Efeitos da fonte, desvio do modelo teórico de velocidade com respeito à verdadeira trajetória das frentes de onda, heterogeneidade no caminho do raio sísmico e os efeitos do solo na estação.

10 CAPÍTULO - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS SDR

10.1 DADOS DA EXTRAÇÃO DE LINEAMENTOS.

No processo de extração de lineamentos, percebe-se claramente tanto na imagem Landsat-8 bem como na imagem da SRTM3, a presença de zonas com anomalias positiva e negativa associadas a estruturas de deformação dúctil, constituindo-se em zonas de fraqueza. Estas zonas estão diretamente ligadas ao soerguimento do Horst do Kwanza. Como principal elemento tectônico da região, o Horst do Kwanza tem um papel fundamental no comportamento dúctil/rúptil na região. Devo no entanto, lembrar que a elevação linear latitudinal do embasamento, com cerca de 300 km de comprimento e de 25 a 50 km de largura que se constituiu no Horst do Kwanza, está limitada a Norte e a Sul por falhas profundas do Meso-Cenozóico, tendo provocado a separação dos escudos do Maiombe e de Angola.

Pela orientação preferencial dos lineamentos na região NW-SE (Figura 9.4), leva a crer que a grande maioria das falhas na região é do tipo strike-slip (transcorrente), coincidindo com a constatação feita por Intertechne (2010). Exemplo dessa estrutura pode ser visto na Figura 10.1. Provavelmente, a direção do esforço horizontal máximo na região ($S_{Hmáx}$) coincide com a orientação preferencial dos lineamentos.

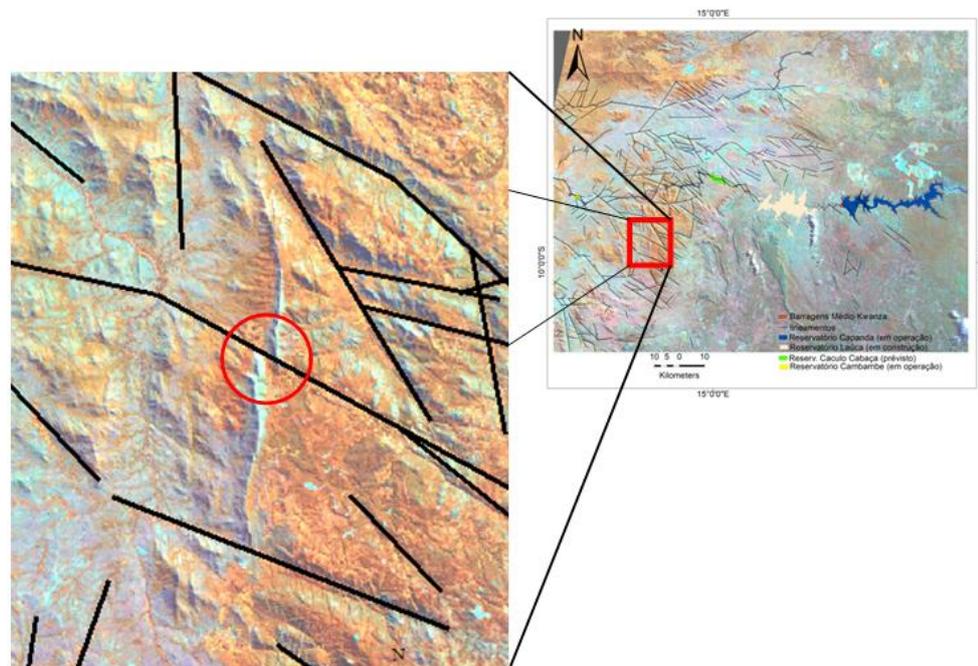


Figura 10.1: Falha do tipo transcorrente identificada na região.

10.2 DADOS DO EVENTO DE 23/07/2013.

Analisando os arquivos de saída print.out e hypsum.out (Figuras 10.2 e 10.3, respectivamente), nota-se que o programa efetuou 13 iterações até chegar ao menor RMS. Das informações do evento podemos observar a Data; Hora de ocorrência; o epicentro (Lat e Long); a profundidade (Depth = 12,2 km); número de fases usadas (no = 8); graus de liberdade (m =3); RMS = 0,03; damping (amortecimento). Outro parâmetro importantes é o valor da matriz resolução (k). Normalmente recomenda-se que o mesmo esteja próximo do valor $k = 0,005$; neste processamento atingiu-se exatamente este valor (atinge-se o melhor resultado para este parâmetro quando os valores da diagonal principal se aproximam de 1 e o resto dos valores da matriz a zero); Valores da Distance Root Mean Squared (DRMS) são úteis para determinar se a solução final alcançou o verdadeiro mínimo do RMS; "DRMS pos", indica que um valor mínimo foi alcançado, ou "DRMS neg", indica que não foi alcançado.

```

iter   origin      lat      long  depth  no  m    rms    damp.   erlg   erlt   erdp
      (sec)    (dg mn)  (dg mn) (km)
  1    50.46    948.95S  1516.79E  1.0    8  2    1.39   0.005   0.0    0.0    0.0
  2    51.44    950.82S  1521.00E  1.0    8  2    1.13   0.320  14.4  13.3   0.0
  3    52.24    949.69S  1523.17E  1.0    8  2    1.06   0.080  10.4  12.8   0.0
  4    52.72    948.07S  1523.89E  1.0    8  2    1.02   0.020   8.5  13.9   0.0
  5    53.15    944.62S  1525.17E  1.0    8  2    0.68   0.005   7.5  14.0   0.0
  6    52.84    941.70S  1525.91E  1.0    8  2    0.33   0.005   3.1   5.2   0.0
  7    52.73    941.34S  1525.56E  1.0    8  2    0.31   0.005   1.7   2.8   0.0
  7    52.70    941.23S  1525.52E  1.0    8  2    0.31   0.005   1.7   2.8   0.0
depth freed: icd= 3
  8    52.48    941.24S  1525.50E  5.2    8  3    0.25   5.120   0.3   0.5   5.8
  9    52.23    941.40S  1525.33E  7.8    8  3    0.18   1.280   0.7   1.2   3.2
 10    51.83    941.75S  1524.96E 10.9    8  3    0.08   0.320   1.2   1.9   3.8
 11    51.66    942.03S  1524.72E 12.1    8  3    0.03   0.080   1.0   1.6   2.6
 12    51.64    942.08S  1524.69E 12.2    8  3    0.03   0.020   1.0   1.5   2.2
 13    51.64    942.08S  1524.69E 12.2    8  2    0.03   0.005   1.0   1.5   0.0

date hr mn sec      lat      long  depth  no  m    rms    damp  erln  erlt  erdp  ic
13 723 636 51.64  942.08S  15 24.7E 12.2    8  3    0.03  0.000  1.0  1.6  2.3  3

origin time error:      0.27

DRMS values: d= 10.00 km

DRMS:      lon+d      lon-d      lat+d      lat-d      depth+d      depth-d
DRMS pos   1.11      0.83      0.59      0.59      0.47      0.39

Resolution matrix: k =      0.005

              Long      Lat      Depth
              Long  0.994  0.000  0.002
              Lat   0.000  0.994  0.002
              Depth 0.002  0.002  0.993

Azimuthal Gap in Station Coverage 204 degrees

stn  dist  azm  ain  w  phas  calcphs  hr mn  tsec  t-obs  t-cal  res  wt  di
FAZE 7 235.8151.2 0 S SG 636 55.8 4.12 4.14 -0.03 1.00 20
FAZE 7 235.8151.2 0 P C PG 636 54.1 2.46 2.44 0.02 1.00 10
ZERO 11 153.1139.0 0 S SG 636 56.3 4.62 4.48 0.01 1.00*13
ZERO 11 153.1139.0 0 P C PG 636 54.4 2.76 2.64 0.05 1.00* 5
PUNG 18 79.3125.0 0 S SG 636 57.6 5.95 5.89 0.01 1.00*23
PUNG 18 79.3125.0 0 P D PG 636 55.1 3.50 3.46 0.00 1.00*10
SENG 19 125.7124.1 0 P C PG 636 55.4 3.73 3.78 -0.06 1.00* 8
SENG 19 125.7124.1 0 S SG 636 58.1 6.43 6.43 -0.01 1.00*11

unweighted rms =      0.03

```

Figura 10.2: Arquivo print.out

```

Date Origin Lat Long Depth Mag No Gap Dmin Rms Erh Erz Erx Cvx Cvy Cvxz Cvyz Oterr
130723 0636 51.64 -9-42.08 15 24.69 12.2 2.2 8 204 7.2 0.03 1.9 2.3 1.0-0.873E-01-0.881E+00-0.112E+01 0.268E+00
    
```

Figura 10.3: Arquivo hypsum.out

Na tabela 10.1 e Figura 10.4, são apresentados os principais parâmetros da fonte e a localização do evento de 23/07/2013.

Tabela 10.1- Parâmetros da fonte do evento de 23/07/2013

Tempo de origem	Latitude (°)	Longitude (°)	ERH (km)	Depth (km)	Mag/N. estações	RMS (s)
06:36:51.64	-9.701	15.411	1.9	12.2	2.2 M _C /4	0.03

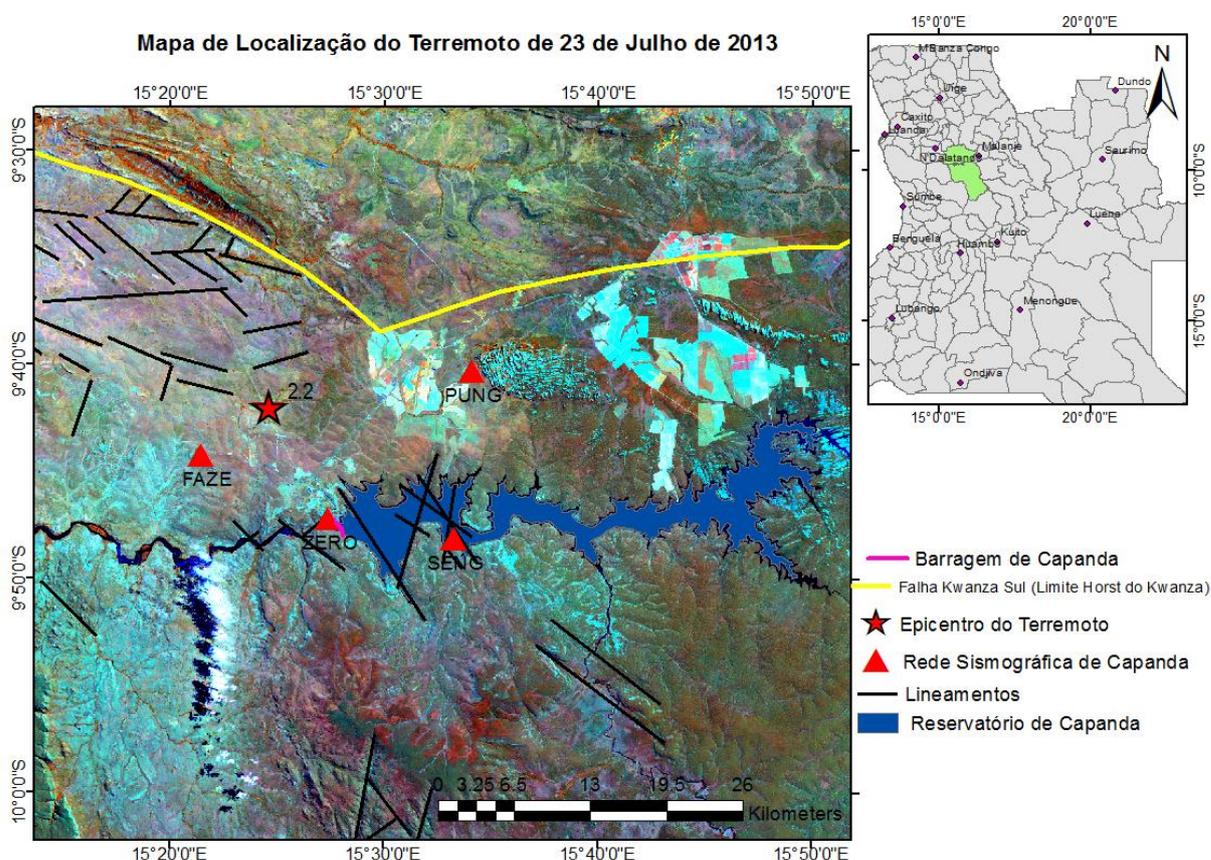


Figura 10.4: Localização do epicentro do terremoto de 23/07/2013.

Não foi possível correlacionar a fonte que gerou o evento de 23 de Julho de 2013, visto que a área se encontra encoberta por camada de rochas metassedimentares, o que torna difícil identificar as deformações do tipo rúptil. Ainda assim, verifica-se a existência de uma família de lineamentos com orientação NW-SE próximo do local da ocorrência do evento.

A quantidade de deformações do tipo dúctil/rúptil constatada nos produtos de sensoriamento remoto (Landsat-8 e SRTM3), leva a efetuar as seguintes questões: Até que ponto o surgimento de grandes ou pequenos reservatórios na região deverá influenciar o regime sísmico da mesma? Em quanto tempo a água represada deverá atingir, por gravidade, profundidades subcrustais, supondo que as referidas estruturas estejam sob esforço tectônico próximo de ruptura, e precipitar assim a ocorrência do terremoto? Para responder essas e outras perguntas que forem surgindo, é essencial que estudos geológicos e geofísicos sejam realizados para que se obtenha informações mais detalhadas sobre a região.

11 CAPÍTULO - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

11.1 CONCLUSÕES

Foi documentado e criado o primeiro banco de dados sísmicos de Angola, com informações relevantes sobre a atividade sísmica do País, contendo catálogos sobre sismicidade histórica e instrumental;

Foi elaborado o mapa de sismicidade Angolana (Figura 11.1), tendo sido alcançado os resultados esperados, com a reconfirmação das regiões sísmicas definidas por Moreira (1968) e contribuição com a definição da nova zona sísmica (Margem Passiva);

Tanto a sismicidade histórica quanto a instrumental indicaram que mais da metade dos terremotos ocorre em interiores e/ou nas bordas dos escudos. A distribuição espacial dos terremotos históricos sugere grande concentração dos eventos no Sudoeste, e, quase ausência em outras regiões do País. Já a sismicidade instrumental sugere distribuição mais equilibrada com predominância no escudo de Angola e bacias intracratônicas. Essa situação vem reforçar a ideia de que a distribuição espacial dos terremotos históricos é fortemente influenciado pela distribuição da população no País;

O valor do parâmetro b de 0,522 determinado por meio de eventos com registro instrumental, é característico de ambiente intraplaca e sugere concentração de esforço elevado. No entanto, este valor é próximo do valor b de 0,53 proposto para África por Gupta et al. (1972b);

Quanto à sismicidade desencadeada, não existe dados suficientes para afirmar que o reservatório de Capanda tenha desencadeado os sismos até agora registrados no entorno. No entanto, é possível verificar na Figura 10.4 a ocorrência de terremotos concentrados em área próxima ao reservatório. Na hipótese de os mesmos terem sido desencadeados pelo reservatório, podem ser classificados na categoria de **resposta lenta**, visto que os mesmos ocorreram sempre como resposta ao esvaziamento do reservatório (Figura 8.3). Apesar de apresentar poucos eventos (dispersos ao longo da sua extensão) com registro histórico ou instrumental, a região do médio Kwanza não pode ser considerada inativa;

11.2 RECOMENDAÇÕES

Como podemos verificar, apesar de ser região continental estável caracterizada geralmente por baixa taxa de ocorrência de terremotos, ficou patente que tem ocorrido um número considerável de terremotos em Angola com registro instrumental em estações fora do País. Isso leva a supor que, com uma rede local esse registro deve crescer e diminuir a magnitude de completude. Neste sentido, recomendamos:

- ✓ Que as instituições públicas como as Universidades e o INAMET em particular, se empenhem na instalação de redes locais numa primeira fase nas regiões previamente identificadas por Moreira (1968), e, reconfirmadas no âmbito deste trabalho, assim como ao longo da costa Angolana e em particular na região do Porto Ambuim, para monitorar a atividade sísmica que ocorre na nova zona identificada (margem passiva), de modos a possibilitar que se desenvolvam estudos para a determinação das fontes causadoras desses eventos;
- ✓ Que sejam instaladas estações sismográficas próximas as barragens antes do enchimento do reservatório, para que se tenha o conhecimento prévio do regime sísmico da área. Pela proximidade entre os reservatórios, provavelmente não será necessário que se instale no mínimo três estações como recomendado, mas sim que se aproveite a rede existente, para redesenhar o arranjo e expandir a mesma com inserção de novas estações instaladas em locais chave, fazendo com que as fontes produtoras dos eventos se localizem no interior da rede, reduzindo deste modo o gap azimutal;
- ✓ Realizar levantamentos sísmicos (Refração e Reflexão), para que se obtenha os modelos crustais das regiões. Recentemente, Da Silva et al. (2014) desenvolveram trabalho estudando a sismicidade registrada na usina hidrelétrica de Irapé, caracterizando a geologia ao redor da usina, tendo identificado e feito uma boa correlação entre as estruturas e a sismicidade, que permitiram compreender melhor a ocorrência dos eventos sísmicos na região em causa;
- ✓ Realizar mapeamento geológico em maior detalhe das regiões;
- ✓ Que se instale pelo menos uma estação sismográfica na região de Calulo.

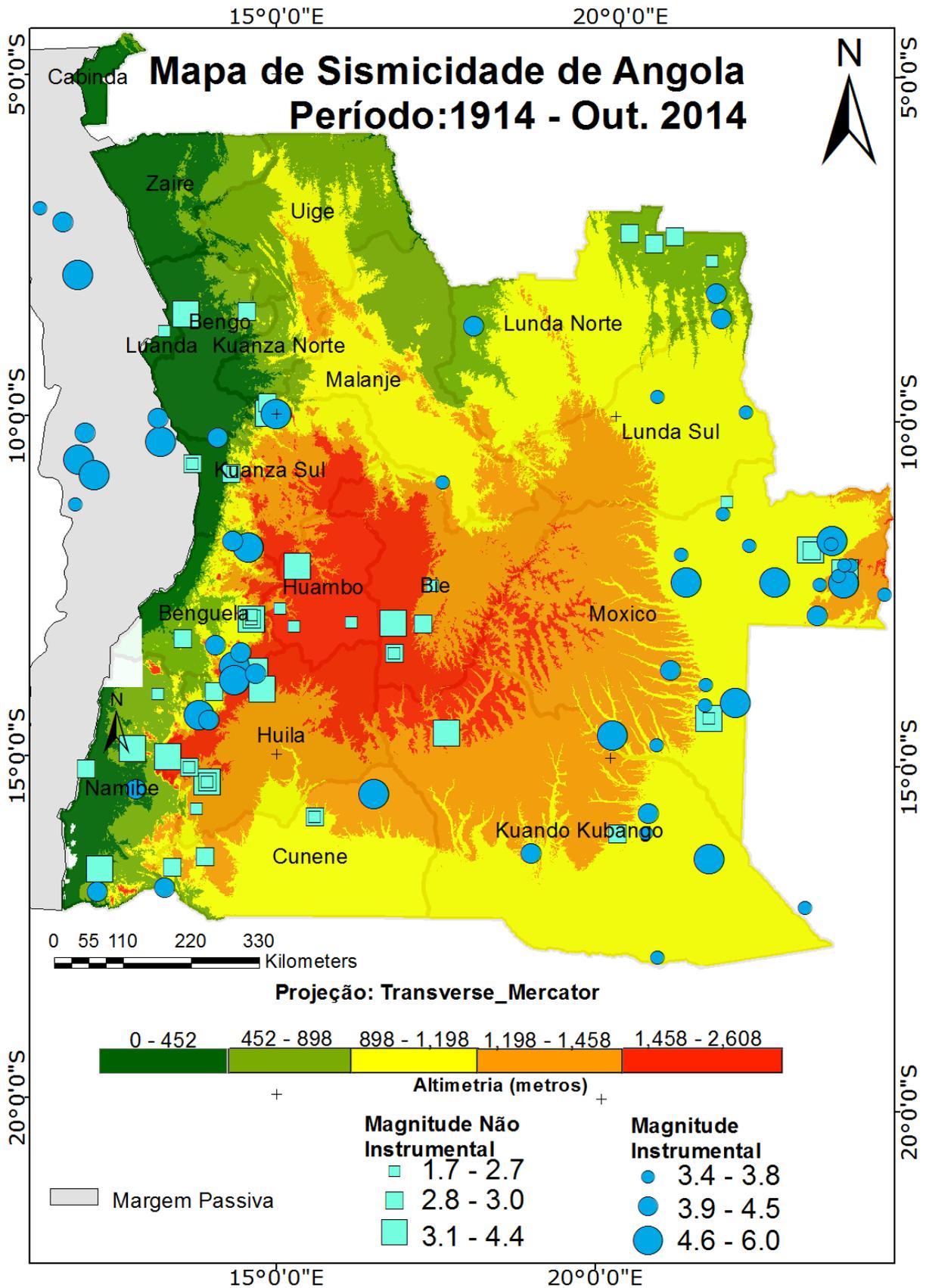


Figura 11.1: Mapa de Sismicidade histórica e instrumental de Angola, período 1914 a 2014.

REFERÊNCIAS

- AGRAWAL, P. N. **Engineering seismology**. [s.l.] Oxford & IBH Publishing Company, 1991.
- AL-HEETY, E. A. M. Historical seismicity of the stable continental regions (SCRs) in the Arabian plate (Preliminary Study). **MESF Cyber Journal of Earth Science**, v. 3, p. 22–41, 2005.
- ALLEN, C. R. Evaluation of seismic hazard at the Auburn damsite. **California, US Bureau of Reclamation Report, Denver**, p. 10, 1978.
- AMBRASEYS, N. N.; ADAMS, R. D. Reappraisal of major African earthquakes, south of 20 N, 1900–1930. In: **Natural Hazards**. [s.l.] Springer, v. 4p. 389–419, 1991.
- ARCHER, C. B.; ALLEN, J. N. A Catalogue of Earthquakes in the Lake Kariba Area, 1959-1968. **Meteorological Services, Salisbury**, p. 35, 1969.
- ASSUMPÇÃO, M.; Dourado, J. C.; Ribotta, L. C.; Mohriak, W. U.; Dias, F. L.; Barbosa, J. R. The São Vicente earthquake of 2008 April and seismicity in the continental shelf off SE Brazil: Further evidence for flexural stresses. **Geophysical Journal International**, v. 187, p. 1076–1088, 2011.
- ASSUMPÇÃO, M.; Ferreira, J. M.; Barros, L. V.; Bezerra, F. H. R.; França, G. S.; Barbosa, J. R.; Menezes, E.; Ribotta, L. C.; Pirchiner, M.; Do Nascimento, A.; Dourado, J. C. Intraplate seismicity in Brazil. In: **INTRAPLATE EARTHQUAKES**. PRADEEP TALWAN (Ed.) 1. ed. [s.l.] Cambridge University Press. 50. p. 50–71, 2014.
- ASSUMPÇÃO, M.; Marza, V.; Barros, L.; Chimpliganond, C.; Soares, J. E.; Carvalho, J.; Caixeta, D.; Amorim, A.; Cabral, E. Reservoir-induced seismicity in Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, p. 597–617, 2002.
- ASSUMPÇÃO, M.; SCHIMMEL, M.; ESCALANTE, C.; BARBOSA, J. R.; Rocha, M.; Barros, L. V. Intraplate seismicity in SE Brazil: Stress concentration in lithospheric thin spots. **Geophysical Journal International**, v. 159, p. 390–399, 2004.
- BAECHER, G. B.; KEENEY, R. L. Statistical examination of reservoir-induced seismicity. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 72, n. 2, p. 553–569, 1982.
- BARROS, L. V. **Sismicidade, esforços tectônicos e estrutura crustal da zona sísmica de Porto dos Gaúchos/MT**. [s.l.] Brasília, 2010.
- BARROS, L. V.; Assumpção, M.; Quintero, R.; Caixeta, D.; The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon craton - Brazil. **Tectonophysics**, v. 469, p. 37–47, 2009.
- BARROS, L. V.; FONTENELE, D. P. Sismicidade Induzida por Reservatório (SIR) e o Programa de Monitoramento Sismológico do Reservatório de Estreito. In: CESTE (Ed.). **Estreito o Novo Cenário da Água**. 1ed. Rio de Janeiro: e-papers, p. 33–57, 2012.
- BÁTH, M. Lateral inhomogeneities of the upper mantle. **Tectonophysics**, v. 2, n. 6, p. 483–514, 1965.

BELL, M. L.; NUR, A. Strength changes due to reservoir-induced pore pressure and stresses and application to Lake Oroville. **Journal of Geophysical Research**, v. 83, p. 4469, 1978.

BERROCAL, J.; Assumpção, M.; Antezana, R.; Dias Neto, C.M.; Ortega, R.; França, H.; Veloso, J.A.V. **Sismicidade Do Brasil**. 1 ed. [s.l: s.n.]. p. 320, 1984.

BRICE, S. E.; Cochran, M. D.; Pardo, G.; Edwards, A. D. Tectonics and Sedimentation of the South Atlantic Rift Sequence: Cabinda, Angola: Rifted Margins: Field Investigations of Margin Structure and Stratigraphy. In: **Studies in Continental Margin Geology**. [s.l: s.n.]. v. 34p. 5–18, 1982.

BUNGUM, H.; Havskov, J.; Hokland, B K.; Newmark, R. **Contemporary seismicity of northwest Europe**. *Annales geophysicae*. Series B. Terrestrial and planetary physics. p 567 - 575, 1986.

CAMARÃO JUNIOR, F. L. **Tectônica rúptil e sismicidade na área de inundação do açude do Castanhão (CE): implicações para o risco sísmico**. Tese de Mestrado [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2001.

CAMPBELL, D. L. Investigation of the stress concentration mechanism for intraplate earthquakes. **Geophysical Research Letters**, v. 5, n. 6, p. 477–479, 1978.

CARDER, D. S. Seismic investigations in the Boulder Dam area, 1940-1944, and the influence of reservoir loading on local earthquake activity. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 35, n. 4, p. 175–192, 1945.

CATANHA, M. **Caracterización de los peligros naturales en la cuenca del rio Kwanza, bajo la influência de la presa de Capanda, en Angola**. Tese de Mestrado [s.l.] Faculdade de Engenharia Civil da ISPAE, Havana, Cuba, 2006.

CHIMPLIGANOND, C.; ASSUMPÇÃO, M.; VON HUELSEN, M.; FRANÇA, G. S. The intracratonic Caraíbas-Itacarambi earthquake of December 09, 2007 (4.9 mb), Minas Gerais State, Brazil. **Tectonophysics**, v. 480, p. 48–56, 2009.

CHUNG-KANG, S.; HOU-CHUN, C.; CHU-HAN, C.; LI-SHENG, H.; TZU-CHIANG, L.; CHENG-YUNG, Y.; TA-CHUN, W.; HSUEH-HAI, L. Earthquakes induced by reservoir impounding and their effect on the Hsinfengkiang Dam. **Scientia Sinica**, v. 17, n. 2, p. 239–272, 1974.

CROCKETT, R. N.; MASON, R. Foci of mantle disturbance in southern Africa and their economic significance. **Economic Geology**, v. 63, n. 5, p. 532–540, 1968.

CRONE, A. J.; MACHETTE, M. N.; BOWMAN, J. R. Episodic nature of earthquake activity in stable continental regions revealed by palaeoseismicity studies of Australian and North American Quaternary faults. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 44, p. 203–214, 1997.

DA SILVA, G. F.; DE ARAÚJO FILHO, J. O.; VON HUELSEN, M. G.; CHIMPLIGANOND, C.; FRANÇA, G. S. Influência de estruturas brasileiras na sismicidade desencadeada por reservatório na Usina Hidrelétrica de Irapé, Minas Gerais. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 3, 2014.

DAWSON, J. B. The structural setting of African kimberlite magmatism. **African Magmatism and Tectonics**, Oliver and Boyd, Edinburgh, p. 321–335, 1970.

DE BEER, J. H.; GOUGH, D. I. An electrical conductivity anomaly and rifting in southern Africa. **Nature**, v. 255, p. 678–680, 1975.

DIAS, J. A. Perigosidade e Risco Sísmico em Portugal
http://w3.ualg.pt/~jdias/GEOLAMB/GA5_Sismos/57_Portugal/574_PerigosidadePort.html,
 Acessado, Novembro 2013.

EBO, B. M.; LUPINDI, S. M. B.; MITANGE, F. E.; JOSÉ, V. P.; DE OLIVEIRA, E. M.; NASCIMENTO, D.; DA SILVA, N.; CATANHA, M.; ADÃO, M.; PEREIRA NETO, F. A.; GROBBELAAR, M. **Relatório Sobre a Ocorrência Sísmica no Município da Chicomba, Província da Huila**. INAMET, Luanda, Angola: [s.n.], 2013a.

EBO, B. M.; LUPINDI, S. M. B.; MITANGE, F. E.; JOSÉ, V. P.; DE OLIVEIRA, E. M.; NASCIMENTO, D.; CATANHA, M. **Relatório Sobre a Ocorrência Sísmica no Município de Cassongue, Província do Kuanza Sul**. INAMET, Luanda, Angola: [s.n.], 2013b.

FRANÇA, G. S.; VON HUELSEN, M. G.; ASSUMPCÃO, M.; RIBOTTA, L. C.; CHIMPLIGANOND, C. N. **Update of the reservoir induced seismicity of Brazil - 2008** Brazilian International Symposium on Dams and Reservoirs for Multiple purposes. **Anais**. Brasília, Brasil: 2009.

FRANCHETEAU, J.; LE PICHON, X. Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic Ocean. **AAPG Bulletin**, v. 56, n. 6, p. 991–1007, 1972.

GANGOPADHYAY, A.; TALWANI, P. Symptomatic Features of Intraplate Earthquakes. **Seismological Research Letters**, v. 74, p. 863–883, 2003.

GOUGH, D. I. Incremental stress under a two-dimensional artificial lake. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 6, n. 5, p. 1067–1075, 1969.

GOUGH, D. I.; GOUGH, W. I. Stress and deflection in the lithosphere near Lake Kariba—I. **Geophysical Journal International**, v. 21, n. 1, p. 65–78, 1970a.

GOUGH, D. I.; GOUGH, W. I. Load-induced earthquakes at Lake Kariba—II. **Geophysical Journal International**, v. 21, n. 1, p. 79–101, 1970b.

GUPTA, H. K. **Reservoir induced earthquakes**. [s.l.] Elsevier, 1992.

GUPTA, H. K. A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. **Earth-Science Reviews**, v. 58, p. 279–310, 2002.

GUPTA, H.; NARAIN, H.; RASTOGI, B. K.; MOHAN, I. A study of the Koyna earthquake of December 10, 1967. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 59, n. 3, p. 1149–1162, 1969.

GUPTA, H. K.; RASTOGI, B. K. Dams and earthquakes. **Developments in geotechnical engineering**, n. 11, p. 229, 1976.

- GUPTA, H. K.; RASTOGI, B. K.; NARAIN, H. Common features of the reservoir-associated seismic activities. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 62, p. 481–492, 1972a.
- GUPTA, H. K.; RASTOGI, B. K.; NARAIN, H. Some discriminatory characteristics of earthquakes near the Kariba, Kremasta, and Koyna artificial lakes. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 63, p. 493–507, 1972b.
- HAVSKOV, J.; OTTEMOLLER, L. **SeisAn Earthquake Analysis Software Seismological Research Letters**, p 532 - 534, 1999.
- HAVSKOV, J.; OTTEMOLLER, L. **Routine data processing in earthquake seismology: With sample data, exercises and software**. [s.l: s.n.]. p. 1–347, 2010.
- HIDROPROJECT. **Fundamentação do Projeto do Aproveitamento de Capanda, para o GAMEK**. Moscovo, Rússia: [s.n.], 1986.
- HIDROPROJECT. **RESULTADOS DE OBSERVAÇÕES SÍSMICAS DE INSTRUMENTAÇÃO**. Moscovo, Rússia: [s.n.], 2007.
- HOUGH, S.; ARMBRUSTER, JOHN G.; SEEBER, L.; HOUGH, J. F. E. On the Modified Mercalli intensities and magnitudes of the 1811–1812 New Madrid earthquakes. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. B10, p. 23839 - 23864, 2000.
- HOUSTON, H.; KANAMORI, H. Source spectra of great earthquakes: teleseismic constraints on rupture process and strong motion. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 76, n. 1, p. 19–42, 1986.
- IAG-USP. **Boletim Sísmico Brasileiro - Catálogo do IAG**. <http://moho.iag.usp.br/sismologia/boletim.php>. Acessado, Agosto 2014.
- IBARRIA, C. A.; DIAS, A. M. T.; JERÓNIMO, A. C.; JOSÉ, V. P.; SCHULTHEISS, S.; SAULEDA, E. E. **Relatório Sobre a Ocorrência Sísmica na Província do Bié em 11 de Maio de 2003**. INAMET, Luanda, Angola: [s.n.], 2003.
- IBARRIA, C. A.; JERÓNIMO, A. C.; JOSÉ, V. P.; CATANHA, M. **Relatório Sobre a Ocorrência Sísmica na Província do Kwanza Sul**. INAMET, Luanda, Angola: [s.n.], 2009.
- IBARRIA, C. A.; JERÓNIMO, A. C.; JOSÉ, V. P.; CATANHA, M. **Relatório Sobre a Ocorrência Sísmica na Província do Bengo**. INAMET, Luanda, Angola: [s.n.], 2010.
- INCORPORATED RESEARCH INSTITUTIONS FOR SEISMOLOGY. **On-Line Data retrieved**. www.iris.edu/seismo. Acessado, Setembro 2014.
- INSTITUTO GEOLÓGICO DE ANGOLA. **NOTÍCIA EXPLICATIVA DA CARTA GEOLOGICA À ESCALA 1:1000000**. Luanda, Angola: [s.n.]. p. 194, 1989.
- INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL CENTRE. **On-line Bulletin**. <http://www.isc.ac.uk>. Acessado, Abril 2014
- INTERTECHNE. **APROVEITAMENTO HIDROELÉCTRICO LAÚCA ESTUDOS DE VIABILIDADE RELATÓRIO TÉCNICO**. Curitiba, Brasil: [s.n.], 2010.

ISACKS, B.; OLIVER, J. Seismic waves with frequencies from 1 to 100 cycles per second recorded in a deep mine in northern New Jersey. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 54, n. 6A, p. 1941–1979, 1964.

ISHIMOTO, M.; IIDA, K. Observations sur les seismes enregistrés par le microsismographe construit dernièrement (1). **Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo**, v. 17, p. 443–478, 1939.

JAEGER, J. C.; COOK, N. G. W.; ZIMMERMAN, R. **Fundamentals of rock mechanics**. 4th. ed. [s.l.] John Wiley & Sons, 2009.

JOHNSTON, A. C. The seismicity of “stable continental interiors.” In: **Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound**. [s.l.] Springer, p. 299–327, 1989.

JOHNSTON, A. C. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions-III. New Madrid 1811-1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755. **Geophysical Journal International**, v. 126, p. 314–344, 1996.

JOHNSTON, A. C.; COPPERSMITH, K. L. ; CORNELL, C. . The stable continental region earthquake database. **The Earthquakes of Stable Continental Regions: Assessment of Large Earthquake Potential, EPRI Rpt. TR**, v. 102261, p. 1–3, 1994.

JOHNSTON, A. C.; KANTER, L. R. Earthquakes in Stable Continental Crust. **Scientific American**, v. 262, n. 3, p. 68–75, 1990.

KARNER, G. D.; DRISCOLL, N. W.; MCGINNIS, J. P.; BRUMBAUGH, W. D.; CAMERON, N. R. Tectonic significance of syn-rift sediment packages across the Gabon-Cabinda continental margin. **Marine and Petroleum Geology**, v. 14, p. 973–1000, 1997.

LEBLANC, G.; ANGLIN, F. Induced seismicity at the Manic 3 reservoir, Quebec. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 68, n. 5, p. 1469–1485, 1978.

LIENERT, B. R. **HYPOCENTER 3.2-A Computer Program for Locating Earthquakes Locally Regionally and Globally, Hawaii Institute of Geophysics & Planetology, Honolulu**, 1994.

LIENERT, B. R.; BERG, E.; FRAZER, L. N. HYPOCENTER: AN EARTHQUAKE LOCATION METHOD USING CENTERED, SCALED, AND ADAPTIVELY DAMPED LEAST SQUARES. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 76, p. 771–783, 1986.

MARSH, J. S. Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 18, n. 2, p. 317–323, 1973.

MEDEIROS, S. L. C. **Análise da susceptibilidade, vulnerabilidade e do risco sísmico no concelho da Povoação (São Miguel, Açores), recorrendo a técnicas de cartografia automática**. Tese de Mestrado [s.l.: s.n.] Universidade de Coimbra, Portugal, 2010.

MOGI, K. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena. **Bull. Earthquake Res. Inst.**, v. 40, p. 125–173, 1962a.

MOGI, K. On the time distribution of aftershocks accompanying the recent major earthquakes in and near Japan. **Bull. Earthquake Res. Inst.**, v. 40, p. 107–124, 1962b.

MOGI, K. Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms: the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (third paper). **Bull. Earthquakes Res. Inst.**, v. 41, p. 615–658, 1963a.

MOGI, K. The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (second paper): The case of the materials having some heterogeneous structures. **Bull. Earthquakes Res. Inst.**, v. 41, p. 595–614, 1963b.

MOGI, K. Regional variations in magnitude-frequency relation of earthquakes. **Bull. Earthquake Res. Inst.**, v. 45, p. 313–325, 1967a.

MOGI, K. Earthquakes and fractures. **Tectonophysics**, v. 5, n. 1, p. 35–55, 1967b.

MOHRIAK, W. U. Bacias sedimentares da margem continental Brasileira. In: **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. [s.l.] CPRM Brasília, p. 87–165, 2003.

MOONEY, W. D.; RITSEMA, J.; HWANG, Y. K. Crustal seismicity and the earthquake catalog maximum moment magnitude (M_{\max}) in stable continental regions (SCRs): Correlation with the seismic velocity of the lithosphere. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 357, p. 78–83, 2012.

MOREIRA, V. DE S. Contribuição para o estudo da sismicidade de Angola. In: **Memórias [s.n.] Serviço Meteorológico de Angola (INAMET) Luanda, Angola**. V5, p 15, 1968.

MORRISON, P. W.; STUMP, B. W.; UHRHAMMER, R. The Oroville earthquake sequence of August 1975. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 66, n. 4, p. 1065–1084, 1976.

NEILL, W. M. Possible continental rifting in Brazil and Angola related to the opening of the South Atlantic. **Nature**, v. 245, n. 146, p. 104–107, 1973.

NUR, A.; BOOKER, J. R. Aftershocks caused by pore fluid flow? **Science (New York, N.Y.)**, v. 175, p. 885–887, 1972.

PAPAZACHOS, B. C. AFTERSHOCK ACTIVITY AND AFTERSHOCK RISK IN AREA OF GREECE. **Annali di Geofisica**, v. 24, n. 4, p. 439 – 456, 1971.

RAJENDRAN, K.; RAJENDRAN, C. P. Seismogenesis in the stable continental interiors: An appraisal based on two examples from India. **Tectonophysics**, v. 305, p. 355–370, 1999.

RICE, J. R.; CLEARY, M. P. Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents. **Reviews of Geophysics**, v. 14, n. 2, p. 227–241, 1976.

ROELOFFS, E. A. Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)**, v. 93, n. B3, p. 2107–2124, 1988.

ROTHER, J.-P. Fill a lake, start an earthquake. **NEW SCI, VOL 39, NO 605, PP 75-78, JULY 1968. 4 PP, 7 FIG.**, 1968.

ROTHER, J. P. Seismes artificiels. **Tectonophysics**, v. 9, n. 2, p. 215–238, 1970.

SBAR, M. L.; SYKES, L. R. **Contemporary compressive stress and seismicity in eastern North America: An example of intra-plate tectonics** Geological Society of America Bulletin. **Anais...** Geological Society of America, p 1861–1882, 1973.

SCHLUMBERGER. **WELL EVALUATION CONFERENCE** PETROLEUM GEOLOGY. **Anais**. Luanda, Angola: 1991

SCHOLZ, C. H. Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression. **Journal of Geophysical Research**, v. 3, p. 1417–1432, 1968.

SCHOLZ, C. H.; KOCZYNSKI, T. A.; HUTCHINS, D. G. Evidence for Incipient Rifting in Southern Africa. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 44, p. 135–144, 1976.

SCHULTE, S. M.; MOONEY, W. D. An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts. **Geophysical Journal International**, v. 161, n. 3, p. 707–721, 2005.

SIMPSON, D. **Triggered Earthquakes** **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, p 14 - 21, 1986.

SIMPSON, D.; LEITH, W.; SCHOLZ, C. Two Types of Reservoir-Induced Seismicity. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 78, p. 2025–2040, 1988.

SNOW, D. T. **Geodynamics of seismic reservoirs** Proc. Symp. Percolation Through Fissured Rocks, T2-J. **Anais**, 1972.

STEIN, S.; WYSESSON, M. **An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure**. [s.l.] Blackwell, p. 498, 2003.

SYKES, L. R. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. In: **Reviews of Geophysics**. [s.l.] Wiley Online Library, v.16 p. 621–688, 1978.

TALWANI, P. Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain them. **Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound**, v. 266, p. 563–579, 1989.

TALWANI, P. **On the Nature of Reservoir-induced Seismicity** **Pure and Applied Geophysics**, p 473-492, 1997.

TALWANI, P. Seismogenic properties of the crust inferred from recent studies of reservoir-induced seismicity—Application to Koyana. **Current Science**, v. 79, n. 9, p. 1327–1333, 2000.

TALWANI, P.; RAJENDRAN, K. **Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes** **Tectonophysics**, 1991.

TAVARES, A. C.; Montenegro, C. G. L.; Bezerra, F. H. R.; Sousa, M. O. L.; Ferreira, J. M. Mapa de falhas neotectônicas da Província Borborema com base em dados sismológicos, geofísicos e geológicos. **13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013**, p. 1993–1997, 29 ago. 2013.

United States Geological Survey -USGS. **On-line Bulletin**.
www.earthquake.usgs.gov/earthquakes/map, Acessado, Abril 2014.

UTSU, T. A statistical study on the occurrence of aftershocks. **Geophys. Mag.**, v. 30, p. 521–605, 1961.

UTSU, T. A method for determining the value of b in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. **Geophys. Bull. Hokkaido Univ**, v. 13, n. 99, p. 103, 1965.

VAIL, J. R. The southern extension of the East African Rift System and related igneous activity. **Geologische Rundschau**, v. 57, n. 2, p. 601–614, 1967.

ANEXO 1 - TABELAS

Tabela 1: Parâmetros dos terremotos históricos de 1943 - 2014(1-Moreira; 2-INAMET)

N. Evento	Data	Epicentro		Local	Int.	m _b eq. (3)	m _b eq. (4) e (5)	Dif.	Fonte
		Lat	Long						
1	05-10-1943	-13.7833	14.6833	Caluquembe (Hufla)	VI	3.9	5.1	1.2	1
2	12-01-1944	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
3	01-02-1944	-15.9167	15.5833	Mupa	III	2.6	4.0	1.4	1
4	21-02-1944	-14.1117	13.2404	Camucuio (Mulondo)	II	2.1	3.6	1.5	1
5	09-03-1944	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
6	03-04-1944	-14.1117	13.2404	Mulondo	II	2.1	3.6	1.5	1
7	14-06-1944	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
8	09-10-1944	-7.7	21.36667	N'zangi (Paiva de Andrade)	III	2.6	4.0	1.4	1
9	04-11-1944	-13.0722	16.7426	Cachingues (Bié)	VI	3.9	5.1	1.2	1
10	04-11-1944	-13.0601	16.1256	Sambo	II	2.1	3.6	1.5	1
11	24-12-1944	-13.1273	15.2663	Longonjo	III	2.6	4.0	1.4	1
12	06-01-1945	-13.0167	14.6333	Ganda (Benguela)	IV	3.0	4.4	1.4	1
13	26-04-1945	-14.9089	12.8459	Cuto (Namibe)	V	3.5	4.8	1.3	1
14	26-04-1945	-15.0251	13.376	Humpata	V	3.5	4.8	1.3	1
15	01-12-1945	-13.0167	14.6333	Ganda (Benguela)	V	3.5	4.8	1.3	1
16	05-12-1945	-13.304	13.607	Maiole (Lola) (Namibe)	IV	3.0	4.4	1.4	1
17	02-04-1946	-13.5167	16.7667	Chitembo (Bié)	IV	3.0	4.4	1.4	1
18	20-04-1946	-15.4068	13.9647	Quihita	IV	3.0	4.4	1.4	1
19	02-06-1946	-15.4068	13.9647	Quihita	IV	3.0	4.4	1.4	1
20	23-07-1946	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
21	15-08-1946	-13.0167	14.6333	Ganda (Benguela)	IV	3.0	4.4	1.4	1
22	13-02-1947	-11.8923	22.9029	Cazombo (Moxico)	IV-V	3.4	4.3	1.4	1
23	13-02-1947	-12.2082	23.412	Calunda (Moxico)	VI	3.9	5.1	1.2	1
24	13-02-1947	-7.31851	20.1653	Lóvua (L. Norte)	IV	3.0	3.7	1.4	1
25	14-02-1947	-9.99	14.8999	Calulo (K. Sul)	VI	3.9	5.1	1.2	1
26	16-04-1947	-13.0167	14.6333	Ganda (Benguela)	IV	3.0	4.4	1.4	1
27	09-05-1948	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	VI	3.9	5.1	1.2	1
28	23-10-1948	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	V	3.5	4.8	1.3	1
29	16-01-1949	-13.0167	14.6333	Ganda	III	2.6	4.0	1.4	1
30	23-01-1949	-13.0167	14.6333	Ganda	III	2.6	4.0	1.4	1
31	04-04-1949	-15.4068	13.9647	Quihita	II	2.1	3.6	1.5	1
32	26-04-1949	-12.514	17.3298	Cambândua	III	2.6	4.0	1.4	1
33	10-06-1949	-15.4068	13.9647	Quihita	II	2.1	3.6	1.5	1
34	22-06-1949	-13.0167	14.6333	Ganda	III	2.6	4.0	1.4	1
35	12-07-1949	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV-V	3.4	4.8	1.3	1
36	12-07-1949	-15.8	13.8	Pocolo (Hufla)	III	2.6	4.0	1.4	1
37	12-07-1949	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
38	19-07-1949	-13.0167	14.6333	Ganda (Benguela)	IV	3.0	4.4	1.4	1

Tabela 1(Continuação)

N. Evento	Data	Epicentro		Local	Int.	m _b eq. (3)	m _b eq. (4) e (5)	Dif.	Fonte
		Lat	Long						
39	19-07-1949	-13.0167	14.6333	Ganda (Benguela)	V	3.5	4.8	1.3	1
40	19-07-1949	-13.0167	14.6333	Ganda (Benguela)	IV	3.0	4.4	1.4	1
41	25-07-1949	-15.4068	13.9647	Quihita	III-IV	2.7	4.0	1.4	1
42	31-07-1949	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
43	27-10-1949	-14.0814	14.0764	Quilengues (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
44	04-11-1949	-13.0167	14.6333	Ganda	III	2.6	4.0	1.4	1
45	30-11-1949	-14.3831	21.4753	Lumbala N'guimbo (Gago Coutinho)	III	2.6	4.0	1.4	1
46	29-11-1949	-15.4068	13.9647	Quihita	II	2.1	3.6	1.5	1
47	22-02-1950	-13.5167	16.7667	Chitembo	III	2.6	4.0	1.4	1
48	08-03-1950	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
49	12-03-1950	-13.0167	14.6333	Ganda (Benguela)	V	3.5	4.8	1.3	1
50	04-05-1950	-11.8937	22.9162	Cazombo (Moxico)	IV	3.0	4.4	1.4	1
51	14-06-1950	-13.0167	14.6333	Ganda (Benguela)	V	3.5	4.8	1.3	1
52	20-08-1950	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
53	07-10-1950	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
54	09-10-1950	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
55	01-02-1951	-13.0167	14.6333	Ganda	III	2.6	4.0	1.4	1
56	28-05-1951	-13.0167	14.6333	Ganda	III-IV	2.7	4.5	1.4	1
57	17-01-1952	-13.0167	14.6333	Ganda (Benguela)	IV	3.0	4.4	1.4	1
58	04-05-1952	-10.733	13.7695	Amboim	III	2.6	4.0	1.4	1
59	14-05-1952	-13.0167	14.6333	Ganda (Benguela)	IV	3.0	4.4	1.4	1
60	03-07-1952	-15.1953	12.1508	Moçamedes (Namibe)	IV	3.0	4.4	1.4	1
61	21-10-1952	-15.9167	15.5833	Mupa	IV	3.0	4.4	1.4	1
62	20-04-1953	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
63	28-06-1953	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
64	24-10-1953	-16.1114	20.1403	Mavinga (K. Kubango)	IV	3.0	4.4	1.4	1
65	13-06-1954	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
66	13-07-1954	-15.4068	13.9647	Quihita	II	2.1	3.6	1.5	1
67	30-08-1954	-10.85	14.3667	Gabela	III	2.6	4.0	1.4	1
68	12-09-1954	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
69	14-12-1954	-13.0167	14.6333	Ganda	III	2.6	4.0	1.4	1
70	07-06-1955	-13.0167	14.6333	Ganda (Benguela)	V	3.5	4.8	1.3	1
71	25-10-1955	-16.6559	13.4237	Oncócuá (Cunene)	IV	3.0	4.4	1.4	1
72	12-11-1955	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
73	12-12-1955	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
74	12-12-1955	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
75	14-12-1955	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
76	27-03-1956	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1

Tabela 1(Continuação)

N. Evento	Data	Epicentro		Local	Int.	m _b eq. (3)	m _b eq. (4) e (5)	Dif.	Fonte
		Lat	Long						
77	23-03-1956	-11.2167	21.65	Luacano	III	2.6	4.0	1.4	1
78	24-03-1956	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
79	20-05-1956	-15.4068	13.9647	Quihita	II	2.1	3.6	1.5	1
80	09-06-1956	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
81	17-09-1956	-10.733	13.7685	Porto Amboim	IV	3.0	4.4	1.4	1
82	23-12-1956	-14.6725	17.5608	Serpa Pinto (Menongue)	V	3.5	4.8	1.3	1
83	25-09-1956	-13.0167	14.6333	Ganda	III	2.6	4.0	1.4	1
84	05-02-1957	-16.5026	13.925	Otchinjau (Cunene)	IV	3.0	4.4	1.4	1
85	03-05-1958	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
86	13-06-1958	-16.5026	13.925	Otchinjau (Cunene)	IV	3.0	4.4	1.4	1
87	08-08-1958	-13.0167	14.6333	V. Mariano Machado (Ganda)	IV	3.0	4.4	1.4	1
88	11-12-1958	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
89	26-12-1958	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
90	02-02-1959	-7.46	20.5215	Cachimo (Chitato) (L. Norte)	IV	3.0	4.4	1.4	1
91	12-09-1959	-15.1833	13.7	Quihita (Chibia)	IV	3.0	4.4	1.4	1
92	02-10-1959	-15.1833	13.7	Quihita (Chibia)	III	2.6	4.0	1.4	1
93	06-10-1959	-15.1833	13.7	Quihita (Chibia)	III	2.6	4.0	1.4	1
94	26-01-1960	-15.1833	13.7	Quihita (Chibia)	I	1.7	3.2	1.6	1
95	29-04-1960	-15.1833	13.7	Quihita (Chibia)	III	2.6	4.0	1.4	1
96	15-07-1960	-14.3831	21.4753	Gago Coutinho (L. N'guimbo, Moxico)	VI	3.9	5.1	1.2	1
97	01-09-1960	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
98	30-09-1960	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
99	08-11-1960	-8.5259	13.6863	Fazenda Tentativa, Mabuba e Úcua	V	3.5	4.8	1.3	1
100	13-11-1960	-9.8335	14.8693	Cabuta (K. Sul)	IV	3.0	4.4	1.4	1
101	14-04-1961	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
102	11-07-1961	-12.95	14.63333	Ganda (Estação Zootécnica Central)	III	2.6	4.0	1.4	1
103	15-09-1961	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
104	16-09-1961	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
105	19-12-1961	-15.4068	13.9647	Quihita (Hufla)	IV	3.0	4.4	1.4	1
106	28-02-1962	-12.95	14.63333	Ganda (Estação Zootécnica Central)	III	2.6	4.0	1.4	1
107	22-06-1962	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
108	06-07-1962	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1
109	10-07-1962	-15.4068	13.9647	Quihita	III	2.6	4.0	1.4	1

Tabela 1(Continuação)

N. Evento	Data	Epicentro		Local	Int.	m _b eq. (3)	m _b eq. (4) e (5)	Dif.	Fonte
		Lat	Long						
110	12-07-1962	-12.2398	15.316	Massano de Amorim (Lunduimbali, Huambo)	VI	3.9	5.1	1.2	1
111	06-12-1962	-12.8565	15.0645	Huambo (V. Flor e Longonjo)	III	2.6	4.0	1.4	1
112	01-06-1963	-7.3598	20.8145	Dundo	IV	3.0	4.4	1.4	1
113	15-08-1963	-15.4068	13.9647	Quihita (Huila)	IV	3.0	4.4	1.4	1
114	15-01-1964	-16.6667	12.3333	Iona (Namibe)	VII	4.4	5.5	1.2	1
115	16-06-1964	-16.6667	12.3333	Iona (Namibe)	V	3.5	4.8	1.3	1
116	14-06-1964	-10.8724	14.3341	Boa Estrada Gabela, Dala Cachibo	IV	3.0	4.4	1.4	1
117	17-08-1964	-8.77695	13.3717	Luanda, Cacuaco	III	2.6	4.0	1.4	1
118	26-03-2010	-8.4919	14.5756	Kissaquila, Quibaxi	IV	3.0	4.4	1.4	2
119	11-05-2003	-13.0799	17.1863	Kuito, Chitembo	IV	3.0	4.4	1.4	2
120	29-05-2009	-9.99	14.8999	Calulo (K. Sul)	V	3.5	4.8	1.3	2
121	22-04-2013	-14.0395	14.7976	Chicomba, Huila	V	3.5	4.8	1.3	2

Tabela 2 *Parâmetros dos terremotos com $m_b \geq 3,4$, dados instrumental de 1914 - 2014*

N.	Data	Epicentro		Prof.	M.	Localidade	Fonte	N. Estaç.
		Lat	Long					
1	24-05-1914	-10	15	35	6	Libolo, K. Sul	ISC	
2	15-07-1960	-14.15	21.85	0	5.9	L. Nguimbo, Moxico	ISC	
3	27-04-1967	-14.5	14	0	4	Cacula, Hu?ua	ISC	4
4	16-10-1967	-9.7	20.6	0	3.5	Saurimo, L. Sul	ISC	4
5	09-07-1968	-10.66	12.09	0	4.9	Porto Amboim, K. Sul	ISC	18
6	12-08-1968	-10.4	13.3	33	4.6	Porto Amboim, K. Sul	ISC	16
7	01-09-1968	-15.5	12.9	0	4.1	Virei, Namibe	ISC	6
8	23-06-1969	-11.4	21.6	0	3.6	Luacano, Moxico	ISC	5
9	10-10-1969	-17.9	20.8	0	3.6	Dirico, K. Kubango	ISC	5
10	01-11-1969	-12.1	23.5	0	3.4	Alto Zambeze, Moxico	ISC	3
11	19-11-1969	-11.8	23.2	0	3.4	Alto Zambeze, Moxico	ISC	1
12	28-09-1970	-9.9	21.9	0	3.7	Muconda, L. Sul	ISC	5
13	30-05-1972	-13.5081	14.4742	0	3.9	Cubal, Benguela	ISC	10
14	24-09-1972	-12	21	0	3.4	Kameia, Moxico	ISC	7
15	25-06-1973	-12.2498	23.3178	0	3.6	Alto Zambeze, Moxico	ISC	11
16	07-12-1974	-13.9096	14.3765	0	4.6	Caluquembe, Hu?ua	ISC	15
17	22-02-1976	-10.8807	12.3159	22.4	4.9	Porto Amboim, K. Sul	ISC & USGS	49
18	11-04-1976	-13.6981	20.877	0	4.3	L. Nguimbo, Moxico	ISC	7
19	18-10-1976	-14.8	20.7	0	3.6	Luchazes, Moxico	ISC	6
20	15-02-1978	-15.8	20.6	0	4.1	Mavinga, K. Kubango	ISC	
21	15-11-1978	-12.3711	22.3845	0	4.7	Alto Zambeze, Moxico	ISC	
22	09-05-1979	-14.42	13.8493	33	4.8	Quilengues, Hu?ua	ISC & USGS	72
23	18-09-1979	-14.2	21.4	0	3.5	L. Nguimbo, Moxico	ISC	2
24	09-01-1980	-8.7	17.9	0	4.1	Xa-Muteba, L. Norte	ISC	4
25	24-07-1982	-13.4	14.1	0	4.1	Cubal, Benguela	ISC	10
26	02-12-1982	-17.1	23	0	3.5	Rivungo, K. Kubango	ISC	2
27	29-04-1987	-17	12.3	0	4.1	Tombua, Namibe	ISC	7
28	26-11-1987	-16.95	13.314	10	4.4	Tombua, Namibe	USGS	
29	23-05-1989	-16.09	20.58	10	3.7	Mavinga, K. Kubango	ISC	4
30	05-06-1989	-11.9657	14.5949	10	5.1	Cassongue, K. Sul	ISC & USGS	107
31	17-07-1991	-12.1	23.4	0	3.4	Alto Zambeze, Moxico	ISC	3
32	09-09-1993	-12.5	24	0	3.4	Alto Zambeze, Moxico	ISC	2
33	04-06-1995	-7.1656	11.8856	0	4.3	Tomboco, Zaire	ISC	20
34	20-11-1996	-10.0579	13.2664	0	4	Porto Amboim, K. Sul	ISC	8
35	06-08-1999	-8.543	21.517	10	4.5	Cambulo, L. Norte	ISC & USGS	41
36	19-10-2001	-7.941	12.104	10	5.3	Nzento, Zaire	ISC & USGS	315
37	14-09-2002	-12.838	23.022	10	4	Alto Zambeze, Moxico	ISC	10
38	23-03-2003	-13.7054	14.3744	38.2	4.7	Chongoroi, Benguela	ISC, USGS & Hidroproject	44
39	13-12-2004	-10.2614	12.1866	10	4.2	Porto Amboim, K. Sul	ISC & USGS	8
40	08-10-2006	-10.9913	17.4616	10	3.6	Luquembo, Malange	ISC & USGS	8

Tabela 2 (Continuação)

N.	Data	Epicentro		Prof.	M.	Localidade	Fonte	N. Estaç.
		Lat	Long					
41	18-06-2007	-13.8166	14.6937	10	4.1	Caluquembe, Hu?a	ISC & USGS	19
42	09-08-2007	-8.1803	21.443	10	4	Cambulo, L Norte	ISC & USGS	11
43	28-02-2009	-11.3138	12.0383	0	3.6	Porto Amboim, K. Sul	ISC	7
44	29-05-2009	-10.3403	14.1421	0	3.9	Quilenda, K. Sul	ISC	12
45	02-03-2010	-6.9659	11.5569	0	3.8	Soyo, Zaire	ISC	7
46	21-06-2011	-13.901	21.408	26	3.4	L. Nguimbo, Moxico	ISC	1
47	19-04-2012	-15.584	16.474	10	4.9	Cuvelai, Cunene	ISC	1
48	01-09-2012	-16.427	18.851	15	4.5	Longa, K. Kubango	ISC	3
49	23-04-2013	-12.406	21.083	0.2	4.8	Luena, Moxico	ISC	3
50	01-08-2013	-12.398	23.043	10	3.4	Alto Zambeze, Moxico	ISC	1
51	26-08-2013	-14.665	20.029	10	5.2	Luchazes, Moxico	ISC	1
52	10-09-2013	-11.746	23.206	10	4.9	Alto Zambeze, Moxico	ISC	1
53	11-09-2013	-12.355	23.397	10	4.8	Alto Zambeze, Moxico	ISC	3
54	19-11-2013	-11.8616	14.363	0	4.1	Cassongue, K. Sul	ISC, USGS & Neste trabalho	26
55	02-12-2013	-11.853	22	10	3.4	Luacano, Moxico	ISC	1
56	06-03-2014	-16.444	21.536	0	4.9	Rivungo, K. Kubango	ISC	3

Evento N.54, processado no âmbito deste trabalho com magnitude 3.9 Mc.

Tabela 3- Casos relatados dos reservatórios associados a mudanças na sismicidade

Name of the dam/reservoir	Country	Height of dam (m)	Reservoir volume (10^6 m^3)	Year of impounding	Year of largest earthquake	Magnitude/intensity
<i>Sites where earthquakes having magnitude ≥ 6.0 were triggered</i>						
Hsinfengkiang	China (PRC)	105	13,896	1959	1962	6.1
Kariba	Zambia–Zimbabwe	128	175,000	1958	1963	6.2
Koyta	India	103	2780	1962	1967	6.3
Kremasta	Greece	160	4750	1965	1966	6.2
<i>Sites where earthquakes having magnitude between 5.0 and 5.9 were triggered</i>						
Aswan	Egypt	111	164,000	1964	1981	5.6
Bernmore	New Zealand	110	2040	1964	1966	5.0
Charvak	Uzbekistan	148	2000	1971	1977	5.3
Eucumbene	Australia	116	4761	1957	1959	5.0
Gehayan	China	151	3400	1993	1997	VI
Hoover	USA	221	36,703	1935	1939	5.0
Marathon	Greece	67	41	1929	1938	5.7
Oroville	USA	236	4400	1967	1975	5.7
Srinagarind	Thailand	140	11,750	1977	1983	5.9
Warna	India	80	1260	1987	1993	5.0
<i>Sites where earthquakes having magnitude between 4.0 and 4.9 were triggered</i>						
Aksombo Main	Ghana	134	148,000	1964	1964	V
Bajira Basta	Yugoslavia	90	340	1966	1967	4.5–5.0
Bhatsa	India	88	947	1981	1983	4.9
Bratsk	Russia	100	169		1996	4.2
Cansarillas	Spain	49	37	1960	1964	4.1
Canelles	Spain	150	678	1960	1962	4.7
Capivari–Cachoeira	Brazil	58	180	1970	1971	VI
Clark Hill	USA	60	3517	1952	1974	4.3
Dahua	China (PRC)	74.5	420	1982	1993	4.5
Danjiangkou	China (PRC)	97	16,000	1967	1973	4.7
Foziling	China (PRC)	74	470	1954	1973	4.5
Grandval	France	88	292	1959	1963	V
Hoa Binh	Vietnam	125		1988	1989	4.9
Kastraki	Greece	96	1000	1968	1969	4.6
Kerr	USA	60	1505	1958	1971	4.9
Komani	Albania	130	1600	1985	1986	4.2
Kurobe	Japan	186	149	1960	1961	4.9
Lake Baikal	Russia					4–4.8
Lake Pukaki	New Zealand	106	9000	1976	1978	4.6
Manicouagan 3	Canada	108	10,423	1975	1975	4.1
Marimbondo	Brazil	94	6150	1975	1975	IV
Monteynard	France	155	275	1962	1963	4.9
Nurek	Tadjikistan	317	1000	1972	1972	4.6
P. Colombia/V. Grande	Brazil	40/56	1500/2300	1973–1974	1974	4.2
Piastra	Italy	93	13	1965	1966	4.4
Pieve de Cadore	Italy	116	69	1949	1950	V
Shenwo	China (PRC)	50	540	1972	1974	4.8
Vouglans	France	130	605	1968	1971	4.4
<i>Sites where earthquakes having magnitude < 4.0 were triggered</i>						
Acu	Brazil	31	2400	1983	1994	2.8
Blowering	Australia	112	1628	1968	1973	3.5

Tabela 3 (Continuação)

Name of the dam/reservoir	Country	Height of dam (m)	Reservoir volume (10^6 m ³)	Year of impounding	Year of largest earthquake	Magnitude/intensity
<i>Sites where earthquakes having magnitude < 4.0 were triggered</i>						
Capivara	Brazil	59	10,500	1976	1976	3.7
Carmo do Cajuru	Brazil	22	192	1954	1972	3.7
Contra	Switzerland	220	86	1963	1965	3.0
Dhammi	India	59	285	1983	1994	3.8
Donjiang	China (PRC)	157	81	1986	1990	3.2
Emborcação	Brazil	158	17,600	1981	1984	~ 2.0
Emmosson	Switzerland	180	225	1973	1973	3.0
Fierza	Albania	167	2800	1978	1981	2.6
Gandipet	India	36	117	1920	1982	3.5
Grancarevo	Yugoslavia	123	1280	1967	1967	3.0
Hendrik Verwoerd	South Africa	66	5000	1970	1971	2.0
Huangshi	China (PRC)	40	610	1970	1974	2.3
Hunanzhen	China (PRC)	129	2060	1979	1979	2.8
Idulki	India	169	1996	1975	1977	3.5
Iezhitezhi	Zambia	65	5000	1976	1978	3.8
Jocasse	USA	107	1431	1971	1975	3.2
Kamafusa	Japan	47	45	1970	1970	3.0
Katse	Lesotho	185	1950	1995	1996	3.1
Keban	Turkey	212	31,000	1973	1973	3.5
Kouris	Cyprus				1994–1995	3.0
Kurupsai	USSR	~ 100	500	1981	1983	Microearthquakes
Lake Gordon–Lake Peddar	Australia	140	13,500	1974	1978	Microearthquakes
LG 3	Canada	80		1981	1983	3.7
Lubuge	China (PRC)	103	110	1988	1988	3.4
Makio	Japan	105	75	1961	1978	Earthquake swarm
Monticello	USA	129	500	1977	1979	2.8
Mula	India	56	1017	1972	1972	1.0
Nagawado	Japan	155	123	1969	1969	Earthquake swarm
Nanchong	China (PRC)	45	15	1969	1974	2.8
Nanshui	China (PRC)	81	1220	1969	1970	2.3
Novo Ponte	Brazil		128		1995	3.7
Oued Fodda	Algeria	101	225	1932	1933	3.0
Parabuna–Paraitinga	Brazil	94/105	4700	1975–1976	1977	3.0
Qianjin	China (PRC)	50	20	1970	1971	3.0
Ridracoli	Italy	103	33	1981	1988	3.5
Salanfe	Switzerland				1995	2.5
Schlegeis	Austria	117	128	1970	1971	2.0
Shasta	USA	183	5615	1944	1944	3.0
Shengjiaxia	China (PRC)	35	4	1980	1984	3.6
Shuikou	China (PRC)	101	2350	1993	1994	3.2
Sobradinho	Brazil	43	34,100	1977	1979	~ 2.0
Sriramsagar	India	43	32,000	1983	1984	3.2
Talbingo	Australia	162	935	1971	1973	3.5
Thomson	Australia			1983	1990	3.0
Toktogul	Kirghizia	215	19,500	1977		2.5
Tongjiezi	China (PRC)	74	30	1992	1992	2.9
Tucuruí	Brazil	100	45,800	1984	1985	3.4
Vajont	Italy	262	150	1960	1960	
Zhelin	China (PRC)	62	7170	1972	1972	3.2

Tabela 3 (Continuação)

Name of the dam/reservoir	Country	Height of dam (m)	Reservoir volume (10^6 m^3)	Year of impounding	Year of largest earthquake	Magnitude/intensity
<i>Sites where earthquakes having magnitude < 4.0 were triggered</i>						
Wujiangdu	China (PRC)	165	2140	1979	1985	2.8
Yantan	China (PRC)	110	2430	1992	1994	3.5
<i>Decrease in microearthquake activity</i>						
Anderson	USA	72	110	1950		
Bhakranangal	India	226	9868	1958		
Flaming Gorge	USA	153	4674	1962		
Glen Canyon	USA	216	33,305	1963		
Ikawa	Japan	104	151	1957		
Mangla	Pakistan	116	7250	1967		
Tarbela	Pakistan	143	13,960	1974		
Tsengwen Reservoir	Taiwan	128	708	1973		
<i>Other possible cases</i>						
Cabin Creek	USA	49				
Clark Canyon	USA	40				
Coyote Valley	USA	50				
Disposal Wells, northeastern Ohio	USA				1986	5.0
El Grado	Spain	130				
Ghirni	India	16				
Kinnersani	India	61				
Palisades	USA	82				
Parambikkulam	India	73				
Rockey Reach	USA					
San Luis	USA	116				
Sefid Rud	Iran	106				
Sleepy Hollow Oil field	Canada					
Ukai	India	69				
Waragamba	Australia	137				

Tabela 4- valores *b* para sequências de terremotos associados a reservatórios e terremotos naturais na região em causa (Gupta, 1992)

Região e intervalo de tempo	Número de Terremotos	Gama de Magnitude	<i>b</i>
Lago Mead, 1941 a 1942	536	2,0 - 4,0	1,40
Barragem Monteynard, 25 Abril 1963 a 13 Nov. 1967	57	1,1 - 3,1	0,72
Barragem Kurobe	110	2 - 25 mm amplitude	1,46
Pré-abalos Reservatório Kariba, 8 Junho 1959 a 23 Set. 1963	291	2,0 - 4,0	1,18
Pós-abalos Reservatório Kariba, 23 Set. 1963 a 27 Dez..1968	1.114	2,0 - 5,8	1,02
Região de África, 1 Jan. 1963 a 30 Junho 1966	43	3,2 - 5,6	0,53
Pré-abalos Reservatório Kremasta, 1 Set. 1965 a 5 Fev. 1966	740	2,0 - 4,2	1,41
Pós-abalos Reservatório Kremasta, 5 Fev. 1966 a 30 Nov. 1966	2.580	2,0 - 5,6	1,12
Terremotos normais Região Kremasta,			0,64
Terremotos Normais e Rasos Região Grécia			0,82
Pré-abalos Reservatório Koyna, 10 Set. 1964 a 13 Set. 1967	51	2,8 - 3,7	1,87
Pós-abalos Reservatório Koyna, 10 Dez. 1967 a 27 Junho 1969	422	3,0 - 5,2	1,09
Pré-abalos Reservatório Hsinfengkiang, Jul 1961 a 18 Março 1962	Milhares	$\geq 1,0$	1,12
Pós-abalos Reservatório Hsinfengkiang, 18 Março 1962 a Dez. 1972	Milhares	$\geq 1,0$	1,04
Terremotos Normais Região Hsinfengkiang	Centenas	$\geq 2,0$	0,72
Pós-abalos Reservatório Nurek, 1971 a 1979	Centenas	$M_L \geq 1,6$	1,05
Região Nurek, 1971 a 1979	Centenas	$M_L \geq 1,6$	0,89
Aswan	5,6	4,6	
Pré-abalos Reservatório Bhatsa, 1 Julho 1983 a 15 Set. 1983	Centenas		1,04
Pós-abalos Reservatório Bhatsa, 15 Set. 1983 a 30 Set. 1983	Centenas		0,90
Sequência de Godavari Valley, 4 Abril 1969 a 2 Maio 1969	52	2,1 - 5,7	0,51
Registros Históricos de mais de 300 anos Península Indiana	52	4,0 - 7,0	0,47
Pré-abalos Reservatório Manic 3, 15 Set 1975 a 23 Out. 1976	Cerca de 70		0,76
Pós-abalos Reservatório Manic 3, 23 Out. 1976 a Abril 1976	Centenas		1,23
Pré-abalos Lago Oroville, 27 Jan. 1975 a 1 Agosto 1975	5	3,0 - 4,5	0,37
Pós-abalos Lago Oroville,	46	3,0 - 5,7	0,61
Norte Califórnia	Centenas	3,0 - 6,0	0,78

ANEXO 2 - RESUMO DO ARTIGO

Resumo do artigo submetido ao Journal of African Earth Science**ANGOLA SEISMICITY MAP**

PEREIRA NETO, Francisco António^{1,2}; FRANÇA, George Sand¹; CHIMPLIGANOND, Cristiano¹

1. Observatório Sismológico da Universidade de Brasília, Brazil;
2. Gabinete de Aproveitamento do Médio Kwanza (GAMEK) Angola.

Abstract

This work describes the development of the Angolan earthquake catalog and seismicity distribution in the Southwestern African Plate, in Angola. This region is one of the least seismically active, even for stable continental regions (SCR's) in the world: the maximum known earthquake had a magnitude of 6.0 M_s while events with magnitudes of 5 have return period of about 10 years. Events with magnitude 6 and above occur with return period of about 40 years. Five (5) seismic zones can be defined in Angola, within and along craton edges and in the sedimentary basins including offshore. Overall, the exposed cratonic regions tend to have more earthquakes compared to other regions such as sedimentary basins. Earthquakes tend to occur in early and later Archaic rocks; early and later Proterozoic, including fold belts, especially inside preexisting weakness zone; tectonic-magmatic reactivation zones of Mesozoic and Meso-Cenozoic, associated with the installation of a wide variety of intrusive rocks of ultrabasic-alkaline, basic and alkaline, kimberlites and carbonatites, strongly marked by intense tectonism, with well documented several faults and fractures in the Angola Geological map, scale 1:1.000.000. This fact can be explained by the models of preexisting weakness zones and stress concentration near intersecting structures. The Angolan passive margin is also a region where seismic activity occurs. Although clear differences are found between different areas along the passive margin (in the middle near Porto Amboim city, seismic activity is more frequent compared with Northwestern and Southwestern portions).