



UNIVERSIDADE D
COIMBRA

Armanda Trindade Isaac da Cruz

**A BACIA DO RIO CACULUVAR (SUB-BACIA DO
RIO CUNENE, ANGOLA): UMA ANÁLISE INTEGRADA
DE FONTES SEDIMENTARES, TENDÊNCIAS DE
MODIFICAÇÃO COMPOSICIONAL E POTENCIAIS
RECURSOS GEOLÓGICOS**

Tese de Doutoramento em Geologia, Ramo Recursos Geológicos e Ambiente,
orientada pelo Professor Doutor Pedro Morgado Dinis e Professor Doutor
António Alberto Teixeira Gomes, e apresentada ao Departamento de Ciências
da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra

Julho de 2023



Departamento de Ciências da Terra
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA UNIVERSIDADE
DE COIMBRA

**A BACIA DO RIO CACULUVAR (SUB-BACIA DO
RIO CUNENE, ANGOLA): UMA ANÁLISE
INTEGRADA DE FONTES SEDIMENTARES, TENDÊNCIAS
DE MODIFICAÇÃO COMPOSICIONAL E POTENCIAIS
RECURSOS GEOLÓGICOS**

Tese de Doutoramento em Geologia
Ramo de Recursos Geológicos e Ambiente

Orientadores científicos

Professor Doutor Pedro Morgado Dinis,
Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra
Professor Doutor António Alberto Teixeira Gomes,
Faculdade de Letras da Universidade do Porto

Julho de 2023

ÍNDICE GERAL

ACRÓNIMOS	ix
RESUMO	xi
ABSTRACT	xiii
AGRADECIMENTOS	xv
CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO GERAL	1
1.1 Justificação da escolha do tema	1
1.2 Objetivos da investigação.....	5
1.3 Estrutura da tese	6
CAPÍTULO II – ENQUADRAMENTO REGIONAL	8
2.1 Breves considerações sobre a fisiografia da BHC.....	10
2.1.1 Setor Caculuar e o Setor Mucope.....	11
CAPÍTULO III – METODOLOGIAS E TÉCNICAS DE INVESTIGAÇÃO	14
3.1 Considerações Gerais	14
3.2 Pesquisa bibliográfica.....	14
3.3 O Trabalho de campo	15
3.4 Trabalho laboratorial	17
3.4.1 Granulometria	17
3.4.2 Mineralogia por DRX	19
3.4.3. Mineralogia da fração densa	20
3.4.4 Composição Química	21
3.5. Trabalho de Gabinete	22
3.5.1. Análise de dados em SIG	22
3.5.2 Cartografia.....	23
3.5.3 Caraterização Morfométrica	24
CAPÍTULO IV – QUADRO GEOLÓGICO DA BACIA DO CACULUAR	26
4.1 Contexto tectónico geral.....	26
4.2 Unidades cartografadas na região do Caculuar-Mucope.....	27
4.2.1 A Geologia do Setor Caculuar	30
4.2.2 A Geologia do Setor Mucope – Baixo Cunene.....	37
CAPÍTULO V – CARATERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA DA BHC	39
5.1 Breves considerações sobre as unidades geomorfológicas	39
5.2 As aplanções da bacia hidrográfica do Caculuar	41
5.2.1 As Terras Altas da Huíla (TAH) – 1ª Aplanção	47
5.2.2 A Região dos Gambos.....	53
5.2.3 A Região do Baixo Cunene.....	55
5.3 Relevo do setor Mucope – bacia de enchimento do Cunene.....	57
5.4 Declives na Bacia Hidrográfica do Caculuar	58
5.4.1 Declives nas TAH – Humpata – Bimbe	59
5.4.2 Declives TAH – Unidade inferior	61

5.4.3 Declives do relevo na Região dos Gambos	61
5.4.4 Declives no setor Mucope	62
5.5 Tipo de solos da bacia hidrográfica do Caculuar	62
5.5.1 Os solos das Terras Altas da Huíla	64
5.5.2 Os solos na região dos Gambos	67
5.5.3 Os solos do setor Mucope	67
5.6 Ocupação do solo na bacia	68
5.6.1 Ocupação pela vegetação natural	71
5.6.1. Vegetação arbórea de pequeno e médio porte.....	73
5.6.2. Zonas Agrícolas	73
5.6.3 Ocupação Urbana	76
CAPÍTULO VI – MORFOMETRIA E HIDROGRAFIA DA BHC	77
6.1 Caraterísticas Geométricas da Bacia	77
6.1.1 Área e Perímetro	77
6.1.2 Fator de forma (Kf)	78
6.1.3 Coeficiente de compacidade (Kc)	78
6.1.4 Índice de circularidade	79
6.2 Caraterísticas do Relevo da Bacia	80
6.2.1 Amplitude altimétrica da bacia	80
6.2.2 Curva Hipsométrica	81
6.2.3 Relação de Relevo.....	82
6.2.4 Índice de Rugosidade	83
6.2.5 Coeficiente de Massividade	84
6.2.6 Coeficiente Orográfico.....	84
6.3 Caraterísticas do Sistema de Drenagem	85
6.3.1 Hierarquia da Drenagem	86
6.3.2 Densidade da rede hidrográfica.....	88
6.4 Detalhes sobre a hidrografia da BHC	93
6.4.1 Rio Caculuar.....	94
6.4.2 A Hidrografia no Setor Mucope.....	102
CAPÍTULO VII – ANÁLISE CLIMÁTICA DA BHC	104
7.1 Breves considerações.....	104
7.2 Tendências da temperatura atmosférica na BHC	105
7.2.1 O regime da temperatura nas Terras Altas da Huíla	108
7.2.2 Temperatura na região intermédia e Sul da BHC	110
7.3 Os climas da BHC segundo a classificação climática de Koppen.....	111
7.4 Precipitação na BHC	113
CAPÍTULO VIII – SEDIMENTOS DA BHC	116
8.1. Pontos de amostragem	116
8.2. Caraterísticas gerais dos sedimentos	118
8.3 Mineralogia.....	120
8.3.1. Mineralogia da amostra total.....	120
8.3.2. Minerais de argila.....	123
8.3.3 Minerais pesados	124
8.4 Composição química	127
8.4.1 Caraterísticas gerais	127
8.4.2 Terras raras.....	132
8.5 Composição dos sedimentos em função da área de alimentação	136
8.5.1 Dominados por fontes félsicas	137

8.5.2 Dominados por fontes máficas	138
8.5.3 Dominados por fontes sedimentares	139
8.5.4 De origem mista	140
CAPÍTULO IX – CONTROLES SOBRE A PRODUÇÃO SEDIMENTAR.....	142
9.1 Composição de sedimentos como indicadores de proveniência.....	142
9.2 Evidências de fornecimento heterogêneo de diferentes regiões	145
9.3 Condições de meteorização refletidas na composição de sedimentos.....	150
9.3.1 Indicadores da intensidade de alteração química	150
9.4 Alterações composicionais em ciclos sedimentares	158
9.4.1 Processos químicos	159
9.4.2 Processos físicos.....	161
CAPÍTULO X – CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECIMENTO DE POTENCIAIS RECURSOS GEOLÓGICOS	164
10.1 Minerais industriais	168
10.2 Terras raras e elementos associados.....	173
10.3. Metais ferrosos	175
CAPÍTULO XI – CONSIDERAÇÕES FINAIS	177
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	180
ANEXOS.....	199

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Enquadramento geográfico da Bacia Hidrográfica do Rio Caculuar (BHC).	8
Figura 2 – Municípios representados na bacia hidrográfica do Caculuar, abrangendo as províncias da Huíla (municípios da Humpata, Lubango, Chibia, Gambos e a região Sul de Quipungo e Matala) e Cunene (municípios da Cahamae Ombadja).....	9
Figura 3 - Mapa da bacia Hidrográfica do Caculuar, ilustrando os dois setores individualizados na bacia: setor Caculuar e setor Mucope.....	12
Figura 4 - Trabalho de campo: A – Rocha básica intrusiva nas imediações do Dongue; B – recolha de amostra na localidade do Chiange, na área dos ciclos de erosão endorreica do Cuanhama (Feio 1981); C – recolha de amostras na região do Mucope. 16	
Figura 5 - Preparação dos sedimentos para as análises granulométricas: A – amostra vinda do campo; B – homogeneização e quarteamento da amostra; C – Granulómetro laser Coulter LS_230 para determinação da textura.	18
Figura 6 – Algumas etapas de preparação de amostras para análise po DRS. (A e B) procedimentos para a obtenção de lâminas de argilas; (C) lâminas de argilas para identificação dos argilominerais; (D) resultado de DRX obtidos para amostra com minerais não ordenados (amostra total).....	19
Figura 7 – Processo de crivagem, pesagem e separação de minerais pesados das amostras de sedimentos, por meio do líquido denso (politungstato de sódio) para a montagem das respectivas lâminas densas.	21
Figura 8 - Esboço das grandes unidades geológicas da África meridional e ligação ao Cratão de São Francisco na América do Sul antes da abertura do Oceano Atlântico. KAB: Cinturão Karagwe-Ankole; KIB: Cinturão Kibariano (imagem modificada por Ernest et al. 2013).....	27
Figura 9 - Geologia da bacia hidrográfica do rio Caculuar e área envolvente (Fonte: folha 4 da carta geológica dos Serviços de Geologia e Minas, 1974).	29
Figura 10 - A – Quartzitos da escarpa da Serra da Chela; B – rochas quartzíticas correspondentes à Serra da Chela, exposta à significativa erosão eólica e hídrica, a NW da cidade do Lubango.....	30
Figura 11 - Sequência estratigráfica do Grupo da Chela e Formação da Leba, aflorante no Planalto da Humpata (Pereira et al., 2011).....	31
Figura 12 – Aspectos geológicos do Planalto da Humpata: A e B – Região da Tundavala, cabeceiras do principal rio da bacia, ilustrando bases areníticas dos afloramentos da Tundavala; C e D – Planalto do Bimbe e blocos de quartzitos intensamente fraturados com alguma intercalação arenítica.	33
Figura 13 - Rocha granítica biotítica de grão médio fino, na periferia do Lubango – Mapunda.	34
Figura 14 – Afloramentos do complexo gabro-anortosítico: A - intrusão granítica no complexo Gabro-anortosítico; B- afloramentos do gabro-anortositos fraturados.....	36
Figura 15 – Depósitos arenosos eólicos do setor Mucope: A – siltitos e grés que assentam em discordância sobre rochas cristalinas – gabros-anortosíticas; B e C –	

depósitos de sedimentos arenosos de coloração rosada, avermelhada; D – depósitos arenosos de cor esbranquiçada.	37
Figura 16 - Unidades geomorfológicas do sudoeste de Angola, retratando a bacia do rio Caculuar (adaptado de Feio, 1981).	40
Figura 17 - As três principais aplanções que constituem a BHC: A – Terras Altas da Huíla; B – Região dos Gambos e C – Baixo Cunene.	42
Figura 18 - Perfil topográfico ilustrando o Planalto Principal (Jessen, 1936) e o setor Mucope.	43
Figura 19 – Principais formas do relevo da BHC: A – Terras altas da Huíla, observando-se o planalto do Bimbe soerguido sobre o planalto da Humpata, nas imediações da nascente do rio Nene; B – Gabros da região dos Gambos; C – Aplanção dos Gambos interrompida por alguns afloramentos; D – Depósitos de sedimentares não consolidados do setor Mucope; E – Configuração do relevo do setor Mucope (superfícies baixas separadas por interflúvios, SINFIC, 2005).	46
Figura 20 - Hipsometria da bacia hidrográfica do rio do Caculuar e áreas envolventes.	47
Figura 21 - Perfil topográfico da superfície das TAH, ilustrando o bloco do Bimbe acima do planalto da Humpata e a unidade inferior da região do Lubango.	49
Figura 22 – Morfologia do relevo do planalto da Humpata: A – O bloco do Bimbe, sobre o planalto da Humpata, caracterizado por quartzitos intensamente fraturados; B – Escarpa do bloco do Bimbe sobre o planalto da Humpata; C – Superfície plana, quase perfeita, na direção sul do planalto da Humpata.	50
Figura 23 - Perfil topográfico ilustrando as TAH na direção sul da aplanção da Humpata e do Lubango.	51
Figura 24 - Escarpa oriental contínua da Serra da Chela, limitando a direção ocidental da região do Lubango.	52
Figura 25 – Morfologia do sopé da escarpa da Chela no Lubango: A – Depósitos arenosos e cascalhentos na direção noroeste do Lubango (Mapunda); B – depósitos arenosos na direção ocidental da cidade do Lubango.	53
Figura 26 - Perfil topográfico e corte geológico do norte das localidades do Chiange até ao limite leste do setor Mucope.	54
Figura 27 - Morfologia da Região dos Gambos: A – O vale do rio Caculuar na região dos Gambos, em tempo seco; B – Aplanção da Região dos Gambo com afloramentos gabro-anortosíticos; C e D – Depósitos dos “Ciclos de Erosão Endorreicos” (Feio, 1981).	55
Figura 28 - Perfil topográfico e corte geológico da superfície estreitada do setor Caculuar, na região dos Gambos, com a região do Mucope mais alargada.	56
Figura 29 - Planície sedimentar contínua e aplanada do setor Mucope.	57
Figura 30 - Perfil topográfico e corte geológico referente ao setor Mucope e o setor Caculuar, no sentido nordeste e sudoeste.	58
Figura 31 - Distribuição dos declives na Bacia do Caculuar.	60
Figura 32 - Carta de solos da Bacia do Caculuar (adaptado da Carta Generalizada dos Solos de Angola – Junta das Missões Geográficas e de Investigações do Ultramar; IUSS, 2014).	66

Figura 33 - Carta de uso dos solos da Bacia Hidrográfica do Caculuar (Fonte: CCI Land Cover S2 prototype LC 20m map of Africa, 2016).....	69
Figura 34 - Curva hipsométrica e frequências altimétricas da bacia hidrográfica do rio Caculuar.	81
Figura 35 - Sistema de drenagem na BHC e classificação da ordem dos seus cursos de água segundo os critérios de Strahler (1957).....	87
Figura 36 - Perfil Longitudinal do rio Caculuar.....	91
Figura 37 - Perfil longitudinal do rio Mucope, principal afluente do rio Caculuar.	92
Figura 38 - Afluentes do rio Caculuar na cidade do Lubango (Adaptado de Martins et al., 2019).....	95
Figura 39 - Perfil topográfico da aplanção inicial sobre a qual o rio Caculuar faz o seu curso.	95
Figura 40 - A – Rio Nene, no planalto da Humpata próximo da sua nascente; B – represa de pequeno porte sobre o rio Caculuar, no norte da Quihita, antes de terminar a primeira secção.	96
Figura 41 - O relevo que antecede a segunda secção do rio Caculuar.	97
Figura 42 - Perfil topográfico ilustrando o rio Caculuar e o seu afluente Dongue, no início da segunda secção do rio Caculuar.	98
Figura 43 - Perfil topográfico ilustrando o rio Caculuar e o seu tributário – rio Muheque na localidade do Chianje.	98
Figura 44 – Morfologia do leito do rio Caculuar em alguns pontos do Complexo gabro-anortosítico: A – Leito alargado do rio Caculuar, na região do Chiange, em tempo seco; B – leito do rio Muheque, tributário do rio Caculuar, no Chiange, em tempo seco; C – leito do Caculuar na unidade dos depósitos endorreicos embutidos; D – Calhaus angulosos no canal do rio Caculuar no Chiange.....	100
Figura 45 - Interflúvio entre o setor Caculuar e o setor Mucope, nas proximidades de Cavalua (Cahama).	100
Figura 46 – Hidrografia na última secção do Rio Caculuar na localidade da Cahama; A – o rio Caculuar na localidade da Cahama; B – foz do rio Caculuar. Local em que o rio Caculuar interceta o rio Cunene, na localidade do Humbe; C – Rio Cunene, foz do rio Caculuar, em tempo seco; D – horizonte visual de um dos vales do Mucope, em tempo seco.	101
Figura 47 - Perfil topográfico ilustrando a alternância das superfícies planas e baixas que se interligam, como marcas da rede de drenagem.	102
Figura 48 - Variação da temperatura média mensal e anual para a BHC.	106
Figura 49 - Variação da temperatura média mensal Humpata, Lubango, Quihita e Cahama (1998 – 2000).	107
Figura 50 - Temperatura média, mínima e máxima anual, para o Lubango nos anos 1951-1971 (série A).	109
Figura 51 - Temperatura média mínima, máxima anual para o Lubango ente os anos 1998 - 2020 (série B).....	109
Figura 52 - Temperatura média mensal Cahama em 2016.	111

Figura 53 - Os tipos climáticos existentes na BHC segundo a classificação de Köppen.	112
Figura 54 - Distribuição da precipitação média mensal e anual na bacia do Caculuvar.	114
Figura 55 - Localização dos pontos de amostragem. S: amostra de areia; L: amostra de lodo.	116
Figura 56 - Curvas de frequências relativas acumuladas, para separar os sedimentos lodosos dos areno-cascalhentos da bacia hidrográfica do Caculuvar (as curvas em verde representam as amostras lodosas e em castanho representam as amostras arenosas).	119
Figura 57 - Curvas de frequência relativa, usando o limite inferior da classe e percentagem retida em cada uma das classes, obtidos para os sedimentos considerados arenosos.	119
Figura 58 - Curvas de frequência relativa, usando o limite inferior da classe e percentagem retida em cada uma das classes, obtidos para os sedimentos considerados lodosos.	120
Figura 59 - Mineralogia da amostra total obtida por DRX para os sedimentos amostrados.	121
Figura 60 - Mineralogia da fração argilosa (< 2µm) obtida para os sedimentos amostrados.	123
Figura 61 - Mineralogia da fração densa obtida para as areias amostradas.	126
Figura 62 – Composição dos depósitos arenosos e lodosos depois de normalização à UCC. Separam-se depósitos com áreas de alimentação distintas. São representadas nos diagramas as gamas de variação de concentração entre os valores máximos e mínimos.	130
Figura 63 – Simplificação da figura 62, destacando as diferenças entre os sedimentos lodosos e arenosos amostrados.	131
Figura 68 - Discriminação, em gráfico X-Y, de depósitos arenosos com diferentes áreas de alimentação baseada nos teores elementos imóveis.	144
Figura 69 - Taxas de produção de sedimentos nas diferentes unidades geológicas da BHC.	147
Figura 74 - Diagrama de bolhas com representação dos índices de meteorização CIA e WIP e o tamanho da bolha proporcional a concentrações e padrões de distribuição de REE. Os tamanhos das bolhas representam Σ REE (A), fracionamento de REE (B), anomalia de Eu (C), e anomalia de Ce (D).	159
Figura 77 - Classificação dos recursos minerais (retirado de Gomes, 1990).	165
Figura 79 - Carta geológica da BHC com indicação de recursos geológicos identificados (baseado em Manual et al, 2005).	167
Figura 80 - exploração industrial de argila na cidade do Lubango https://www.google.com/search).	170

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Diferentes regiões e localidades que constituem a BHC.	11
Tabela 2 - Dados geográficos e fontes de informação usadas para obtenção da cartografia.	23
Tabela 3 - Distribuição das diferentes litologias na bacia de acordo aos períodos Geológicos.	28
Tabela 4 - Classes de declive (em graus) da BHC, segundo a área (km ²) e a percentagem (%).	59
Tabela 5 - Ocupação de solos da Bacia Hidrográfica do Caculuar e sua quantificação.	70
Tabela 6 – Descrição das classes de uso e ocupação do solo utilizadas na Bacia Hidrográfica do Caculuar.	75
Tabela 7 - Características geométricas da bacia hidrográfica do rio Caculuar. ..	77
Tabela 8 - Características do relevo da bacia hidrográfica do rio Caculuar.	80
Tabela 9 - Características altimétricas da BHC.	82
Tabela 10 - Valores numéricos dos limites das classes de ICR.	83
Tabela 11 - Relação hierarquia, quantidade e extensão de canais da rede de drenagem da bacia do rio Caculuar.	86
Tabela 12 - Proporções das principais unidades geológicas que serviram de fonte para as areias e lodos amostrados na BHC.	117
Tabela 13 - Composição mineralógica das amostras de areias e lodos da bacia do Caculuar.	122
Tabela 14 – Proporções dos vários minerais de argila obtidas para as amostras estudadas.	123
Tabela 15 - Presença de minerais pesados na BHC com referência à geologia da fonte de amostragem.	125
Tabela 16 - Dados geoquímicos de areias obtidos no estudo de sedimentos da bacia hidrográfica do Caculuar.	128
Tabela 17 - Dados geoquímicos de lodos obtidos no estudo de sedimentos da bacia hidrográfica do Caculuar.	129
Tabela 18 - Dados de Elementos de Terras Raras de areias obtidos no estudo de sedimentos da bacia hidrográfica do Caculuar.	134
Tabela 19 - Dados de Elementos de Terras Raras de lodos obtidos no estudo de sedimentos da bacia hidrográfica do Caculuar.	135
Tabela 20 - Contribuições em percentagens das principais unidades geológicas estimadas com base na geoquímica, minerais pesados e mineralogia por DRX em sedimentos de fonte mista. Goodness of fit (GOF) é a qualidade do desempenho do modelo.	147
Tabela 21 - Índices geoquímicos de meteorização adotados no presente estudo.	151

ACRÓNIMOS

Síglas	Significado
A ou S	Areia/Sand
CPA	Chemical Proxy of Alteration
AL	Angola Low
APD	Automatic Powder Diffraction
BHC	Bacia Hidrografica do Caculuar
BSh	Clima Semi-árido quente
BSh'	Clima seco de estepe, muito quente
Bwb	Clima árido de deserto quente
CCI	Climate Change Initiative
CEP	Centro de Estudos de Pedologia
CIA	Chemical Index of Alteration
CIX;	Modified CIA index
Cwb	Clima subtropical de altitude, com inverno seco e verão ameno
DCT-UC	Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra
Dd	Densidade de drenagem
DIVA – GIS	Sistema de Informação Geográfica
DRX	Difração de raios X
ENSO	El Niño Southern Oscillation
ESA	European Space Agency
ESRI	Environmental Systems Research Institute
et al	E outros
REE	Elementos de Terras Raras
Fig.	Figura
FLUP	Faculdade de Letras da Universidade do Porto
GPS	Global Positioning System
HFSE	High Field Strength Elements
HFSE	High Field Strength Elements
Hm	Amplitude altimétrica
ICP-ES	Espectrometria de Emissão por Plasma Acoplado Indutivamente
ICP-ES	Espectrometria de Emissão por Plasma Acoplado Indutivamente
ICP-MS	Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente
ICP-MS	Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente
IMEL	Instituto Médio de Economia do Lubango
Ic	Índice de Circularidade
Kc	Coefficiente de compacidade
KAB	Cinturão Karagwe-Ankole
Kf	Fator de forma
KIB	Cinturão Kibariano
L	Lodo

LC	Land Cover
LabSed	Laboratório de Sedimentologia
MDE	Modelo Digital de Elevação
MIA;	Índice de Alteração Máfica
MPA	Missão Pedológica de Angola
NASA	National Aeronautics and Space Administration
P	Ponto
p.ex	Por Exemplo
PCA	Análise de Componentes Principais
REE	Rare Earth Elements – Elementos de Terras Raras
RX	Raio X
SC	Setor Caculuar
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SM	Setor Mucope
SRTM	Shuttle Radar Topographic Mission
SRTM	Shuttle Radar Topographic Mission
SSS	Soil Survey Staff
TAH	Terras Altas as Huíla
UCC	Upper Continental Crost
USGS.	United States Geological Survey
WIP	Índice de Meteorização de Parker
WRB	World Reference Base for Soil Resources
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

RESUMO

O presente trabalho incide sobre a bacia hidrográfica do Rio Caculuar que se localiza no sudoeste do território angolano e faz parte da bacia hidrográfica do rio Cunene. A região em estudo divide-se em dois setores geológica e geomorfologicamente muito diferentes: (1) setor Caculuar, que se alonga desde as Terras Altas da Huila, apresenta em termos gerais mais acidentado, com cotas mais elevadas, sobre unidades sedimentares e meta-sedimentares pós-Eburneanas, passando a uma área mais baixa, integrada no Planalto Principal de Angola, onde dominam rochas cristalinas félsicas do ciclo Eburneano e, mais a jusante, rochas máficas do Complexo Gabro-anortosítico; (2) setor Mucope localizado a leste da bacia é representado por um relevo ligeiramente aplanado, com inclinação suave para sudeste, sobre cotas mais baixas. Drena a Bacia do Calaári, onde se encontram sobretudo sedimentos aluviais e eólicos, não consolidados, do Cenozoico. Este contraste geológico e geomorfológico é acompanhado de gradientes climáticos, com a região montante do setor Caculuar a apresentar valores de precipitação mais elevada e de temperatura mais baixas, e maior secura nas regiões de latitude mais a sul. A investigação tem como principais objetivos: (1) Ligar as condições geomorfológicas e climáticas de áreas com diferentes substratos líticos à produção sedimentar em termos de volumes de sedimento gerados e suas características composicionais; (2) Identificar as características composicionais dos sedimentos que melhor refletem a geologia das áreas de alimentação, contribuindo assim para a identificação de potenciais recursos geológicos da região; (3) entender os processos químicos e físicos responsáveis por alterações na composição dos depósitos sedimentares e que podem comprometer interpretações sobre a geologia de áreas de drenagem baseadas em características composicionais de sedimentos.

Para o efeito, foram usadas a mineralogia por difração de raios-X (DRX), obtidos em amostra total e na fração argilosa, as associações de minerais pesados e a composição química, determinados para um conjunto de sedimentos arenosos e lodosos. Este conjunto de dados composicionais foi aplicado em articulação com as características, geológicas, orográficas e climáticas do sistema em apreço para melhor entender os fatores que condicionam a composição dos sedimentos. Depois de se reconhecer as principais diferenças entre grandes unidades geológicas regionais, procedeu-se a uma avaliação das contribuições destas unidades para depósitos fluviais alimentados a partir de regiões com geologia heterogénea.

O trabalho confirmou que os depósitos arenosos são particularmente eficazes em estudos de proveniência, enquanto os sedimentos de grão fino se revelam mais adequados para o estudo da meteorização química e condições climáticas. A proveniência sedimentar analisada a partir de diferentes dados composicionais de depósitos de areia não é coincidente, verificando-se que as associações de minerais pesados (a par das características químicas mais condicionadas por esta fração mineral) tendem a sobrestimar as contribuições máficas, enquanto a mineralogia da amostra total obtida por DRX tende a sobrestimar a componente derivada de unidades sedimentares (reciclados). Apesar destas divergências, os dados composicionais apontam para um reduzido abastecimento sedimentar de regiões com baixa precipitação e relevo mais suave, integrados na bacia do Calaári e forte contribuição a partir de áreas húmidas e com relevo acentuado localizadas em posições mais interiores do setor Caculuar. Demonstra-se assim que as características hgeológicas, fisiográficas, morfométricas, e climáticas nas áreas de drenagem exercem forte influência sobre as contribuições sedimentares de diferentes unidades líticas da BHC.

Os sedimentos condicionados por múltiplos ciclos deposicionais apresentam características composicionais próprias, em resultado de diversos processos físicos e químicos. Em sedimentos arenosos, estes culminam com a diluição em quartzo e conseqüente empobrecimento na generalidade dos elementos químicos. No caso das frações finas, a reciclagem sedimentar é responsável por composições que não refletem as condições de alteração química contemporâneas do último ciclo deposicional, podendo ocorrer alterações nos padrões de concentração de elementos considerados imóveis. Os processos físicos envolvidos nos vários ciclos deposicionais, designadamente os que se relacionam com a calibragem sedimentar e a desintegração mecânica, exercem uma forte influência sobre a composição química e mineralógica dos sedimentos produzidos.

Esta pesquisa revela como os processos exógenos podem influenciar a composição de sedimentos arenosos e lodosos, dificultando o rastreio das condições ambientais na área de proveniência. A interpretação da geologia/geomorfologia com base na natureza do sedimento produzido pode apenas ser concretizada com recurso a um número diversificado de dados composicionais obtidos a partir de sedimentos de diferente granulometria.

Palavras-chave: Bacia hidrográfica do Caculuar; Geomorfologia; Composição de sedimentos; Proveniência; Meteorização; Reciclagem sedimentar.

ABSTRACT

The present work focuses on the Caculuar river basin, located in the southwest of Angolan territory and integrated into the Cunene river basin. The region under study can be perfectly divided into two well-differentiated drainage sectors, in geomorphological view: (1) Caculuar sector, which extends from the Huila highlands, with post-Eburnean sedimentary and meta-sedimentary units, through a lower area, as part of the Main Plateau of Angola, where felsic crystalline rocks from the Eburnean cycle dominate and, further downstream, mafic rocks from the Gabbro-anorthositic Complex; (2) Mucope sector that drains the Calaári basin and where mainly unconsolidated alluvial and eolic sediments from the Cenozoic are found. This geological and geomorphological contrast is accompanied by climatic gradients, with the upstream region of the Caculuar sector presenting higher precipitation and lower temperature values, and greater dryness in the regions of greater latitude. The investigation main objectives are 1) Link the geomorphological and climatic conditions of areas with different lithic substrates to the sedimentary production in terms of generated sediment volumes and their compositional characteristics; (2) Identify the compositional characteristics of the sediments that best reflect the geology of the feeding areas, seeking to identify the potential geological resources of the region; (3) understand the chemical and physical processes responsible for changes in the composition of sedimentary deposits and that can compromise interpretations of the geology of drainage areas based on compositional characteristics of sediments.

For this purpose, mineralogy by X-ray diffraction (XRD) was used, obtained in the total sample and in the clayey fraction, the associations of heavy minerals and the chemical composition, determined for a set of sandy and muddy sediments. This set of compositional data was applied in conjunction with the geological, orographic and climatic characteristics of the system in question to better understand the factors that condition the composition of the sediments. After recognizing the main differences between large regional geological units, an assessment was made of the contributions of these units to river deposits fed from regions with heterogeneous geology.

The work confirmed that sandy deposits are particularly effective in provenance studies, while fine-grained sediments are more suitable for studying chemical weathering and climatic conditions. The sedimentary provenance analyzed from different compositional data of sand deposits is not coincident, verifying that the associations of heavy minerals (along with the chemical characteristics more conditioned by this mineral fraction) tend

to overestimate the mafic contributions, while the mineralogy of the total sample obtained by XRD tends to underestimate component derived from sedimentary units (recycled). Despite these divergences, the compositional data point to a reduced sedimentary supply from regions with low precipitation and smoother relief, integrated in the Calaári basin and strong contribution from humid areas and with accentuated relief located in more interior positions of the Caculuar sector. Thus, it is demonstrated that the morphometric and climatic characteristics in the drainage areas exert a strong influence on the sedimentary contributions of different lithic units of the Caculuar-Mucope system.

Sediments conditioned by multiple depositional cycles have their own compositional characteristics as a result of different physical and chemical processes. In sandy sediments, these culminate in dilution in quartz and consequent impoverishment in most chemical elements. In the case of fine fractions, sedimentary recycling is responsible for compositions that do not reflect the conditions of contemporary chemical alteration of the last depositional cycle, and alterations in the concentration patterns of elements considered immobile may occur. The physical processes involved in the various depositional cycles, namely those related to sediment calibration and mechanical disintegration, exert a strong influence on the chemical and mineralogical composition of the produced sediments.

This research reveals how exogenous processes can influence the composition of sandy and muddy sediments, making it difficult to track environmental conditions in the area of provenance. The interpretation of geology/geomorphology based on the nature of the sediment produced can only be achieved using a diverse number of compositional data obtained from sediments of different granulometry.

Key words: Caculuar watershed; Geomorphology; Sediment composition; Provenance; weathering; sediment recycling.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, manifesto a minha enorme gratidão a Deus, pela sua proteção, amor e compaixão. Agradeço-Lhe ainda por ter-me carregado sempre que me faltaram forças para prosseguir.

Ao meu orientador Prof. Doutor Pedro Morgado Dinis, por ter-me acolhido no seu grupo de trabalho, e ter acreditado em mim. Estou-lhe profundamente grata pela confiança e atenção que indubitavelmente me ofereceu. Agradeço ainda pela orientação científica e pela revisão crítica deste trabalho, nas suas distintas etapas, bem como pelos seus ensinamentos e sugestões para a concretização dos objetivos previamente propostos.

Ao Prof. Doutor Alberto Gomes, agradeço de igual forma, pela sua disponibilidade em receber-me inúmeras vezes na FLUP, com vista a desenvolver trabalhos ligados a cartografia desta tese. Agradeço-lhe pela colaboração e sugestões valiosas na sua elaboração, não descurando os vários ensinamentos ligados, sobretudo a área da geomorfologia, apresentando-se sempre muito paciente e respeitador de minhas opiniões.

Agradeço ainda à Márcia Martins e ao Hélio Silva, estudantes da FLUP, pela ajuda prestada ao longo do desenvolvimento da cartografia do trabalho.

Ao Prof. Doutor Pedro Cunha, pela ajuda prestada durante o tempo em que coordenou o curso de doutoramento, mostrando-se sempre disponível para resolver situações que dificultassem a regularização da minha permanência no curso. Agradeço também pela confiança oferecida para o uso do laboratório de sedimentologia do DCT.

À direção da instituição (IMEL) em que trabalhei por mais de duas décadas, na pessoa do Dr. Belinho Alberto, que encabeçava a direção da instituição. Expresso a minha gratidão por nunca ter hesitado em dispensar-me para deslocamentos periódicos a Coimbra, tanto para o cumprimento da fase curricular, como para trabalhos laboratoriais ligados ao desenvolvimento desta tese.

À Prof. Doutora Margarida Ventura, que salvaguardou a necessidade de terminar este projeto, dispensando-me de atividades de minha obrigação para dedicar-me ao fim deste trabalho.

Aos serviços de aviação e navegação aérea do Lubango, por terem disponibilizado os seus arquivos para a extração de dados climáticos referentes à temperatura.

À Direção da Estação Agrícola da Humpata pela disponibilidade em conceder o acesso aos registos climáticos referentes à temperatura e precipitação.

Aos meus colegas, com os quais iniciei essa jornada, quero agradecer-lhes pelo companheirismo e solidariedade partilhada. Realço com especial carinho a minha colega e amiga Elizabeth Carvalho e o colega Arlindo Bonifácio, pela disponibilidade em partilhar conhecimentos ligados ao curso e pela busca conjunta de soluções, diante de situações adversas que se impuseram ao longo da parte curricular, e não só.

Ao Francisco da Cruz, meu marido, com amor e admiração, pela compreensão e paciência em conceber as várias ausências do seio familiar, derivadas das minhas deslocações a Coimbra e ao Porto, com vista a cumprir com as obrigações ligadas a consecução deste trabalho. Agradeço-lhe profundamente pela companhia e ajuda prestada nas várias saídas de campo, tanto para locais próximos, como para os mais distantes, ultrapassando por vezes os 300 km de distância, por caminhos desconhecidos, pelos quais algumas vezes nos vimos perdidos.

Aos meus filhos, aos quais faltei várias vezes com carinho, atenção, dedicação e acompanhamento. Agradeço pela preocupação e amor manifestado com perguntas do tipo “a mãe ainda demora? Ou, está a correr tudo bem?” Para vós, meus amores, um grande beijinho da mãe e o meu eterno obrigado.

À minha mãe Natália Isaac e aos meus irmãos, pelo incentivo e encorajamento dado, para continuar nesta longa e difícil trajetória, sobretudo em momentos de desespero e dificuldades diversas. Quero enaltecer singularmente, a ajuda prestada por Isaac Eduardo, meu irmão, no tratamento de várias questões relacionadas ao processo de estudos em Coimbra, bem como o acolhimento a mim prestado, pela minha irmã Rebeca Isaac, durante as viagens de trânsito a Luanda.

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO GERAL

Estudos sobre a proveniência de sedimentos fluviais em bacias hidrográficas, são uma prática antiga e crescente, com alta eficácia em aferir a geologia das áreas de alimentação de depósitos minerais, não apenas com foco económico, mas também para pesquisas científicas (McLennan, 1989; Wang et al., 2019). Este tipo de estudos é cada vez mais uma ferramenta de grande adesão por investigadores de várias partes do globo, devido à facilidade com que as diversas técnicas analíticas modernas permitem a determinação precisa da composição química e mineralógica dos sedimentos (Garzanti et al., 2016; Johnsson e Basu, 1993; Condie et al., 1995). Com estes trabalhos é possível estabelecer correlações com a litologia e a morfologia das áreas-fonte, inferir a sua proveniência geográfica e condições climáticas de formação, bem como determinar as principais rotas de distribuição de materiais detríticos, a distância percorrida, o tempo de transporte e as transformações que ocorrem na superfície terrestre durante os ciclos deposicionais.

1.1 Justificação da escolha do tema

Julgamos ser consensual afirmar que existem poucos estudos ligados a depósitos minerais sobre as vastas regiões ou bacias sedimentares angolanas, particularmente na região Sudoeste. As poucas pesquisas que se realizam em Angola, geralmente são feitas com fins económicos, ligados à exploração do petróleo e do diamante, mais direcionadas ao Norte do país. Outras foram feitas aquando do período colonial, consignadas à exploração do ferro na região Sul. Entre estas, salientam-se os trabalhos de alguns investigadores lusófonos e de outras nacionalidades, como os de Jessen (1936), Feio (1946 e 1981), Andrade (1954), Marques (1977), Carvalho e Simões (1971), Simões (1971), Carvalho e Pereira (1969), Correia (1973, 1976), Vale (1973), Vale e Simões (1971), Silva e Simões (1980), Carvalho e Alves (1990), Carvalho et al. (2000) e Diniz (1973, 2006 e 2009).

Há ainda a realçar outros trabalhos que, nas últimas décadas, visam a obtenção de informações geológicas mais pormenorizadas sobre o sudoeste angolano (Haddon e McCarthy, 2005; Garzanti et al., 2010, 2011, 2013, 2014; Ernest et al., 2013; Dinis et al.,

2017, 2019; Cruz et al., 2021, 2022), fornecendo alguma informação de base relevante para diversos fins. Estes estudos confirmam a existência de uma vasta diversidade geológica na região, e um ambiente geológico que potencia a existência de significativos depósitos minerais na região.

Assim, as investigações ligadas à dinâmica sedimentar das bacias hidrográficas angolanas, com foco nos seus depósitos sedimentares, para aferir a proveniência de seus possíveis recursos minerais, são de suma importância. É necessário a existência de um maior conhecimento científico sobre a distribuição geográfica dos recursos minerais existentes no território angolano, garantido, assim, a existência de bases de dados científicos, para futuros pesquisadores académicos e não só.

Considera-se, ainda, que Angola é um país que enfrenta grandes dificuldades económicas, repercutidas em níveis de pobreza extrema das suas populações, e acredita-se que estudos geológicos e geomorfológicos detalhados das diferentes regiões que o compõem são fundamentais. Tais estudos permitiriam um mapeamento mais abrangente dos potenciais depósitos minerais, que poderiam servir como fonte de obtenção de receitas, com base numa exploração sustentável dos recursos, de forma a minimizar algumas dificuldades acima referidas.

Para a realização de levantamentos sobre a proveniência de materiais geológicos sedimentares e as diferentes variações composicionais a que os referidos materiais podem ser sujeitos, pesquisadores de vários quadrantes a nível global têm aperfeiçoado técnicas e metodologias adequadas ao entendimento da complexidade dos fatores envolvidos. Sabe-se que quando se compara a composição mineralógica de sedimentos provenientes de litologias contrastantes, a dedução da proveniência e, por acréscimo, dos trajetos de transporte sedimentar, podem ser tarefas fáceis de executar (Garzanti e Andò, 2007). Contudo, o sinal mineralógico identificável num determinado depósito sedimentar pode ser muito distinto daquele que caracteriza as suas potenciais fontes alimentadoras, devido à interferência de processos exógenos sobre a composição dos sedimentos (Dinis et al., 2017). Estes dependem fortemente das condições orográficas e climáticas das áreas de alimentação.

Merece ainda realce, o facto dos constituintes minerais das unidades fonte não serem igualmente vulneráveis à decomposição química e à desintegração mecânica, pelo que, a

composição do sedimento secundário não será um simples produto de uma média ponderada, por área da composição das unidades aflorantes na área de captação (Johnsson e Basu, 1993; Condie et al., 1995; Ahmad e Singh, 2020; Singh e Rajamani, 2001; Aubert et al., 2021; Arribas et al., 2007; Yusoff, 2013; Su et al., 2017; Wu et al., 2019).

Assim, para a definição das contribuições de diferentes áreas geográficas numa bacia litologicamente heterogênea, em particular quando os processos exógenos, sobretudo, o clima e a orografia, são capazes de afetar de forma diferenciada os materiais geológicos originais, é conveniente recorrer a múltiplos dados composicionais obtidos com sedimentos de diferentes granulometrias. Interessa integrar parâmetros composicionais que melhor refletem a natureza das fontes primárias (como os elementos imóveis em sedimentos arenosos), combinados com outros fortemente dependentes das condições de seleção mecânica e hidráulica (como as associações de minerais pesados) e das alterações químicas durante os ciclos deposicionais (como a mineralogia da fração argilosa e índices de alteração química que consideram os teores de elementos móveis). É também imprescindível que tais dados composicionais sejam analisados em combinação com aspetos geomorfológicos. Se por um lado a composição de sedimentos fluviais é determinada pela geologia da área de origem (Johnsson e Basu, 1993; Arribas et al., 2007), por outro, ela depende fortemente das condições físicas e químicas nas bacias de drenagem, que por sua vez dependem da orografia e clima regionais (Rasmussen et al., 2011; Dixon et al., 2012; Dinis et al., 2021).

Relativamente à orografia, sabe-se que os terrenos-fonte caracterizados por relevos acidentados sofrem com menor intensidade os efeitos da meteorização química, tendendo a disponibilizar material que reflete com maior fidelidade a composição das áreas-fonte, preservando assim o sinal de proveniência (Johnsson e Basu 1993; Morton e Hallsworth 1999). Não obstante, a proporção de alguns componentes com grande potencial de identificação em termos de proveniência sedimentar (p. ex., fragmentos de rochas carbonáticas, vulcânicas e metamórficas de baixo grau), diminui sensivelmente em sistemas fluviais com maior intensidade de abrasão mecânica, podendo levar à eliminação do sinal de proveniência (Gabet e Mudd, 2009; Johnson e Basu, 1993). Por outro lado, um relevo regional mais plano deve garantir maior tempo para as reações de meteorização química, contribuindo também para modificar o sinal de proveniência (Riebe et al., 2004; West et al., 2005).

O clima é outro elemento de extrema importância. Sabemos que os processos responsáveis pelas diferenças entre a composição do produto sedimentar final, e os materiais geológicos presentes nas suas áreas de alimentação tendem a ser mais intensos sob condições climáticas quentes e húmidas. Tal acontece porque estes processos promovem a decomposição química dos componentes mais vulneráveis, levando ao enriquecimento naqueles que se mostram estáveis à superfície da Terra (Johnsson et al., 1991; Savage e Potter, 1991; Garzanti et al., 2013a). As condições de precipitação, designadamente os valores anuais totais e a forma como esta se distribui ao longo do ano, também determinam as taxas de produção de sedimento, observando-se, em geral, maior produção sedimentar em zonas que recebem mais chuva de forma concentrada (Wischmeier, 1959; Syvitski, 2002; De Vente e Poesen, 2005; González-Hidalgo et al., 2009; Pandey et al., 2016). Sabendo-se que o tipo de drenagem numa bacia hidrográfica está intimamente condicionado pelas condições de precipitações e erosão, as características morfométricas podem fornecer informações complementares sobre a quantidade e qualidade de sedimentos que chegam de áreas com características litológicas e geomorfológicas distintas.

O efeito cumulativo de uma sucessão de ciclos deposicionais é outro aspeto importante a ter em atenção quando se pretende relacionar as características composicionais de determinado sedimento com a natureza da sua área de alimentação. Sabe-se que a reciclagem sedimentar conduz a sucessivos aumentos nas proporções de minerais quimicamente estáveis e mais resistentes a abrasão mecânica, sendo o quartzo aquele que tende a ser mais favorecido por estes processos (Garzanti et al., 2019). Com a combinação de processos químicos e mecânicos atuantes nos vários ciclos deposicionais será possível a geração de depósitos sedimentares formados, quase em exclusivo, por sílica e desprovidos de outros elementos que tendem a ser estáveis à superfície, como o Al ou Ti e diversos HFSE (High Field Strength Elements). Com a reciclagem verifica-se uma diminuição dos teores de feldspato e outros minerais instáveis a par dum esgotamento em componentes de grão fino, que é frequentemente dominado por minerais argilosos secundários e resíduos enriquecidos em elementos imóveis (Dinis et al., 2020).

Com as considerações acima aludidas, o presente estudo recai sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Caculuvar (BHC), localizada no sudoeste angolano, abrangendo maioritariamente a província da Huíla e a região norte da província do Cunene. A BHC

apresenta uma extensão territorial de aproximadamente 25.322 km², onde se individualizam dois troncos de drenagem principais, o próprio Caculuar e o rio Mucupe, seu afluente de maior realce. A bacia de drenagem do Mucupe posiciona-se na porção a leste da BHC, estendendo-se, exclusivamente, por áreas relativamente planas e de baixa altitude, com depósitos siliciclásticos cenozóicos da Bacia do Calaári (Cruz et al., 2021). O rio Caculuar, com drenagem orientada de NW para SE, atravessa um planalto elevado caracterizado por rochas metassedimentares, um planalto inferior dominado por unidades ígneas félsicas que passam para jusante, a máficas-ultramáficas, cruzando a Bacia do Calaári poucas dezenas de quilômetros antes da sua confluência com o rio Cunene. A par destas diferenças litológicas e fisiográficas, observa-se um gradiente climático entre as regiões Norte e Sul da BHC, de um modo geral com maiores precipitações e menores temperaturas na primeira. Considera-se que estas condições geológico-geomorfológicas configuram um excelente laboratório natural para estudar os fatores que condicionam a composição de sedimentos.

1.2 Objetivos da investigação

O objetivo primordial do trabalho, consiste em investigar os processos que controlam a produção de sedimentos na bacia hidrográfica do rio Caculuar. Os resultados obtidos para esta bacia de drenagem, que apresenta unidades cristalinas félsicas e máficas distribuídas de forma assimétrica, assim como uma cobertura sedimentar extensa numa posição específica e características orográficas e climáticas diversas, podem contribuir para o conhecimento destes processos noutros domínios geográficos.

Assim, entre os objetivos específicos, destacam-se:

- 1) Compreender a dinâmica sedimentar da bacia tendo por base a sua caracterização morfométrica;
- 2) Ligar as condições climáticas e orográficas de áreas com diferentes substratos líticos à produção sedimentar em termos de volumes de sedimento gerados e suas características composicionais;
- 3) Estabelecer os parâmetros composicionais obtidos em sedimentos de diferentes tipos que melhor refletem a litologia da área de alimentação;

- 4) Avaliar as transformações composicionais que ocorrem durante um ciclo deposicional, com especial destaque para as diferenças observadas em materiais derivados de unidades félsicas, máficas e sedimentares;
- 5) Avaliar como a reciclagem de unidades sedimentares com diferentes fontes primárias, controla a composição mineralógica e geoquímica dos depósitos produzidos;
- 6) Contribuir para o reconhecimento de potenciais recursos minerais na bacia hidrográfica do rio Caculuar.

Após o cumprimento dos objetivos definidos nesta investigação, espera-se contribuir com resultados que venham a servir de referência para futuros investigadores no domínio da sedimentologia e geomorfologia. Espera-se ainda que este estudo venha a apoiar o desenvolvimento de trabalhos ligados à prospeção de recursos geológicos na área estudada.

1.3 Estrutura da tese

O trabalho encontra-se estruturado em oito capítulos, sinteticamente descritos abaixo:

- O capítulo 1 faz uma abordagem geral dos aspetos que configuram a pesquisa, realçando a importância do estudo realizado, o problema de investigação e a definição de objetivos;
- O capítulo 2 apresenta um enquadramento regional da área de estudo; distinguindo as principais unidades geológicas da bacia hidrográfica, a cristalina e a sedimentar;
- No capítulo 3, faz-se o esclarecimento das metodologias usadas na investigação. O capítulo dá, igualmente, destaque às fases de investigação e às metodologias, técnicas, procedimentos e equipamentos utilizados;
- No capítulo 4 é descrita a geologia da área sob estudo, mostrando também a influência de diferentes unidades geológicas nas características do relevo;
- O capítulo 5 trata da caracterização fisiográfica da bacia hidrográfica em estudo, com maior enfoque no seu relevo, declives, solos e formas de ocupação;

- O capítulo 6 é reservado a uma descrição detalhada da morfometria do sistema de drenagem da BHC. Está focado especialmente na caracterização da rede hidrográfica, incluindo aspectos morfométricos e do regime dos rios nos seus diferentes setores;
- O capítulo 7 foca-se na análise climática da BHC. Descreve os aspectos climáticos condicionados pelas particularidades orográficas e latitudinais que configuram a região;
- O capítulo 8 é dedicado à apresentação da composição dos sedimentos arenosos e lodosos amostrados na BHC. São abordados dados de mineralogia (amostra total, fração densa e fração argilosa) e composição química;
- No capítulo 9, procede-se a uma integração dos dados composicionais obtidos em diferentes pontos da BHC com as características geomorfológicas das respectivas áreas de drenagem, discutindo-se os fatores naturais que controlam a composição de sedimentos e apresentando uma contribuição para o conhecimento de potenciais recursos geológicos na BHC;
- No capítulo 10, apresentam-se as principais conclusões da investigação e/ou considerações finais.

CAPÍTULO II – ENQUADRAMENTO REGIONAL

O nosso estudo recai sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Caculuar (BHC), que se localiza no Sudoeste do território angolano e faz parte da bacia hidrográfica do Rio Cunene. A BHC abrange as províncias da Huíla e do Cunene, abrangendo a última, o território mais a sul da drenagem em estudo (Fig. 1).

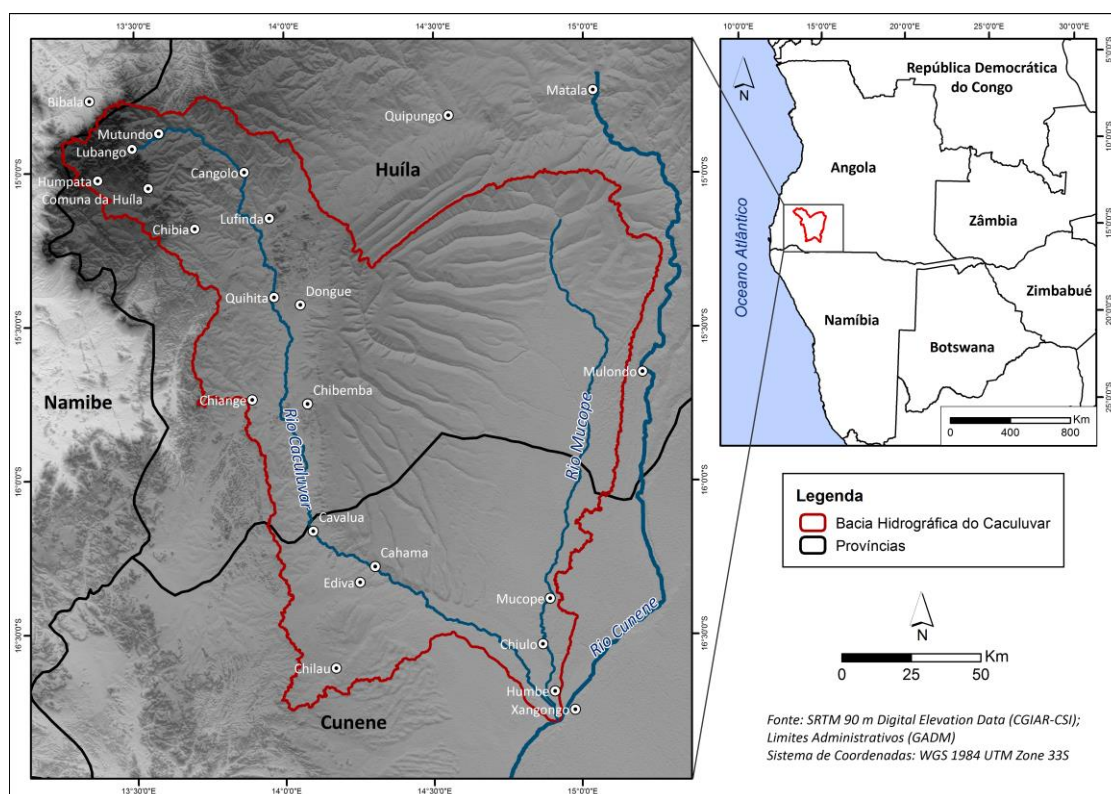


Figura 1 - Enquadramento geográfico da Bacia Hidrográfica do Rio Caculuar (BHC).

Angola situa-se na costa ocidental de África, entre o Equador e o Trópico de Capricórnio, nas latitudes de 4°22' e 18°02' Sul e as longitudes de 11°41' e 24°05' Leste. Apresenta uma área de cerca de 1.246.700 km² e uma linha de costa atlântica de aproximadamente 1650 km (Silva, 2015). O país é limitado a Norte pela República do Congo Brazzaville e a República Democrática do Congo, a Este pela República Democrática do Congo e pela Zâmbia, a sul pela Namíbia e a Oeste pelo Oceano Atlântico (Fig. 1).

A maior parte da superfície da BHC insere-se na província da Huíla, fazendo esta parte do Planalto Principal, denominado por Feio (1981), e com continuidade nas direções

centro e sul do País. A denominação reflete um conjunto de fatores que envolvem e caracterizam um espaço ecológico e geo-económico bem individualizado. É formado por relevos de vasta extensão em forma de planalto, à semelhança de outras regiões do território angolano.

Na província da Huíla, a bacia cobre parte da região norte e intermédia do município da Humpata, constituindo a região nordeste da BHC e as cabeceiras do rio principal da bacia (Fig. 2). Abrange ainda grande parte sul da cidade do Lubango, que atualmente constitui o principal centro populacional da Província da Huíla e da área de estudo.

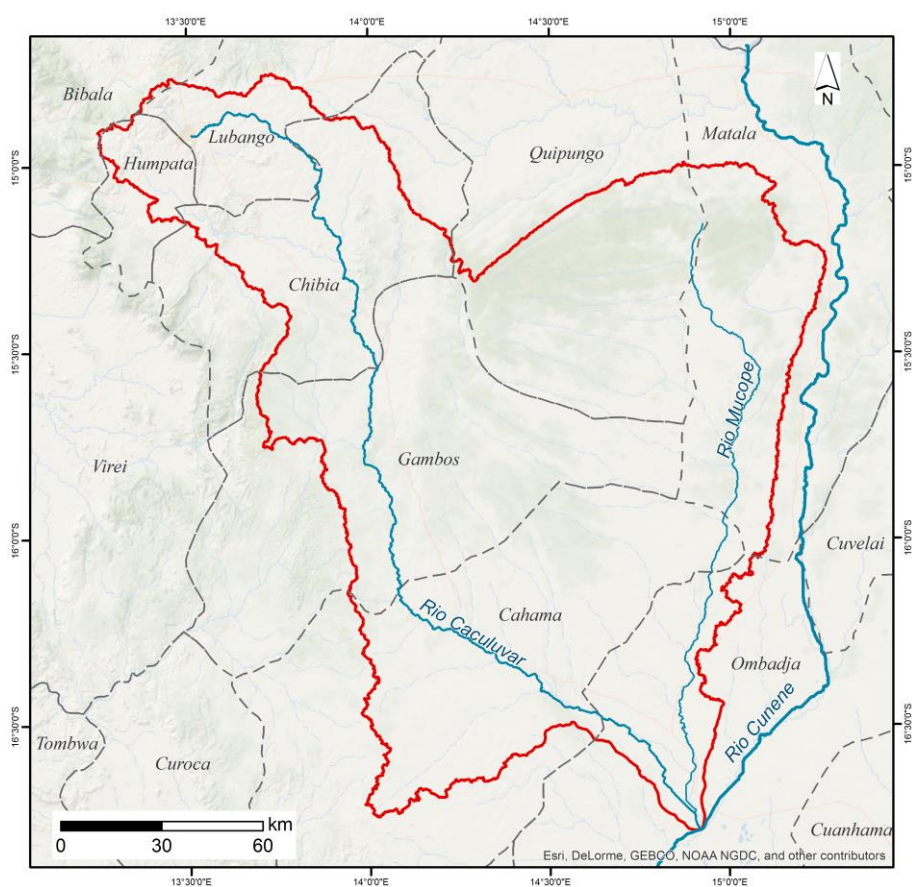


Figura 2 – Municípios representados na bacia hidrográfica do Caculuar, abrangendo as províncias da Huíla (municípios da Humpata, Lubango, Chibia, Gambos e a região Sul de Quipungo e Matala) e Cunene (municípios da Cahama e Ombadja).

A superfície da bacia estende-se, ainda, por grande parte dos municípios da Chibia, Gambos, Quipungo e Matala (Fig. 2), que são parte da província da Huíla. Embora os referidos municípios constituam a superfície norte e intermédia da BHC, nenhum deles

apresenta a sua superfície totalmente inserida na área da bacia. Embora os referidos municípios constituam a superfície norte e intermédia da BHC, nenhum deles apresenta a sua superfície totalmente inserida na área da bacia.

Conforme os limites administrativos expostos na figura 2, a região sul da BCH apresenta a sua superfície bem inserida na província do Cunene, localizada a sul de Angola. A província conta com seis municípios e apresenta uma área territorial de 78 342 km² (SINFIC, 2005). A província do Cunene é limitada a norte pela província de Huíla, a leste pela província de Cuando-Cubango, a sul pela Namíbia, e a oeste pela província de Namibe.

Na província do Cunene a bacia abrange os seus municípios mais a norte, nomeadamente o município da Cahama e uma reduzida parcela da parte ocidental do município de Ombadja (Fig. 2.)

2.1 Breves considerações sobre a fisiografia da BHC

A BHC apresenta uma forma irregular, fazendo lembrar o formato de uma “borboleta”, ocupando uma extensão de aproximadamente 25.322 km². Apresenta um desnível altimétrico de aproximadamente 1121 m, um comprimento máximo de 273 km (eixo NW-SE), e uma largura máxima de 150 km (W-E). O principal rio da bacia é o Caculuar, que dá nome à bacia em estudo. As suas cabeceiras centram-se a noroeste da bacia, precisamente a noroeste da cidade do Lubango, no local com as coordenadas 14° 55' 19" de latitude Sul e 13° 30' 50" longitude, nas proximidades do planalto da Humpata-Bimbe, a uma altitude máxima de 2232 metros.

O rio Caculuar, em primeira instância, apresenta na bacia um rumo norte – sul, invertendo depois o seu curso para o sentido Noroeste – Sudeste, perfazendo na totalidade, um curso de aproximadamente de 250 km de comprimento, recebendo ao longo do seu percurso vários tributários. No curso inferior o rio Caculuar alimenta a margem direita do rio Cunene, contribuindo para a sua drenagem exorreica atlântica. O setor Caculuar, considerando a área onde o rio principal (Caculuar) faz o seu curso (Fig. 3), corresponde a uma área de aproximadamente 13190,36 km², drenando unidades pré-câmbricas no seu

curso superior e intermédio e, mais a sul, sedimentos não consolidados do Calaári superior (Haddon e McCarthy, 2005).

É também de destacar que o setor Caculuar se desenvolve ao longo de três aplanções do sul de Angola, marcadas por feições geomorfológicas distintas e separadas por degraus topográficos (Jessen, citado por Feio, 1946; Feio, 1981; Diniz, 1973, 2006). As referidas aplanções definem três regiões geomorfológicas distintas, designadas por Diniz (2006) como as Terras Altas da Huíla – 1ª aplanção; a Região dos Gambos – 2ª aplanção; e a Região do Baixo- Cunene – 3ª aplanção. No setor em causa, verifica-se a diminuição gradual de cotas no sentido norte-sul, resultando num relevo suavemente ondulado.

No que se refere ao clima da BHC, em termos genéricos, há que considerar duas estações anuais: uma chuvosa e outra seca. A estação seca vai de outubro a abril. Os valores da precipitação média anual são de aproximadamente 1200 mm a norte, diminuindo para valores abaixo dos 750 mm à medida que se caminha para o Sul. A temperatura média anual varia no mesmo sentido, norte – sul, oscilando entre 25 e 27° C e a mínima anual varia entre 5° e 7° C (Diniz, 2006).

2.1.1 Setor Caculuar e o Setor Mucope

A morfologia da bacia apresenta características singulares e únicas, que não se encontram em nenhuma outra região do território angolano. É composta por duas superfícies com disposições e litológicas completamente distintas (Tabela 1), o que reflete diretamente nas formas de relevo que nela se verificam.

Tabela 1 - Diferentes regiões e localidades que constituem a BHC.

SETOR CACULUAR			SETOR MUCOPE
Região Ocidental da BHC (Soco Cristalino Pré-câmbrico)			(Depósitos sedimentares)
1ª Aplanção: Região – Terras Altas da Chela	2ª Aplanção: Região – Região dos Gambos	3ª Aplanção: Região – Baixo Cunene (região ocidental)	Região Oriental da BHC (Bacia Sedimentar Cuanhama)
Localidades	Localidades	Localidades	Localidades
Humpata Lubango Chibia	Dongue, Chianje	Cahama – região ocidental	Ombadja Quipungo Matala Leste dos Gambos Nordeste da Cahama Noroeste de Xangongo

No setor Caculuvar, a unidade geocronológica principal é pertencente ao Pré-câmbrico, que inclui os períodos Arcaico e Proterozóico.

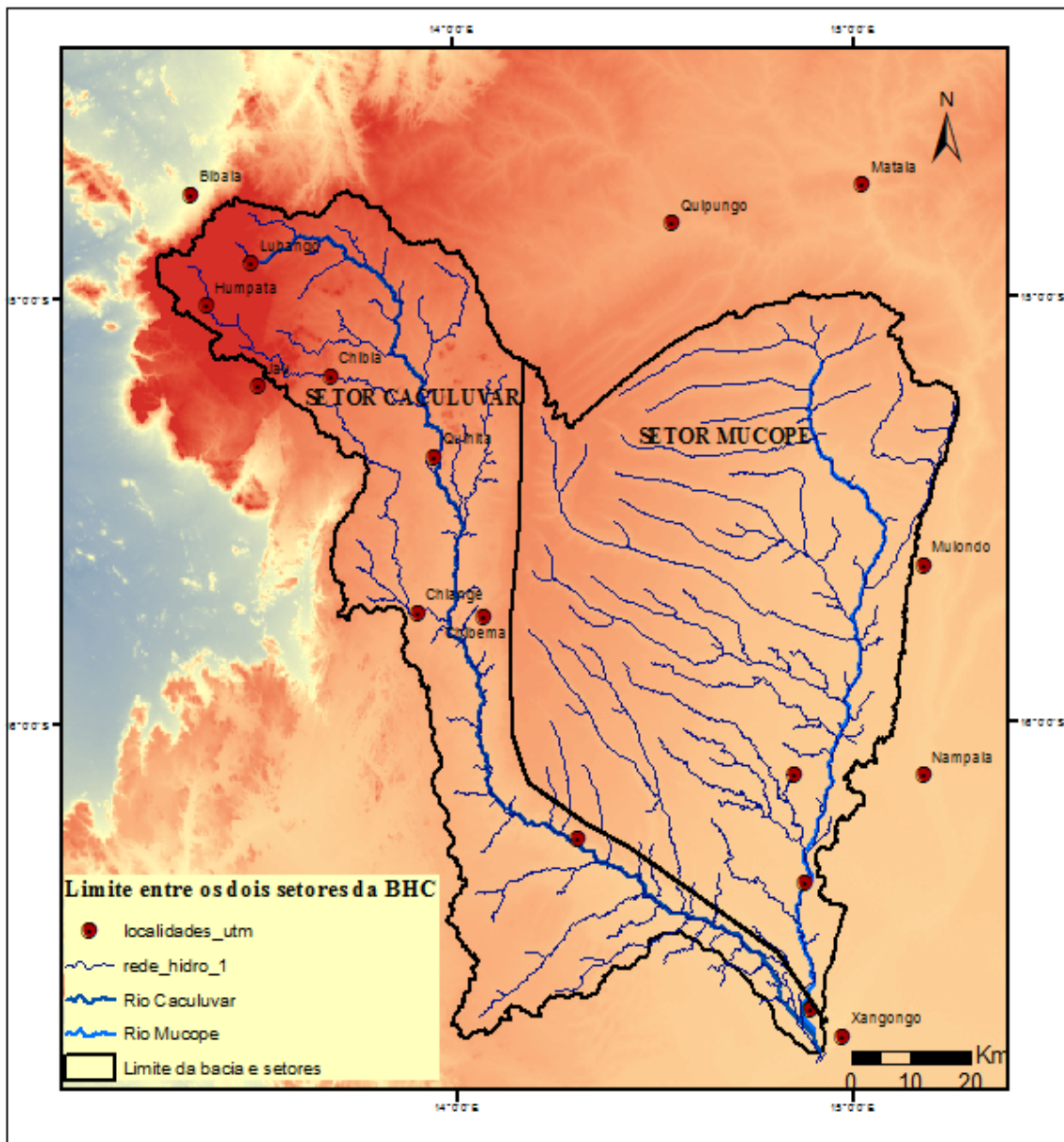


Figura 3 - Mapa da bacia Hidrográfica do Caculuvar, ilustrando os dois setores individualizados na bacia: setor Caculuvar e setor Mucope.

A bacia de drenagem do rio Caculuvar, antes de sua confluência com Mucope, atravessa quatro unidades geológicas principais com litologia distinta. Ao longo do Planalto Humpata-Bimbe, na ponta NW da bacia de drenagem, o Caculuvar drena o Grupo Chela de acordo a carta geológica à escala 1:100.000 (ver figura 9).

Após deixar essas unidades estratificadas, o Caculuar flui para oeste e sudoeste no embasamento pré-Chela dominado por rochas intrusivas. Nas localidades a norte, o Caculuar drena o chamado “granito regional” (Carvalho, 1984). Mais a jusante, afloram as rochas ígneas máficas mesoproterozóicas do complexo gabro-anortosito (Morais et al., 1998; Carvalho et al., 2000; Mayer et al., 2004).

No curso inferior do rio Caculuar e particularmente na bacia do Mucope, onde o rio drena a porção mais oriental da BHC, existem unidades geocronológicas mais recentes do Cenozóico onde as fontes sedimentares são recicladas, como atestam os trabalhos de Vale (1973), Carvalho et al. (2000) e Pereira et al. (2010). As principais litologias compreendem as areias ocreas do Grupo Calaári, argilas, siltitos, grés e depósitos aluvionares quaternários, de acordo a carta geológica de Carvalho (1973).

CAPÍTULO III – METODOLOGIAS E TÉCNICAS DE INVESTIGAÇÃO

Tendo em conta os objetivos preconizados, no presente capítulo são abordados os diversos processos, instrumentos e procedimentos levados a cabo na realização do presente trabalho. Foi adotada uma combinação de métodos teórico-empíricos, obedecendo a necessidade de cada etapa.

3.1 Considerações Gerais

Todo e qualquer trabalho de investigação, carece de metodologias e técnicas estruturadas para a sua execução e alcance das metas preconizadas. Neste capítulo, descrevem-se os métodos usados no presente estudo. Como foi anteriormente frisado, o presente trabalho visa, dentre outros objetivos específicos, o conhecimento geomorfológico e climático da Bacia Hidrográfica do Rio Caculuar (BHC), para compreender, sobretudo a influência da topografia e do clima sobre as características dos seus sedimentos. Pretende-se depois compreender a distribuição de diferentes parâmetros composicionais e o papel desempenhado pela proveniência e transformações associadas ao último ciclo deposicional na composição dos sedimentos aluvionares.

Para tal, a metodologia de investigação envolveu várias fases, designadamente: a pesquisa bibliográfica, a exploração cartográfica de vários fatores, trabalho de campo, trabalho laboratorial e, finalmente, um significativo trabalho de gabinete.

3.2 Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica preconiza a resolução de um problema por meio de referenciais teóricos publicados, mediante a análise e discussão de várias contribuições científicas. Esse tipo de pesquisa traz contributos para o conhecimento do objeto de pesquisa e orientações de como foram tratados problemas similares na literatura científica (Bocato, 2006).

Foi de suma importância realizar-se um planejamento sistemático do processo de pesquisa. Assim, dedicou-se um considerável período ao inventário de trabalhos publicados e à revisão dos seus conteúdos, à procura de fundamentos ligados à área de investigação, de modo a constituírem o primeiro figurino caracterizador da área de trabalho. Estudaram-se, sobretudo, aspetos respeitantes à geomorfologia e à sedimentologia. Essa pesquisa consubstanciou-se em várias fontes escritas, das quais se destacaram artigos científicos, livros e teses.

Deu-se também importância aos sites da Internet entre outras fontes dispersas. Tentou-se, numa primeira fase, perceber o enquadramento regional da área relativamente a cada um destes temas. Face à escassez de estudos específicos sobre a área de estudo, a pesquisa apoiou-se sobretudo, em trabalhos elaborados em diversas partes de globo.

3.3 O Trabalho de campo

Em consonância com os conhecimentos teóricos adquiridos durante as aulas curriculares e da pesquisa bibliográfica realizada, as visitas de campo foram fundamentais para a concretização da investigação. Foi a fase em que se preparou todo o aparato necessário (transporte e meios logísticos), para a obtenção de dados cruciais à realização da investigação. Para além da recolha de amostras de sedimentos, o trabalho de campo pretendia responder a outras questões, como a observação das diferentes formas que a paisagem oferecia, bem como a obtenção de imagens representativas.

Devido à grande extensão da área de estudo, o reconhecimento de campo foi previamente preparado em gabinete, com recurso a imagens do Google Earth e do Bing Maps. Após a delimitação geral da BHC e das sub-bacias principais, fez-se a programação da amostragem de sedimentos. Feita a seleção dos pontos de amostragem, preparava-se o material diretamente ligado ao trabalho de campo (p.ex., GPS, caderneta, sacos para amostras, máquina fotográfica, pá plástica, e imagens de satélite e mapas em formato digital e em papel).

O critério inicial foi o de obter um ponto de amostragem por sub-bacia, procurando também privilegiar as litologias predominantes, junto da confluência do afluente com o Caculuar, e em alguns pontos ao longo do curso principal. Os pontos estavam ainda condicionados pelas possibilidades que as vias de acesso ofereciam, passo este que também carecia sempre da visualização de imagens do Google Earth. Assim, planeou-se a coleta de amostras em 30 pontos. Contudo, tal intenção não foi totalmente concretizada devido às dificuldades de acesso que a realidade nos apresentava. Assim, várias vezes vimo-nos forçados a abortar a ida a pontos planejados, amostrando sempre que possível em locais próximos, totalizando assim, 25 amostras (Fig. 4).

Na maior parte das áreas visitadas realizavam-se, previamente, visitas às autoridades administrativas e tradicionais, para obter permissão e obtenção de guias para alcançar as áreas pretendidas. No terreno fazia-se a identificação da área, comparando-a com a imagem em posse e com as coordenadas previstas, usando o GPS.



Figura 4 - Trabalho de campo: A – Rocha básica intrusiva nas imediações do Dongue; B – recolha de amostra na localidade do Chiange, na área dos ciclos de erosão endorreica do Cuanhama (Feio 1981); C – recolha de amostras na região do Mucupe.

O processo de recolha de amostras foi executado de modo a que, sempre que possível, fosse selecionado um único local de amostragem, recolhendo amostras que pudessem ser associadas ao transporte em canal fluvial (areia: A ou S, nos trabalhos em inglês), e outras de deposição em planície de inundação (lodo/limo: L). Em princípio, os dois tipos de sedimentos serão dominantes, respetivamente por material transportado como carga de fundo ou em suspensão, apresentando composições substancialmente distintas (e.g.,

Garzanti et al., 2010, 2011; Dinis e Oliveira, 2016). Os sedimentos recolhidos foram classificados de acordo com a sua área de origem, como realçado anteriormente.

Após a colheita, as amostras eram secas à temperatura ambiente, fora de qualquer contaminação atmosférica, até serem transportadas para o devido tratamento laboratorial. Este processo estendeu-se por um período de aproximadamente 3 anos.

A par da amostragem, procedeu-se em cada ponto, a uma observação e descrição da paisagem local, procurando compreender as feições geomorfológicas. Também se fotografou a paisagem, os elementos geológicos e geomorfológicos, para a criação de um arquivo de imagens a serem selecionadas para ilustrar o trabalho escrito.

3.4 Trabalho laboratorial

O tratamento laboratorial das amostras foi executado no Laboratório de Sedimentologia (LabSed) do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (DCT), pelo que seguimos os protocolos usados nesse laboratório para a preparação e análise das amostras de sedimentos. O material não utilizado em tratamento laboratorial constituiu testemunhos, que foram enumerados e conservados.

A metodologia de tratamento das amostras era também dependente dos objetivos preconizados, sendo que neste caso a homogeneização, quarteamento e lavagem da amostra eram procedimentos básicos para todas as amostras tratadas.

3.4.1 Granulometria

Com a finalidade de analisar os tamanhos das partículas foram realizadas análises granulométricas em sedimentos arenosos e lutíticos (maioritariamente silto-argilosos). Para o efeito, recorreram-se a duas metodologias: crivagem e difração laser utilizando um granulómetro Coulter LS 230, em uso no LabSed da Universidade de Coimbra – DCT (Fig.5).

O procedimento iniciou-se com a passagem por via húmida no crivo de 63 μm para remover a fração coesiva. Após secagem em estufa, as amostras foram crivadas em coluna com incrementos de $\frac{1}{2}$ phi.

Nas amostras arenosas que apresentavam quantidades significativas de fração silto-argilosa duplicou-se a análise, procedendo-se, em paralelo, a análise por difração laser do material (< 2 mm). Os resultados de laser e crivagem foram então integrados através da aplicação SL Combo (Dinis e Castilho, 2012), obtendo-se curvas de distribuição integrais.

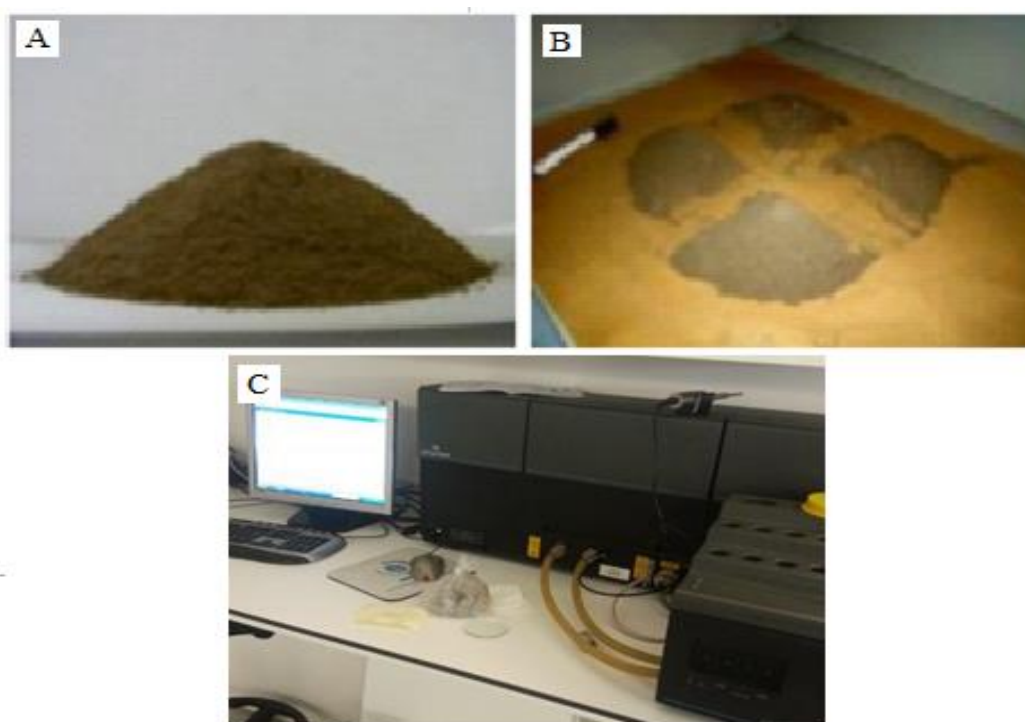


Figura 5 - Preparação dos sedimentos para as análises granulométricas: A – amostra vinda do campo; B – homogeneização e quartear da amostra; C – Granulómetro laser Coulter LS_230 para determinação da textura.

No caso das amostras silto-argilosas, a análise granulométrica foi feita exclusivamente por difração laser. Depois de removidas quaisquer partículas grosseiras (>2 mm), foi feita a medição em amostras secas. Para cada amostra, a granulometria foi determinada pelo menos duas vezes, sendo usado nos tratamentos subsequentes a média dessas medições.

3.4.2 Mineralogia por DRX

A mineralogia de todas as amostras foi determinada por difração de raios X (DRX) no DCT-UC (Fig. 6). No caso das amostras silto-argilosas estas passaram, previamente, por via húmida, em crivo de 32 μm para remover a fração mais grosseira.

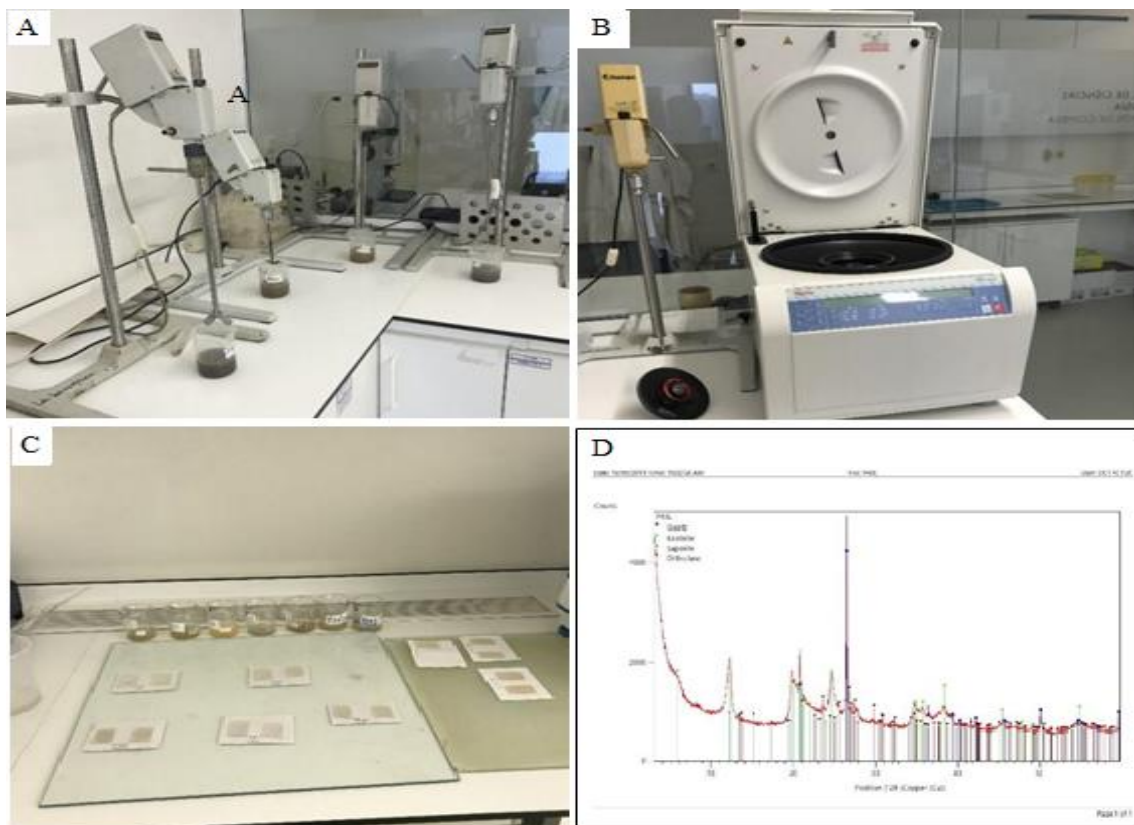


Figura 6 – Algumas etapas de preparação de amostras para análise po DRS. (A e B) procedimentos para a obtenção de lâminas de argilas; (C) lâminas de argilas para identificação dos argilominerais; (D) resultado de DRX obtidos para amostra com minerais não ordenados (amostra total).

As amostras arenosas, depois de removidos elementos maiores que 2 mm, foram homogeneizadas e moídas, com recurso ao moinho de anéis. Foram inicialmente analisadas num difractómetro de RX Philips PW 3710, sendo os difratogramas fornecidos pelo *software* APD 3.6J-Automatic Powder Diffraction, da Philips. Mais tarde, por aquele equipamento ter sido substituído no DCT-UC, passou a utilizar-se um Aeris da Malvern PanAlytical, com os dados de difração fornecidos pelo *software* HighScore. Ambos os equipamentos usavam radiação K-alpha de cobre tendo sido feita a difração na gama 2-60°. Parte das amostras foram analisadas em ambos os equipamentos para assegurar que os

resultados eram comparáveis. Foi adotado o mesmo procedimento para frações silto-argilosas (<32 µm) de sedimentos lodosos.

A fração inferior a 2 µm foi obtida a partir da fração inferior a 63 µm (no caso de amostras arenosas) ou da fração inferior a 32 µm (no caso de amostras silto-argilosas). Após conseguir boas suspensões, procedendo quando necessário a ajustes no pH através de amónia diluída ou lavagem e substituição da água, recorreu-se à centrifugação (Fig. 6), com tempos e velocidades determinadas com base na lei de Stokes.

A fração <2 µm assim obtida era colhida com uma pipeta vertida em lâminas de vidro. As frações separadas das várias amostras passaram então no RX no intervalo de 2 a 30°. As lâminas com reflexões aos 14 Å foram sujeitas a tratamentos por glicol (48 horas) e aquecimento (550°C durante 2 horas) seguidos de novas passagens de DRX (2-15°). As percentagens de diferentes minerais estimadas com base nas áreas de reflexões características (Moore e Reynolds, 1997; Kahle et al., 2002).

3.4.3. Mineralogia da fração densa

Os minerais pesados foram separados das frações granulométricas 0,063-0,5 mm obtidas previamente por crivagem. Para tal, recorreu-se ao líquido denso politungstato de sódio. Os grãos pesados foram depois montados em lâminas de vidro com bálsamo do Canadá para observação em microscópio petrográfico (Fig. 7).

Na operação de contagem dos minerais foi adotado um método equivalente ao “*ribbon method*” de Galehouse (Mange e Maurer 1992). Fez-se a identificação de pelo menos 100 grãos transparentes por amostra com base nas suas propriedades óticas, sendo os grãos opacos contados à parte. Os resultados das contagens foram convertidos em percentagem das várias espécies de minerais transparentes.



Figura 7 – Processo de crivagem, pesagem e separação de minerais pesados das amostras de sedimentos, por meio do líquido denso (politungstato de sódio) para a montagem das respectivas lâminas densas.

3 4.4 Composição Química

A composição química foi determinada em sub-amostras dos sedimentos arenosos (fração <2 mm), previamente moídos para passarem no crivo de 50 μm , e de sedimentos silto-argilosos, depois de separação por via húmida da fração > 32 μm . Estas sub-amostras foram enviadas para os laboratórios da Bureau Veritas de Vancouver (Canadá). Os protocolos laboratoriais escolhidos (código LF200; <http://acmelab.com>) envolviam fusão com metaborato/tetraborato de lítio e digestão com ácido nítrico. Os elementos maiores e parte dos elementos menores foram determinados por Espectrometria de Emissão por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-ES), enquanto os elementos traço foram determinados por Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS).

3.5. Trabalho de Gabinete

A etapa de gabinete resumiu-se em um inventário teórico e cartográfico relacionado com as características geológicas, geomorfológicas, hidrográficas, climáticas, uso e ocupação de solos da área de estudo.

A análise baseou-se, em primeira instância, na visualização dos ortofotomapas existentes no Google Earth e no Bing Maps. Documentos como o mapa geológico, obtido através da Folha nº 4 da Geologia de Angola (Laboratório Nacional de Investigação Científica Tropical), a carta geral de uso e ocupação de solos de Angola e outras, foram analisados.

As imagens foram usadas para o entendimento e aquisição de dados sobre o padrão de distribuição das diferentes formas de relevo, entre outros. A carta das unidades geomorfológicas de Feio (1981) foi importante para reforçar o entendimento sobre a morfologia da área e servindo de apoio na construção dos mapas. Foram ainda visitados vários em sites de acesso livre com dados relevantes sobre a área de pesquisa, para o entendimento e construção de ideias sobre os vários domínios em investigação. É caso do site <http://worldclim.org/> que nos forneceu dados climáticos referentes à precipitação e temperatura para o período de 1970. No entanto os dados precipitação a partir daquele ano, por se apresentarem com várias lacunas de registos, foram dispensados para análise da bacia hidrográfica em estudo.

3.5.1. Análise de dados em SIG

Após terem sido feitos estudos nos diferentes domínios previstos – geomorfologia, morfometria e sedimentologia – adquiriram-se dados que foram sujeitos à análise em ambiente SIG. Para tal, o software SIG que usamos foi variado, destacando-se o programa ArcGis 10.3, que funcionou como software de base para todo o projeto, na área da geomorfologia e geologia, sobretudo na elaboração de cartografia. Foi ainda por este meio possível fazer a delimitação da bacia e suas sub-bacias, bem como a sua caracterização morfométrica, o que levou a compreensão do sistema de drenagem da BHC.

A apresentação dos dados analisados foi feita através de cartas temáticas, em gráficos, em perfis topográficos e longitudinais, em cortes geológicos, em diagramas e em tabelas. Estes elementos deram lugar a modelos da variação espacial dos diferentes parâmetros (sedimentológicos, geomorfológicos e morfométricos). Tal foi possível devido ao recurso a outros programas como DIVA – GIS, ArcGis (ESRI), Excel e Photoshop 6.0; para além das folhas de cálculos convencionalmente usadas.

3.5.2 Cartografia

O grande volume de dados geoespaciais disponibilizados gratuitamente, bem como a sua vasta diversidade, possibilitaram a elaboração de cartografia variada, produzida sobretudo, ao nível de informação relacionada com limites administrativos, altimetria, uso/ocupação do solo e variáveis climáticas (Tabela 2).

Os limites administrativos foram utilizados para o enquadramento geográfico da área de estudo. Por sua vez, a informação altimétrica permitiu a análise hipsométrica e o estudo hidrológico, sendo para o efeito usado o modelo digital de elevação SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) com aproximadamente 30 metros de resolução espacial, produzido originalmente pela NASA e distribuído gratuitamente pela USGS (Tabela 2).

Após o processamento destes dados foi possível interpretar alguns aspetos geomorfológicos do setor em estudo, sendo o modelo digital de elevação SRTM uma importante fonte de informação, que permitiu analisar alguns parâmetros, tais como a altitude e o declive.

Para além disso, este modelo digital de elevação (MDE) global possibilitou o estudo morfométrico da BHC, através da obtenção de parâmetros relevantes como o limite da bacia hidrográfica e a rede de drenagem, que, por sua vez, serviram de base para a determinação de alguns índices de análise morfométrica.

A variável climática precipitação, contribuiu para percebermos alguns aspetos como, por exemplo, a densidade da rede de drenagem, embora esta seja igualmente influenciada pelas características dos solos.

Tabela 2 - Dados geográficos e fontes de informação usadas para obtenção da cartografia.

Cartografia	Pixel	Fonte
Limites Administrativos	-	DIVA – GIS http://www.diva-gis.org/gdata
Altimetria	30 m	NASA Shuttle Radar Topographic Mission (USGS) http://srtm.usgs.gov/ e https://dwtkns.com/srtm30m/
Geologia	-	Geologia de Angola (Folha nº 4) - Laboratório Nacional de Investigação Científica Tropical, escala 1:100.000.
Solos	-	Carta Generalizada dos Solos de Angola - Junta das Missões Geográficas e de Investigações do Ultramar, Missão de Pedologia de Angola e Moçambique, escala 1:100.000.
Uso/Ocupação do Solo	20 m	CCI Land Cover - S2 prototype LC 20m map of Africa 2016 - Contains modified Copernicus data (2015/2016). ESA Climate Change Initiative – Land Cover project 2017. http://2016africalandcover20m.esrin.esa.ent/
Geomorfologia	-	Feio, M. (1981) - O Relevo do Sudoeste de Angola: estudo de geomorfologia.
Clima - classificação de Köppen	-	Köppen Climate Classification http://koepfen-geiger.vu-wien.ac.at/index.htm
Precipitação	~1 km ²	World Clim – Word Climate Data http://worldclim.org/version2
Temperatura	~1 km ²	World Clim – Word Climate Data http://worldclim.org/version2

Importa referir que se recorreu ao Google Earth e ao Bing Maps para complementar a análise da área de estudo e apoiar todos os reconhecimentos de campo. Para além disto, foram ainda produzidas outras peças cartográficas, tais como o mapa geológico, obtido através da Folha nº 4 da Geologia de Angola (Carvalho e Simões (1971), o mapa de solos, baseado na informação da Carta Generalizada dos Solos na escala de 1:1.000.000 (MPA,1961), que ficou disponível oficialmente em 1959 (Junta das Missões Geográficas e de Investigações do Ultramar, Missão de Pedologia de Angola e Moçambique), e o mapa geomorfológico adaptado do estudo de Feio (1981).

3.5.3 Caraterização Morfométrica

Para um estudo geomorfológico mais completo da bacia hidrográfica do rio Caculuar, realizaram-se cálculos morfométricos com recurso a procedimentos reconhecidos

internacionalmente, sugeridos por Strahler (1957), Villela e Mattos (1975), Horton (1945), Lencastre e Franco (2010). A determinação destes parâmetros permite uma melhor compreensão do comportamento de bacias hidrográficas e, por isso, foi realizada para a bacia de drenagem do rio Caculuvar, afluente da margem direita do rio Cunene (Sudoeste de Angola).

Numa primeira fase, procedeu-se à delimitação da bacia hidrográfica e à extração da rede de drenagem recorrendo-se, para o efeito, ao supracitado modelo digital de elevação (MDE) utilizando-se, posteriormente, para processamento dos dados a extensão ArcHydro do ArcGis (ESRI).

Estes parâmetros morfométricos podem ser associados a outras variáveis, como o sistema de drenagem, o relevo, a geologia, os solos e a vegetação, que influenciam a resposta e comportamento das unidades hidrográficas (Ramos, 2009; Lencastre e Franco, 2010). Na análise dos parâmetros morfométricos destacam-se a área, o perímetro, o comprimento e a forma da bacia (Ramos, 2009). Quanto ao estudo do sistema de drenagem, este pode ser efetuado através de vários parâmetros, tais como, a ordem dos cursos de água (hierarquia), a magnitude ou o comprimento do curso de água principal. Relativamente às características do relevo, estas são fundamentais para entendermos o comportamento das bacias hidrográficas, sendo que estas interferem em vários aspetos como a velocidade de escoamento, a infiltração, a intensidade da erosão e o transporte de materiais (Ramos, 2009).

Seguindo os critérios de classificação dos cursos de água usados por Strahler (1957), foram delimitadas sub-bacias de acordo com a ordem dos cursos de água, o que em parte reflete o grau de ramificação dentro da bacia hidrográfica.

Contudo, através dos resultados obtidos percebe-se que alguns destes dados apresentam limitações, como é o caso do SRTM, onde foram detetados problemas na definição do limite da bacia hidrográfica e na extração da rede de drenagem, sobretudo em áreas mais planas. No entanto, estes dados apresentam a vantagem de serem gratuitos e facilmente descarregados, e dada a grande diversidade permitem a realização de análises geomorfológicas bastante completas, em áreas onde existe uma escassez de outros dados e recursos.

CAPÍTULO IV – QUADRO GEOLÓGICO DA BACIA DO CACULUVAR

Neste capítulo é descrita a geologia da bacia hidrográfica do rio Caculuar, de acordo com a bibliografia publicada, sobretudo por investigadores lusófonos, a que associamos algumas notas do trabalho de campo realizado.

4.1 Contexto tectónico geral

Segundo a perspetiva mais consensual, defendida, por Carvalho e Fernandes (1973), De Waele et al. (2008), Carvalho et al. (2000) e Silva et al. (1975), do ponto de vista geológico a região ocidental da BHC integra-se no chamado Bloco Angolano do Cratão do Congo (Fig. 8). O Cratão do Congo é um dos blocos continentais que se uniram durante o Neoproterozoico a Câmbrio inicial, levando à formação do grande continente Gondwana (Ernest et al., 2013). Os principais processos tectónicos estão associados à Orogenia Pan-Africana (~660-550 Ma), que foi responsável pelo desenvolvimento de múltiplos cinturões de deformação no continente africano, bem como terrenos peri-gondwanicos que hoje integram outros continentes, e onde estão representados diversos eventos térmicos. A possível extensão do Cratão do Congo antes desta fase tectónica surge ilustrada na figura 8.

O núcleo do Bloco Angolano é constituído por rochas cristalinas, onde dominam granitóides e rochas metamórficas diversas (migmatitos, gneisses, etc.), associadas a um ciclo tectónico Paleoproterozoico: o Eburneano (~2,2-1,8 Ga; Pereira et al., 2011). A sucessão (meta) sedimentar do Grupo da Chela assenta sobre o substrato Eburneano, sendo por sua vez coberta, mediante descontinuidade, pela Formação da Leba (Ernest et al., 2013).

A datação de materiais vulcano-sedimentares intercalados no Grupo da Chela permitiu atribuir esta unidade ao Paleoproterozoico (~1,9-1,8 Ga; Pereira et al., 2011). Na porção sudeste do Bloco Angolano ocorrem ainda unidades mais recentes, enriquecidas em componente máfica, que integram o Complexo Gabro-Anortosítico (designação mais usual apresentada por autores lusófonos, como Carvalho e Pereira (1969), e a sua continuação para sul, onde tem sido designado de Complexo Ígneo do Kunene (Mayer et al., 2004). Trabalhos recentes sugerem que este complexo se formou durante o Kibariano (~1,4-1,0 Ga; Ernest et al., 2013), O interior do Bloco Angolano manteve-se estável durante os ciclos orogénicos

associados à formação do Gondwana, sendo ladeado pelos cinturões orogénicos pan-africanos de Kimezia, Kaoko e Damara (Fig. 8).

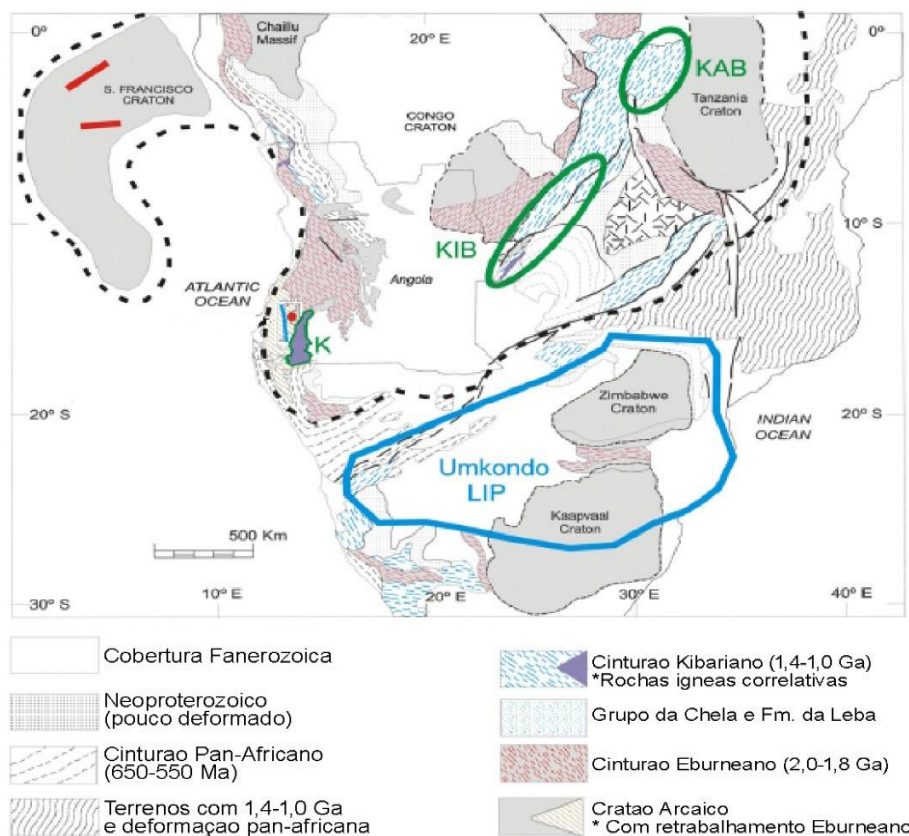


Figura 8 - Esboço das grandes unidades geológicas da África meridional e ligação ao Cratão de São Francisco na América do Sul antes da abertura do Oceano Atlântico. KAB: Cinturão Karagwe-Ankole; KIB: Cinturão Kibariano (imagem modificada por Ernest et al. 2013)

4.2 Unidades cartografadas na região do Caculuar-Mucope

Foram realizados trabalhos significativos dedicados ao levantamento geológico, ao longo de várias décadas no território angolano, que integram a bacia do Caculuar. Estes estudos tiveram grande impulso na década de 1970, com a publicação das cartas geológicas, nas escalas 1:100.000; 1:250.000 e 1:1.000.000, pela Direção Provincial dos Serviços de Geologia e Minas e, depois da independência, pelo Ministério da Geologia e Minas. Há a destacar, entre outros, os seguintes autores empenhados nesta temática: Andrade (1954), Carvalho e Simões (1971), Simões (1971), Carvalho e Pereira (1969), Vale (1973), Vale e Simões (1971), Carvalho (1984), Silva e Simões (1980), Carvalho e Alves (1990), Carvalho

et al. (2000) e Lope et al. (2012). Para o presente trabalho consideraram-se os dados da folha 4 da carta geológica dos Serviços de Geologia e Minas (Fig. 9). Algumas propostas cronológicas apresentadas neste documento foram revistas em trabalhos subsequentes, fundamentando assim uma reorganização da legenda (Tabela 3).

A região em estudo pode ser dividida em duas porções com características geológicas profundamente distintas:

- 1) A parte ocidental da bacia (setor Caculuvar) é caracterizada por formações rochosas cristalinas muito antigas, do Arcaico e Proterozoico (Carvalho et al., 2000; Silva e Simões, 1980);

Tabela 3 - Distribuição das diferentes litologias na bacia de acordo aos períodos e orogenias .

Idade	Orogenia	Áreas da Bacia	Litologias Formações Geológicas
Cenozoico		Setor Mucope região Leste da BHC	Bacia do Calaári - Formação de areias ocreas; Grupo do Calaári com predomínio de arenitos, argilitos e siltitos.
Mesoproterozóico	Kibariano	Região ocidental do Setor Caculuvar. Gambos	Complexo Gabro-anortosítico: gabros e anortositos indiferenciados.
Proterozóico		Setor Caculuvar. Região da Leba	<i>Formação da Leba</i> - Calcários dolomíticos e doleritos.
Paleoproterozoico		Setor Caculuvar. Planalto da Humpata,	<i>Grupo da Chela</i> - Orto-conglomerados, quartzitos, xistos, arenitos com intercalações piroclásticas, blocos quartzo.
Paleoproterozoico	Eburneano	Setor Caculuvar. Lubango e Chibia	Granitos biotíticos, granito migmatítico, pórfiros granitoides, noritos e doleritos.

- 2) A parte oriental (setor Mucope), referente à região mais baixa da bacia, encontram-se formações mais recentes do Cenozoico, constituídas sobretudo, por sedimentos não consolidados depositados na Bacia do Calaári (Carvalho e Fernandes, 1973; Vale, 1973; Haddon e McCarthy, 2005).

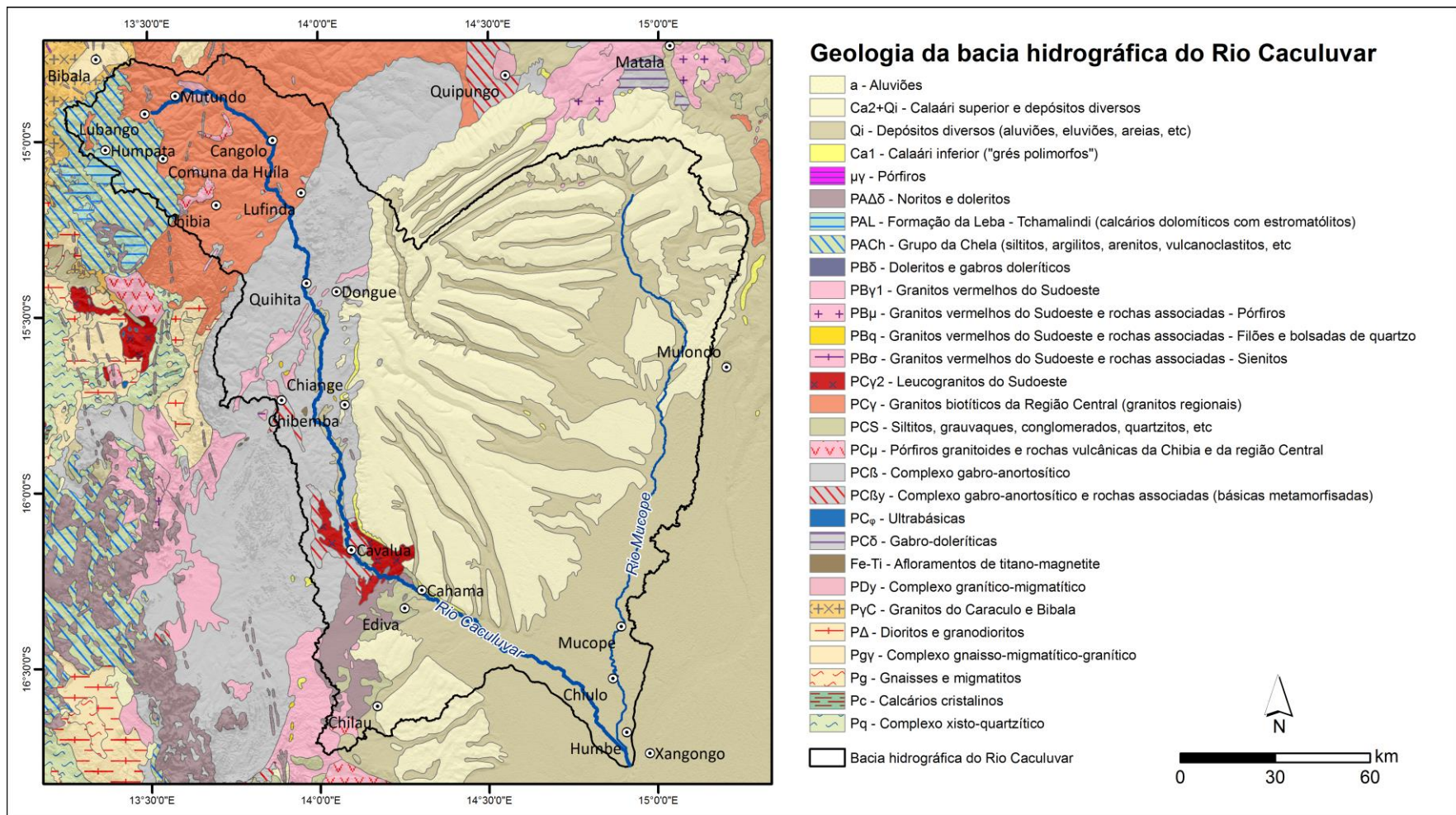


Figura 9 - Geologia da bacia hidrográfica do rio Caculuar e área envolvente (Fonte: folha 4 da carta geológica dos Serviços de Geologia e Minas, 1974).

4.2.1 A Geologia do Setor Caculuar

A descrição que se apresenta de seguida está organizada em função do sentido de drenagem do rio Caculuar. Inicia-se com as unidades que afloram em áreas mais a montante do curso de água, terminando com as que dominam na confluência com o Cunene. Uma organização cronológica expedita é apresentada na Tabela 3.

4.2.1.1 Planalto da Humpata

O Planalto da Humpata, limitado por escarpas de alturas bastante desiguais, apresenta os quartzitos e rochas associadas, pertencentes ao Grupo Chela, como litologias dominantes. Associados aos quartzitos estão os conglomerados, os grés quartzosos, argilitos e siltitos, sobretudo na região mais a norte daquela região – a Tundavala. Há ainda a referenciar, na direção sudoeste daquele planalto, a existência de rochas carbonatadas, na região da Leba (Araújo e Guimarães, 1992). No bordo oriental do planalto da Humpata, drenado pelo rio Caculuar, ocorrem maioritariamente rochas siliciclásticas onde surge a escarpa da Chela, a qual atinge valores da ordem de 1000 metros de altitude em relação ao nível de base da superfície do Lubango, sublinhando o limite entre o referido planalto e a peneplanície do Lubango (Fig. 10).

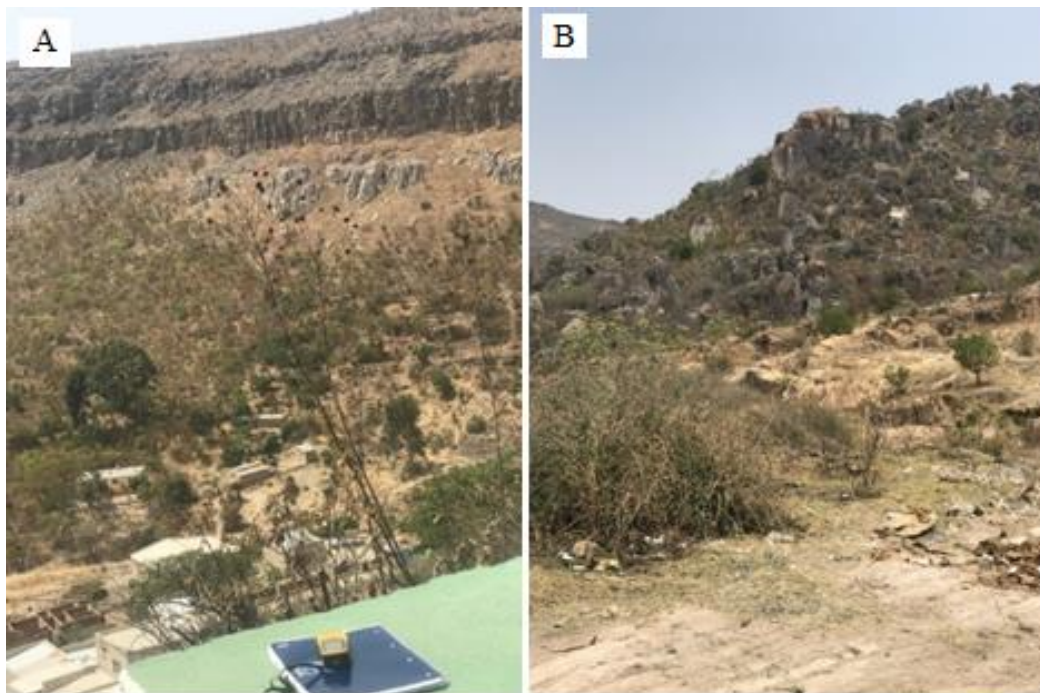


Figura 10 - A – Quartzitos da escarpa da Serra da Chela; B – rochas quartzíticas correspondentes à Serra da Chela, exposta à significativa erosão eólica e hídrica, a NW da cidade do Lubango.

Os estudos geológicos pormenorizados realizados por Correia (1973 e 1976), resultaram na caracterização dos importantes corpos vulcanoclásticos, interestratificados na sucessão da Chela predominantemente quartzítica. É também nestes trabalhos que se procede a uma reformalização das formações que integram o Grupo da Chela, com separação da Formação da Leba (Fig. 11).

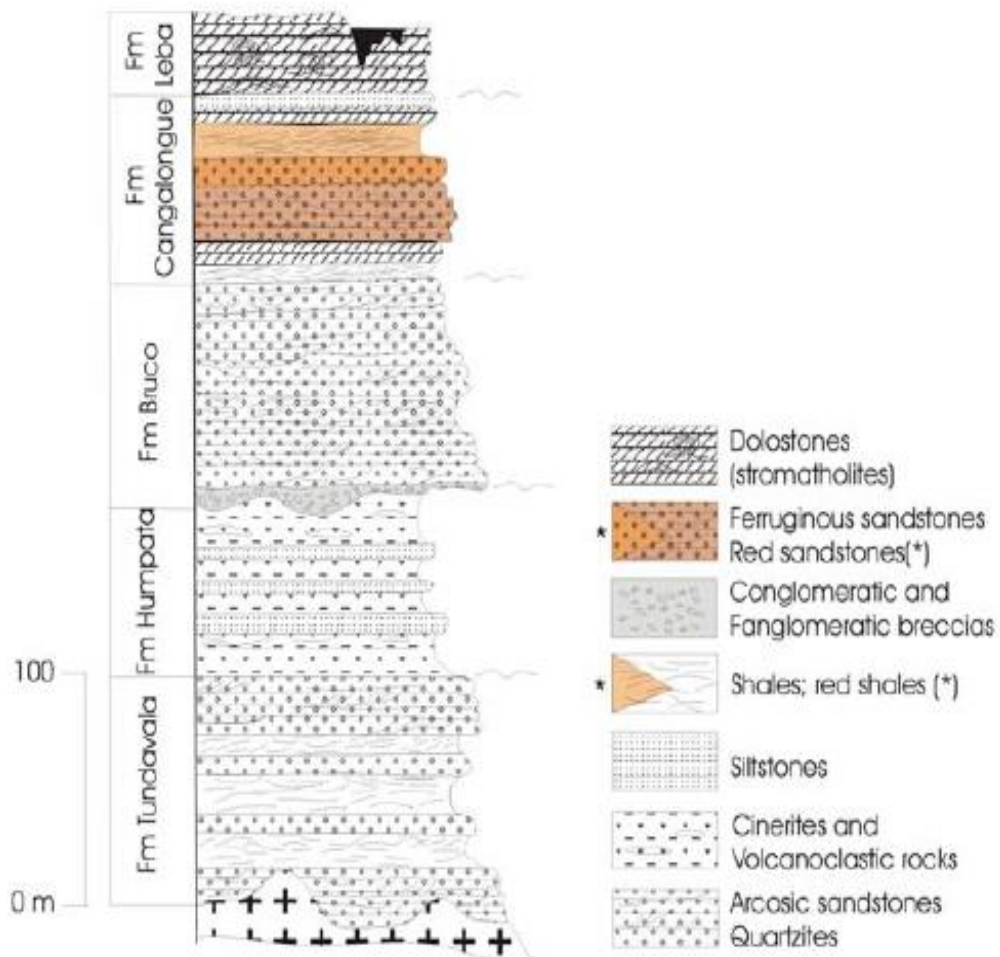


Figura 11 - Sequência estratigráfica do Grupo da Chela e Formação da Leba, aflorante no Planalto da Humpata (Pereira et al., 2011).

O Grupo da Chela integra, da base para o topo:

- Formação da Tundavala: Inicia-se por conglomerados que assentam sobre o substrato Eburneano, a que se sobrepõem arenitos com intercalações piroclásticas (Vale e Simões, 1971; Correia, 1973, 1976). Verificam-se na região vales abertos cobertos por depósitos fluviais e eólicos (Fig. 12 – B), em alguns

pontos observam-se blocos quartzíticos de coloração branca e, com espessura média de centenas de metros (Fig. 10 – A e B).

- Formação da Humpata: Trata-se da unidade onde os conjuntos vulcanoclásticas estão melhor representados, surgindo intercalados com quartzitos, grés quartzosos, argilitos e siltitos. As rochas picoclásticas são em regra ácidas, siliciosas de grão fino, compactas e duras, relacionando-se com vulcanismo explosivo (Vale e Simões, 1971). Apresentam-se bem estratificadas com diaclases bem desenvolvidas perpendicularmente às camadas (Fig. 12 – C e D).
- Formação de Bruco: Inicia-se por um nível conglomerático piroclástico a que se seguem arenitos e rochas de grão fino, por vezes intercaladas de novas rochas vulcanoclásticas.
- Formação de Cangalongue: Esta unidade regista uma alteração nas condições deposicionais, com maior abundância de litotipos de grão fino (siltitos e argilitos), mas ainda intercalados de arenitos feldspáticos, e a presença de níveis carbonatados próximo do topo. Um aspeto característico da Formação de Cangalongue é a abundância de arenitos ferruginosos de cor avermelhada.

Nas unidades do Grupo da Chela encontram-se intrusões sob a forma de soleiras e diques de doleritos. Eles afloram em diferentes regiões do Planalto da Humpata, sendo facilmente identificáveis pelo modelado esferoidal associado à sua alteração e pela presença de solos de tons avermelhados (Fig. 11).

Assente em descontinuidade sobre o Grupo da Chela, encontra-se a Formação da Leba. Esta unidade aflora na região mais a sul do planalto Humpata-Bimbe. Inicia-se por calcários e dolomias que, passam superiormente a dolo-biolitos, por vezes com intraclastos e apresentando no topo níveis de cherte (Correia, 1973, 1976).

Um aspeto característico importante desta formação é a presença de “estromatólitos” bem conservados. Eles podem apresentar diferentes estruturas associadas às construções estromatolíticas, como laminação paralela, estruturas esféricas e ligações laterais, observando-se em diversas posições da sequência estratigráfica (Correia, 1976). No essencial Formação da Leba estará associada a deposição em planície de maré sob condições evaporíticas (Correia, 1976).

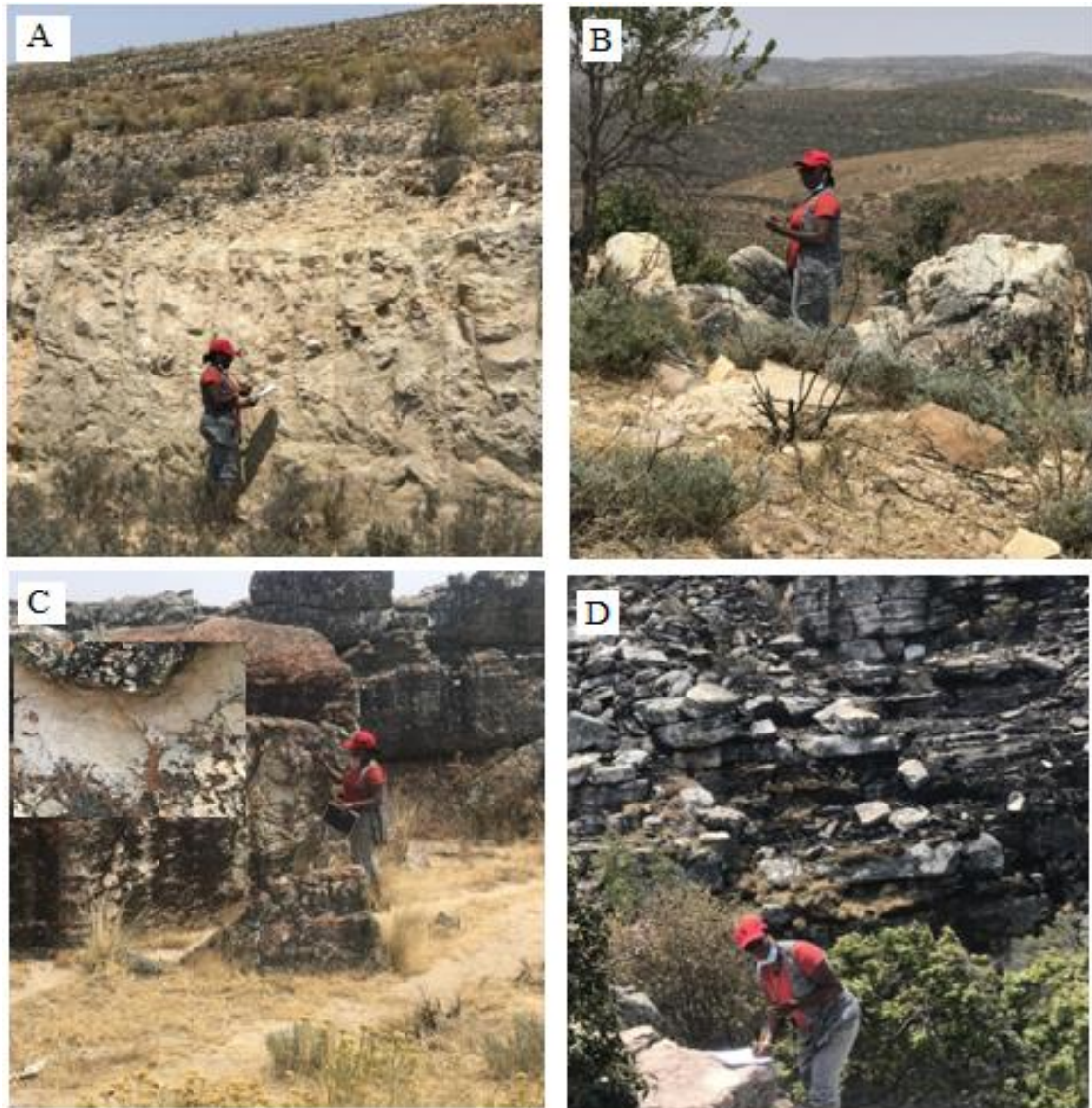


Figura 12 – Aspectos geológicos do Planalto da Humpata: A e B – Região da Tundavala, cabeceiras do principal rio da bacia, ilustrando bases areníticas dos afloramentos da Tundavala; C e D – Planalto do Bimbe e blocos de quartzitos intensamente fraturados com alguma intercalação arenítica.

4.2.1.2 A Geologia do Lubango e Chibia

O relevo moderadamente aplanado da região do Lubango que se estende até à Chibia (Fig. 9) tem correspondência com a superfície cinco de Jessen (1936) e ao Planalto Antigo, como denominado por Marques (1977). Aqui, encontram-se sobretudo rochas granitoides e outras unidades magmáticas afins. Diversos autores (Correia, 1976; Carvalho, 2000; Silva e Simões, 1980; Pereira, 2011; Ernest et al., 2013) associam a

formação destas unidades à orogenia Eburneana (~2,2-1,8 Ga). A litologia em referência é documentada em grande extensão do território angolano, sendo, no entanto, os granitos da região central (Fig. 9), com continuidade para o sentido sudoeste, que atingem a área de estudo. São considerados como resultado de um dos mais importantes eventos orogénicos que foram acrescidos à fronteira sul do Cráton do Congo (Ernest et al., 2013).



Figura 13 - Rocha granítica biotítica de grão médio fino, na periferia do Lubango – Mapunda.

Predominam na área de estudo os granitos leucocráticos peraluminosos deformados, também referidos por “granitos regionais” (Carvalho e Fernandes, 1973) que apresentam variações texturais e mineralógicas, exibindo em muitos casos coloração rósea. Especificam-se essencialmente em granitos equigranulares, sobretudo biotíticos, granitos migmatíticos e ultrabásico-básico, que em muitos casos apresentam intensa foliação e frequentemente são mascarados por coberturas quaternárias (Fig. 13).

Também são bem marcadas na carta geológica (Fig. 9), manchas de rochas filonianas máficas, noritos e doleritos intruídos nos granitos biotíticos da região, que se dispõem sobre um alinhamento de orientação média NW/SW, em forma de salpico, com continuidade para além do limite sudoeste da Chibia. Ainda soerguido sobre os granitos da região central, encontram-se importantes elevações de pórfiros granitoides e rochas vulcânicas da região central, marcando também presença na região, um conjunto de rochas eruptivas, em grande parte atribuíveis ao Pré-câmbrico médio (Carvalho e

Fernandes, 1973). Estes materiais representam ainda afloramentos importantes na vila da Chibia, na sua direção noroeste (Fig. 9).

4.2.1.3. A Geologia da Região dos Gambos

Na região intermédia do setor Caculuvar, afloram rochas ígneas máficas, que constituem o vasto Complexo gabro-anortosítico, também referido por Complexo do Kunene, associado ao complexo máfico da Namíbia (Druppel et al., 2007, Morais et al., 1998; Carvalho et al., 2000; Mayer et al., 2004). As rochas do Complexo gabro-anortosítico são resultantes da orogenia Kiberiana (~1,4 Ga), altura em que os seus materiais intruíram o limite sudeste do Cratão do Congo, na orogenia Pana-africana, representando assim, o maior complexo máfico de África (Ernest et al., 2013).

Estas rochas, eruptivas afloram com um traçado oblíquo na bacia em estudo, com início na localidade do Quipungo, estendendo-se pela direção NE-SW da localidade da Lufinda, pelas regiões da Quihita, Dongue, Chiange e Chibemba. Esta formação geológica prolonga-se para fora dos limites da bacia, pela sua direção sudoeste, precisamente na localidade da Chibemba, atingindo espaço o territorial do Cunene (Fig. 9).

As litologias do complexo gabro-anortosítico especificam-se em noritos, plagioclásios, gabros (Fig. 14) e anortositos massivos indiferenciados, bem representados na região dos Gambos e nunca exibindo um comportamento filoniano (Carvalho e Alves, 1990; Marques, 1977; Pereira, 2010).



Figura 14 – Afloramentos do complexo gabro-anortosítico: A - intrusão granítica no complexo Gabro-anortosítico; B- afloramentos do gabro-anortositos fraturados.

Em alguns locais do Complexo Gabro-anortosítico correm intrusões de rochas ácidas, granitos vermelhos do tipo A, dispostos num alinhamento geral SW-NE, precisamente entre a localidade do Chiange e do Dongue (Drüppel et al., 2007). Ao longo das fraturas das rochas do complexo Gabro-anortosítico, característica comuns nos seus afloramentos, verificam-se injeções de veios de filões de doleritos.

Há ainda a referir a presença de afloramentos rochosos da mesma litologia (noritos e doleritos) em pequena escala, na localidade da Chibemba, que se apresentam em maior escala, a medida que se caminha para o sul, precisamente no extremo sudoeste da bacia hidrográfica em estudo (Fig. 9). A presença de elementos imóveis que caracterizam as rochas gabro-norítisíticas, confirmam a sua composição fundamentalmente basáltica (Mayer et al., 2004).

De notar que a faixa cristalina oriental, pertencente ao setor Caculuvar, é coberta por depósitos de sedimentos não consolidados que fazem parte da bacia sedimentar do Calaári superior (Fig. 9).

4.2.2 A Geologia do Setor Mucope – Baixo Cunene

A geologia do setor Mucope, que é parte oriental da bacia da BHC, é muito simples. É composta por formações sedimentares não consolidadas, de origem eólica e fluvial, datadas do Cretácico Superior ao Cenozóico (Haddon e McCarthy, 2005). A região, regionalmente designada por «tunda», tem correspondência com as formações arenosas e greso-argilosas do quaternário, associadas à reciclagem do Grupo Calaári.

As litologias predominantes nos depósitos diversos daquele sector, especificam-se em argilas, siltitos e grés que assentam em discordância sobre rochas cristalinas – gabros-anortosícas. É comum verificarem-se conjuntos greso-argilosos, assentes diretamente sobre um grés avermelhado, por vezes conglomerático, contendo calhaus de gabros e de outras rochas cristalinas, que correspondem ao material fóssil do complexo gabro-anortosítico (Marques, 1977).

A sua erosão produz frações de areias finas e médias, largamente dominadas por quartzo, mas contendo também apreciável quantidade de areia grosseira, misturada com maior ou menor quantidade de argilas, brancas e rosadas (Fig. 15 – B, C e D).



Figura 15 – Depósitos arenosos eólicos do setor Mucope: A – siltitos e grés que assentam em discordância sobre rochas cristalinas – gabros-anortosícas; B e C – depósitos de sedimentos arenosos de coloração rosada, avermelhada; D – depósitos arenosos de cor esbranquiçada.

Verifica-se na região uma larga representação de sedimentos de coloração alaranjada ou avermelhada, de espessura considerável desenhando interflúvios bem definidos.

Para o oriente da linha de contacto geral entre as formações detríticas e o complexo gabro-anortosítico, ocorrem espaçadamente pequenos afloramentos isolados de grés-argiloso e grés-silicificado, testemunhando uma maior extensão da cobertura sedimentar (Marques, 1977).

Na generalidade, a bacia hidrográfica em estudo, apresenta uma diversidade geológica bem setorizada, ao ocidente representada por rochas antigas cristalinas, máficas e félsicas, que são nitidamente limitadas, a oriente, por uma região geologicamente mais simples, composta por depósitos do Quaternário.

CAPÍTULO V – CARATERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA DA BHC

No presente capítulo serão abordados aspectos relativos às diferentes formas de relevo, pese a escassa literatura científica existente. Neste sentido, foi importante o recurso a vários perfis topográficos, para a melhor descrever o relevo da bacia em estudo.

5.1 Breves considerações sobre as unidades geomorfológicas

O relevo de uma bacia hidrográfica influencia fortemente o seu comportamento hidrológico e as condições climáticas, sendo a velocidade de escoamento superficial determinada pelo declive das vertentes, enquanto a temperatura, a precipitação e a evaporação são intimamente influenciadas pela altitude da bacia (Carvalho e Simões, 1971).

Em termos de contexto geomorfológico, a área de estudo estende-se por cinco unidades de aplanção de Jessen (1936) (V, IV, III, II e I), posteriormente adaptadas por Feio (1946 e 1981). O setor Caculuar caracteriza-se morfologicamente pela predominância do Planalto Principal, considerando também outras unidades, designadamente o “Planalto da Humpata-Bimbe”, os Ciclos de “Erosão Endorreica e alguns Relevos Residuais”. Já para o setor Mucope, Feio (1981) distingue apenas a unidade que corresponde a depósitos diversos não consolidados do Quaternário, que designou “Depósitos da Bacia do Cuanhama- Cunene” (Fig. 16).

Relativamente à superfície correspondente à aplanção de nível V, ou Cadeia Marginal de Montanha, de acordo com Jessen (1936), ela corresponde, na bacia em estudo, ao seu extremo noroeste, onde se integra a localidade mais importante do planalto da Humpata (Feio, 1981), e a direção ocidental correspondente à Comuna da Huila (Fig. 16).

Quanto a aplanção IV de Jessen (1936), que se refere ao Planalto Principal de Feio (1981) e, também ao Planalto Antigo a que Marques (1967) fez referência em seus estudos, ela ocupa a maior parte da região noroeste da bacia, e parte da sua região ocidental, com continuidade para regiões mais a oeste, fora dos limites da área de estudo.

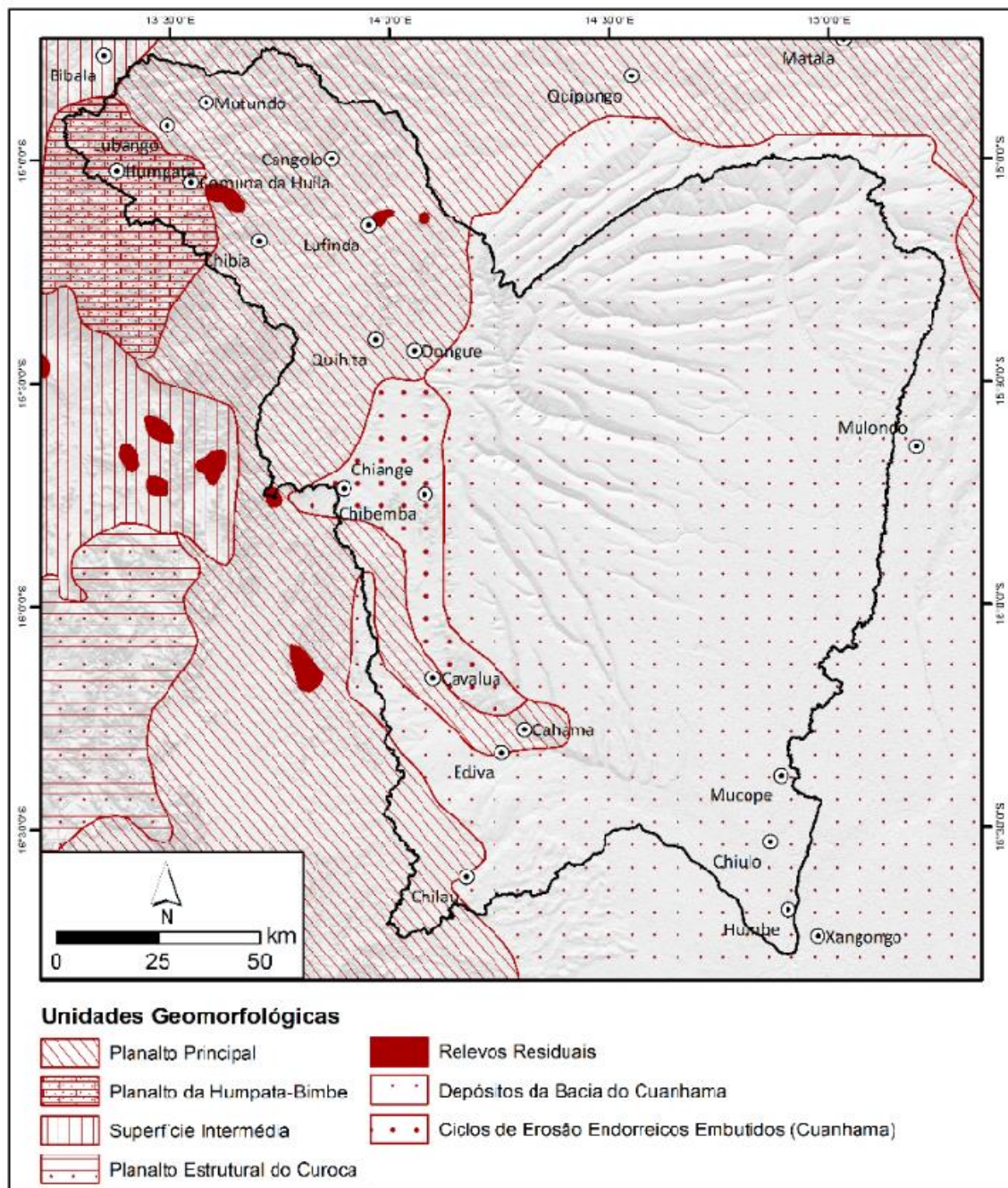


Figura 16 - Unidades geomorfológicas do sudoeste de Angola, retratando a bacia do rio Caculuar (adaptado de Feio, 1981).

A vasta superfície encontra-se em correspondência com a extensa superfície planáltica, que constitui todo o interior centro e sul de Angola. Na bacia em estudo, a superfície corresponde à região do Lubango, até à Quihita, que integra o município da Chibia (Fig. 16). Neste setor, a unidade geocronológica principal é pertencente ao Pré-câmbrico, incluindo o Proterozoico, predominando na região uma grande diversidade geológica, caracterizada sobretudo por materiais cristalinos félsicos e máficos (Carvalho e Simões, 1971).

A outra unidade geomorfológica bem identificada por Feio (1981) é a dos “Relevos Residuais”. Como a figura 16 ilustra, a superfície quase perfeita que configura as aplanções do planalto principal é, em alguns pontos, interrompida, nas localidades da Comuna da Huíla e da Lufinda, por relevos residuais, litologicamente compostos pelos granitos vermelhos do sudoeste angolano, que configuram desníveis altimétricos de 400 m em média, verificados também na região ocidental, para além dos limites da bacia.

Faz-se ainda presente, na região da bacia, uma unidade de litologias cristalinas que constituem a cobertura da “Unidade dos Ciclos de Erosão Endorreicos Embutidos”, assim geomorfológicamente considerados por Feio (1981). A superfície representa na bacia um corredor, com direção NW-SE, em contacto direto com o “Planalto Principal”, ao ocidente, e com os “Depósitos da Bacia do Cuanhama”, a leste (Fig. 16). A última unidade geomorfológica referida (Depósitos da Bacia do Cuanhama), correspondente a outra superfície identificada por Feio (1981), constitui uma formação geológica que se estende por toda região leste da bacia em estudo, caracterizada por sedimentos não consolidados que, para além de fazerem parte do grande vale da bacia do rio Cunene, são também parte da unidade sedimentar do Calaári Superior (Fig. 16).

5.2 As aplanções da bacia hidrográfica do Caculuar

Face às diferenças morfológicas e geológicas existente entre a parte oriental e a ocidental da bacia hidrográfica do rio Caculuar (Fig.16), urge aprofundar o seu estudo. A parte ocidental, percorrida pelo rio principal, denominamos por “setor Caculuar (SC)”. Por seu turno, a parte oriental da bacia em estudo, em que corre o rio Mucope, o maior afluente do rio Caculuar, será denominada por “setor Mucope (SM)”.

É de notar que o setor Caculuar é limitado a leste pelo próprio rio, a escassos quilómetros do seu leito e, por sua vez, que o referido setor se pode subdividir - em três aplanções principais, separadas topograficamente por degraus, justificando-se, assim, a existência de feições geomorfológicas distintas (Jessen, 1936; Feio, 1946 e 1981; Diniz, 2006). As três aplanções estudadas por Feio (1946 e 1981) foram designadas por Diniz (2006) como Terras Altas da Huíla (TAH) – zona situada a norte da BHC, com maior

incidência para o seu setor noroeste, a Região dos Gambos — correspondente à superfície intermédia da BHC; e à Região do Baixo-Cunene — referente à região sul da BHC, sendo tais designações também adotadas ao longo deste trabalho (Fig. 17). De notar que a separação das aplanções não nos remete a um critério rigoroso, na sua avaliação, porque as mais visíveis e importantes diferenças se verificam- entre os setores Leste e Oeste da bacia estudada.

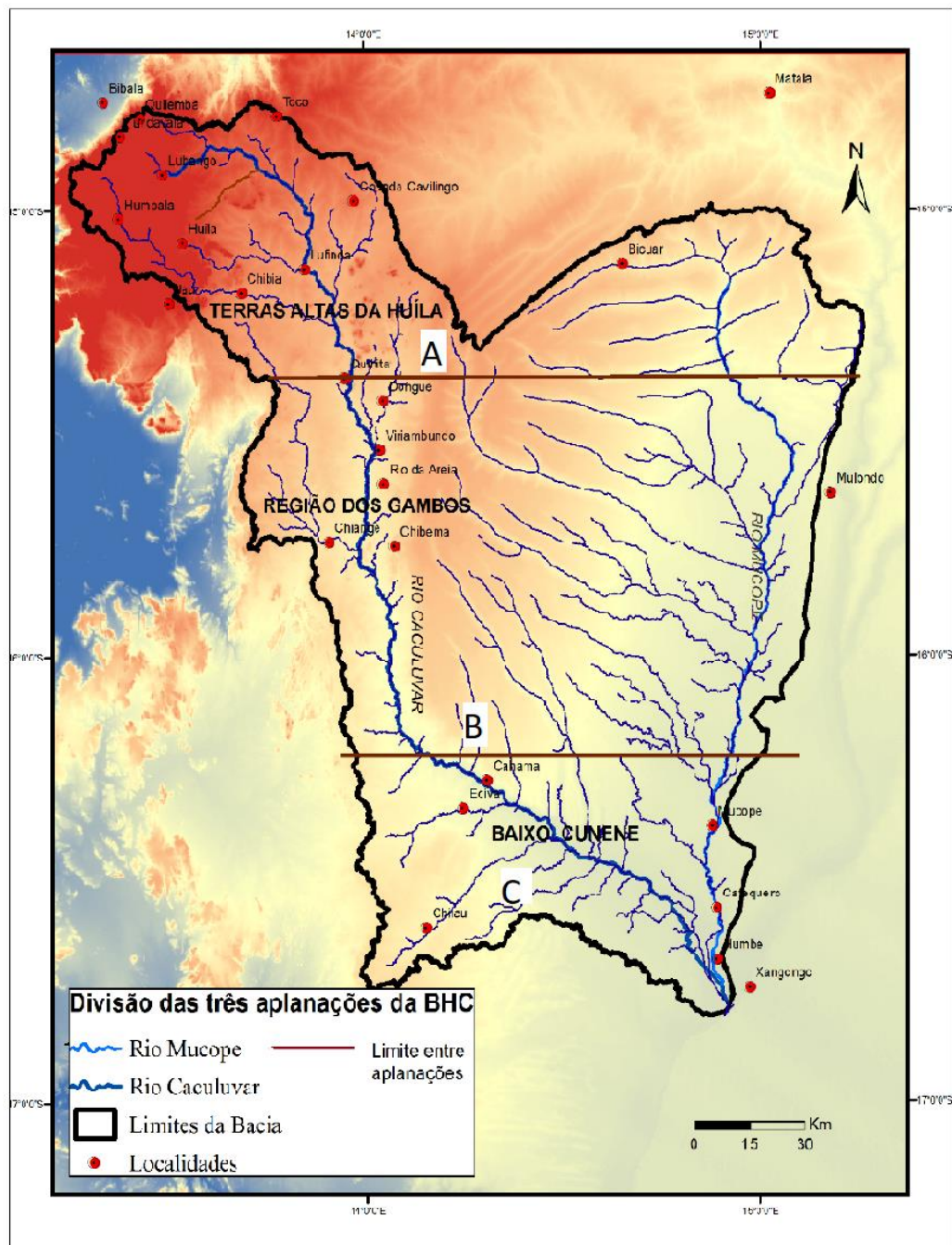


Figura 17 - As três principais aplanções que constituem a BHC: A – Terras Altas da Huíla; B – Região dos Gambos e C – Baixo Cunene.

Embora as divisões das aplanções indiquem continuidade para o setor Mucope (Fig. 17), a análise geomorfológica dessas aplanções, no presente trabalho, recairá apenas sobre o setor Caculuvar. Assim, o setor Mucope será analisado separadamente, por possuir características muito comuns, em todas as regiões que o compõem.

Em perfil (Fig. 18), verificam-se diferenças geomorfológicas consideráveis entre os dois setores, apresentando-se o setor Caculuvar, em termos gerais, mais acidentado, com maior diversidade geomorfológica e cotas mais elevadas. Ao contrário, o setor Mucope, localizado a leste da bacia, é representado por um relevo ligeiramente aplanado, com inclinação suave para sudeste sobre cotas mais baixas que variam entre os 1536 m a oeste do setor e os 1113 m a sudeste.

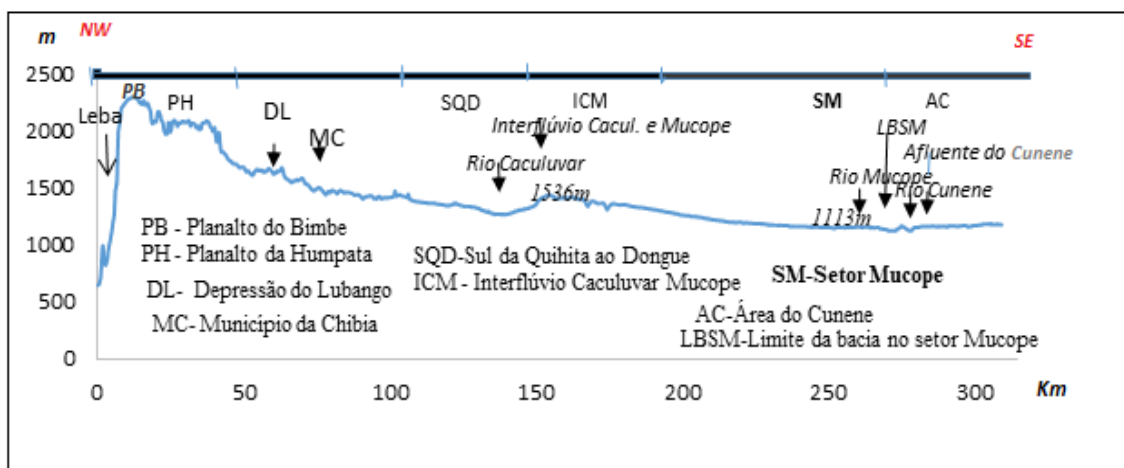


Figura 18 - Perfil topográfico ilustrando o Planalto Principal (Jessen, 1936) e o setor Mucope.

As cotas mais elevadas verificam-se no extremo noroeste da bacia, designadamente no Planalto da Humpata, pertencente às Terras Altas da Chela (Diniz 2006), e onde a cota média é de aproximadamente 2000 m (Fig. 18). A região a que pertence a Cadeia Marginal de Montanhas (Jessen, 1936) é representada por relevos com desníveis acentuados, como consequência da movimentação da flexura do flanco atlântico do sudoeste de Angola (Marques, 1977). Por outro lado, as cotas baixas da BHC verificam-se no setor Mucope, mais propriamente no extremo Sudeste da região do Baixo Cunene, onde se unem os dois principais rios da bacia em estudo, o rio Caculuvar e rio Mucope. As cotas nesta região variam entre os 1024 m e os 1209 m de altitude (Fig. 18).

Aspetos fundamentais a considerar na BHC:

- A bacia em estudo estende-se na sua direção NW sobre uma superfície planáltica a que se chama Terras Altas da Huíla (Diniz, 2006), correspondente à unidade IV de Jessen (1936) na sua unidade inferior. A mesma está em correspondência com a extensa superfície referente ao Planalto Antigo de Marques (1977) ou ao Planalto Principal de Feio (1981), que constitui todo o interior centro e sul de Angola. O seu relevo desenvolve-se sobre rochas cristalinas e metassedimentares, pré-câmbricas, representando um resíduo da aplanção do Cretácico superior, e soerguido no início do Terciário (Correia, 1973);
- Ainda nas Terras Altas da Huíla (TAH), na direção NW da BHC, a partir da unidade inferior (região do Lubango), alcança-se, por meio de um extenso degrau topográfico composto pela escarpa da Serra da Chela, uma unidade planáltica a nível superior, com relevo pouco acentuado, referente ao Planalto da Humpata (Fig. 19 - A), suportada por rochas quartzíticas e vulcanoclásticas Paleoproterozoicas, sensivelmente horizontais (Pereira, 2011). A sua morfologia é genericamente caracterizada por vales abertos e muito largos, cobertos de depósitos fluviais e eólicos, bem como pela existência de áreas deprimidas e elevações topográficas de dimensões consideráveis. Quando contemplada esta unidade, a partir da aplanção inferior, observa-se um conjunto de escarpas imponentes, de erosão, associadas a cornijas bem desenvolvidas, em correspondência com bancadas quartzíticas (Feio, 1981). Há também que destacar o facto do bordo ocidental do planalto do Bimbe colocar o relevo em correspondência com uma superfície planáltica intermédia de nível III de Jessen (1936), através da extensa escarpa da Serra da Chela; isto, já fora dos limites da BHC como mostra a figura mais abaixo (Fig. 21);
- A outra região de destaque na direção Oeste da BHC, e que também é parte do Planalto Principal, em correspondência com a extensa superfície planáltica a que nos referimos acima, é a região dos Gambos (2ª aplanção - Região dos Gambos). É caracterizada pela presença de um relevo plano, ligeiramente inclinado para Leste, com por uma cota média de 1400 m. A aplanção é interrompida, em alguns pontos, por afloramentos correspondentes ao Complexo gabro-anortosítico que marca geologicamente a região (Fig. 19 - C). É de salientar que a parte oriental desta

superfície se encontra em contacto direto com os depósitos da bacia sedimentar do Cunene, neste caso, pertencentes ao setor Mucope (Marques (1977));

- Como anteriormente aludido, a parte oriental da BHC desenvolve-se sobre formações detríticas do Calahári (Fig. 19 – D), constituindo uma superfície extensa e plana, de idade pliocénica (Haddon e McCarthy, 2005), onde se assinalam diversos vales largos de fundo plano – as chamadas chanas (Fig. 19 – E). Correspondente ao SM, também considerada bacia sedimentar do Cunene é separada da peneplanície cristalina a Oeste (SC), por um interflúvio que aparenta ser basculamento topográfico para leste, separando nitidamente os dois setores (do rio Mucope daquele pertencente ao rio Caculuar). As espessas camadas de sedimentos, que são parte do grande interflúvio da bacia, são suportadas pelas cotas mais altas daquele setor, que correspondem em média à 1570 m de altitude, baixando à medida que se caminha para o sudeste do mesmo (Fig. 18).

É ainda importante realçar o facto de que o extremo Sudoeste da BHC é igualmente caracterizado por relevo planáltico, composto por rochas cristalinas, sendo considerado como superfície de continuidade da aplanção dos Gambos que, por sua vez, integra o Planalto Principal (Feio, 1981) acima referido. A região apresenta uma altitude média de 1300 metros, baixando à medida que se caminha na direção Sudeste, junto aos depósitos sedimentares do Cunene (Fig. 18).

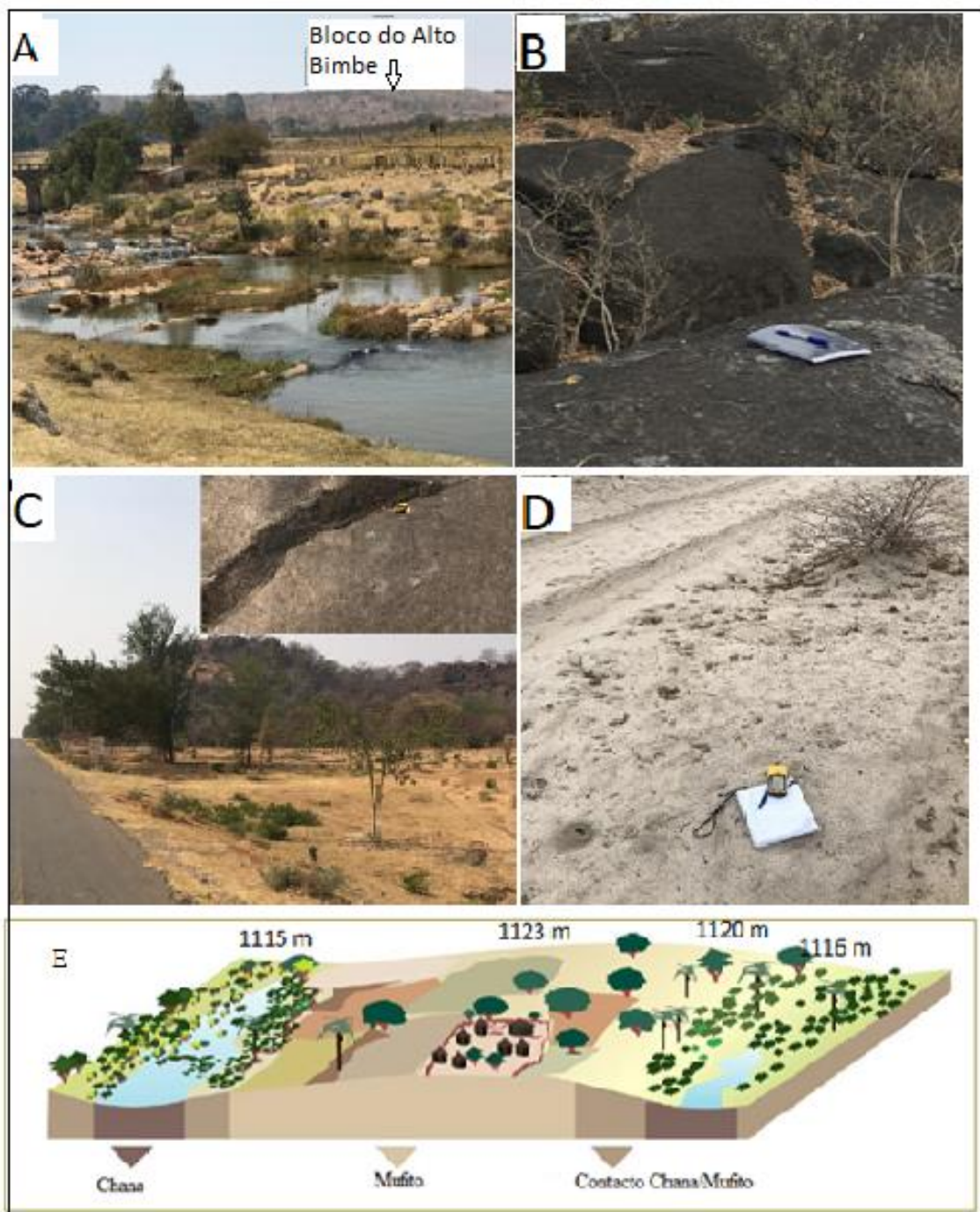


Figura 19 – Principais formas do relevo da BHC: A – Terras altas da Huíla, observando-se o planalto do Bimbe soerguido sobre o planalto da Humpata, nas imediações da nascente do rio Nene; B – Gabros da região dos Gambos; C – Aplanção dos Gambos interrompida por alguns afloramentos; D – Depósitos de sedimentares não consolidados do setor Mucope; E – Configuração do relevo do setor Mucope (superfícies baixas separadas por interflúvios, SINFIC, 2005).

5.2.1 As Terras Altas da Huíla (TAH) – 1ª Aplanção

As Terras Altas da Huíla, como Diniz (2006) se lhes referiu, correspondem à grande unidade geomorfológica constituída pelas regiões aplanadas do Bimbe, da Humpata e do Lubango, até à Chibia, todas elas separadas por degraus escarpados, sendo as duas inicialmente referidas talhadas em quartzitos típicos da região.

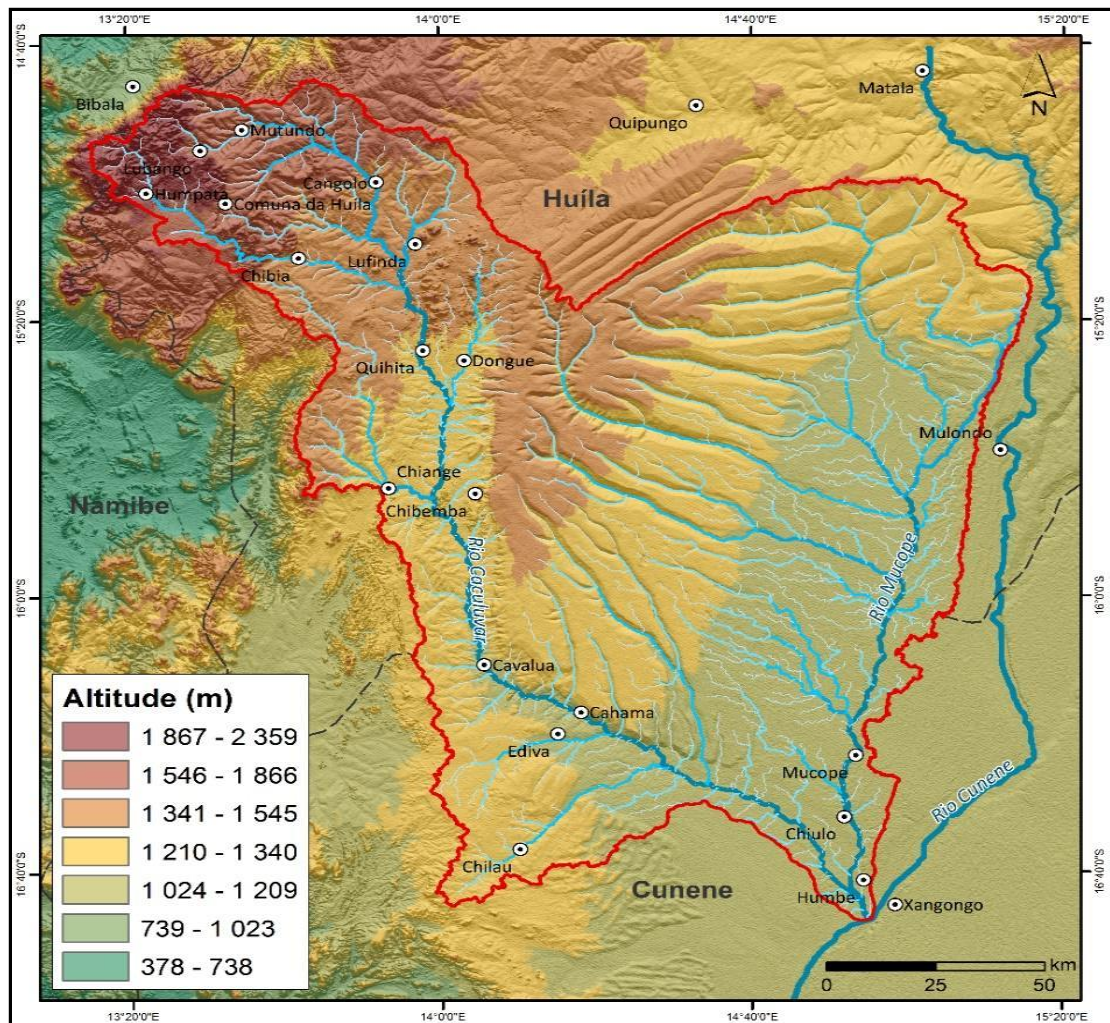


Figura 20 - Hipsometria da bacia hidrográfica do rio do Caculuar e áreas envolventes.

A região Noroeste da BHC consta de um relevo que se desenvolve por duas unidades planálticas, diferenciadas dos pontos de vista altimétrico, geológico e climático. A unidade mais extensa e mais importante destas aplanções é a que se encontra a nível inferior, por constituir o principal centro económico e político da região da BHC.

Esta unidade abrange a região do Lubango e os diferentes distritos do município

da Chibia até ao Norte da comuna da Quihita. O relevo é, basicamente, constituído por formações graníticas, em que as cotas variam entre os 1910 m a nordeste do Lubango e os 1415 m a sul (Fig. 20).

5.2.1.1 Planalto da Humpata Bimbe – unidade superior

A segunda unidade, também referente à região das TAH, encontra-se a um nível superior, no extremo Noroeste da BHC, correspondendo ao Planalto da Humpata (Fig. 21). Representa uma pequena porção da superfície da área de estudo, onde a altitude média é de aproximadamente 2000 m, diminuindo consideravelmente nas direções NW-SE.

Note-se que o Planalto da Humpata se apresenta, por sua vez, também dividido em duas subunidades geomorfológicas: o Planalto da Humpata e o Alto Bimbe. A segunda é correspondente a um bloco elevado sobre o Planalto da Humpata (1981), onde se observa o ponto mais alto da bacia (acima de 2300 m), com uma extensão de aproximadamente 10 km, na direção NW-SE (Fig. 21). Este ponto representa um desnível altimétrico de aproximadamente 300 m, medido desde o cimo das camadas quartzíticas, características da superfície da Humpata, até ao cimo daquele bloco, resultando assim numa altitude média de 2300 m para a localidade do Bimbe (Vale, 1971; Correia, 1976).

Em perfil (Fig. 21), verifica-se que o bordo ocidental da superfície do Bimbe termina bruscamente, pela escarpa da Chela, constituindo um degrau topográfico com declive considerável, correspondendo a um desnível altimétrico de aproximadamente 1000 m de comando, conduzindo assim o relevo diretamente do nível V (Cadeia Marginal de Montanha com cotas acima de 2000 m), para o do nível III (Jessen, 1936). Neste último (relevo de nível III), as cotas apresentam-se significativamente similares (variando entre os 1000 m e os 1060 m), sendo essa uma superfície que configura uma área fora da nossa área de investigação, com disposição paralela ao oceano Atlântico.

No sentido oposto, pelo mesmo perfil topográfico (Fig. 21) verifica-se que a base da escarpa do Bimbe dá lugar a uma superfície que representa o Planalto da Humpata, uma área de solos esqueléticos, onde afloram as camadas quartzíticas exumadas (Feio, 1981). O relevo é significativamente entalhado pela rede hidrográfica,

constituindo vales abertos e fechados, alternados por relevos soerguidos e outros abatidos. Verificam-se falhas profundas do soco, ao longo das quais se implantaram, por vezes, rochas doleríticas, em fraturas e diáclases, constituindo, assim, verdadeiros corredores que se prolongam para noroeste desse planalto. Estas falhas são consideradas normais e terão atuado durante a fase de rifte do Cretácico Inferior, sendo registadas por Vale (1973) na carta geológica de 1:100.000.

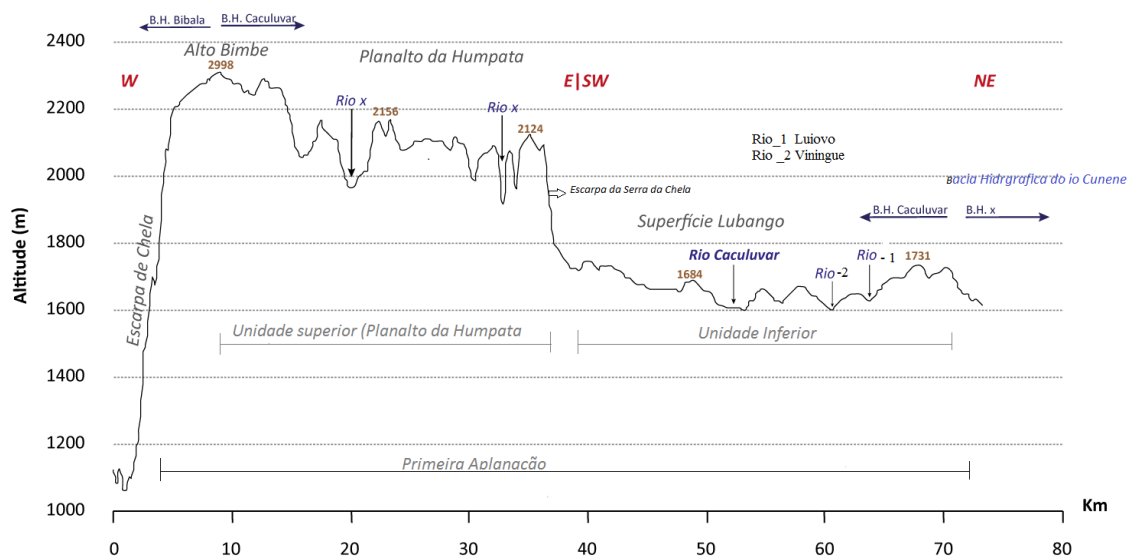


Figura 21 - Perfil topográfico da superfície das TAH, ilustrando o bloco do Bimbe acima do planalto da Humpata e a unidade inferior da região do Lubango.

Caminhando para o sentido leste, abandonando a aplanação do Bimbe em direção ao planalto da Humpata, após a escarpa que separa as duas superfícies, Planalto do Bimbe e Planalto da Humpata, alcança-se um vale largo em U, com aproximadamente 2 km de largura e uma profundidade de cerca de 150 m, em relação à sua encosta ocidental, e 101 m, em relação à encosta oriental (Fig. 21). O referido vale, que se desenvolve sobre camadas quartzíticas, está parcialmente coberto por depósitos de pequena espessura, eólicos e aluviais, com matriz também quartzítica (Feio, 1981). A superfície quartzítica regular sobre a qual assenta a localidade do Bimbe é bem conservada com relevos suaves e cotas elevadas, diferenciando-se assim da restante unidade, em termos altimétricos (Fig. 22).

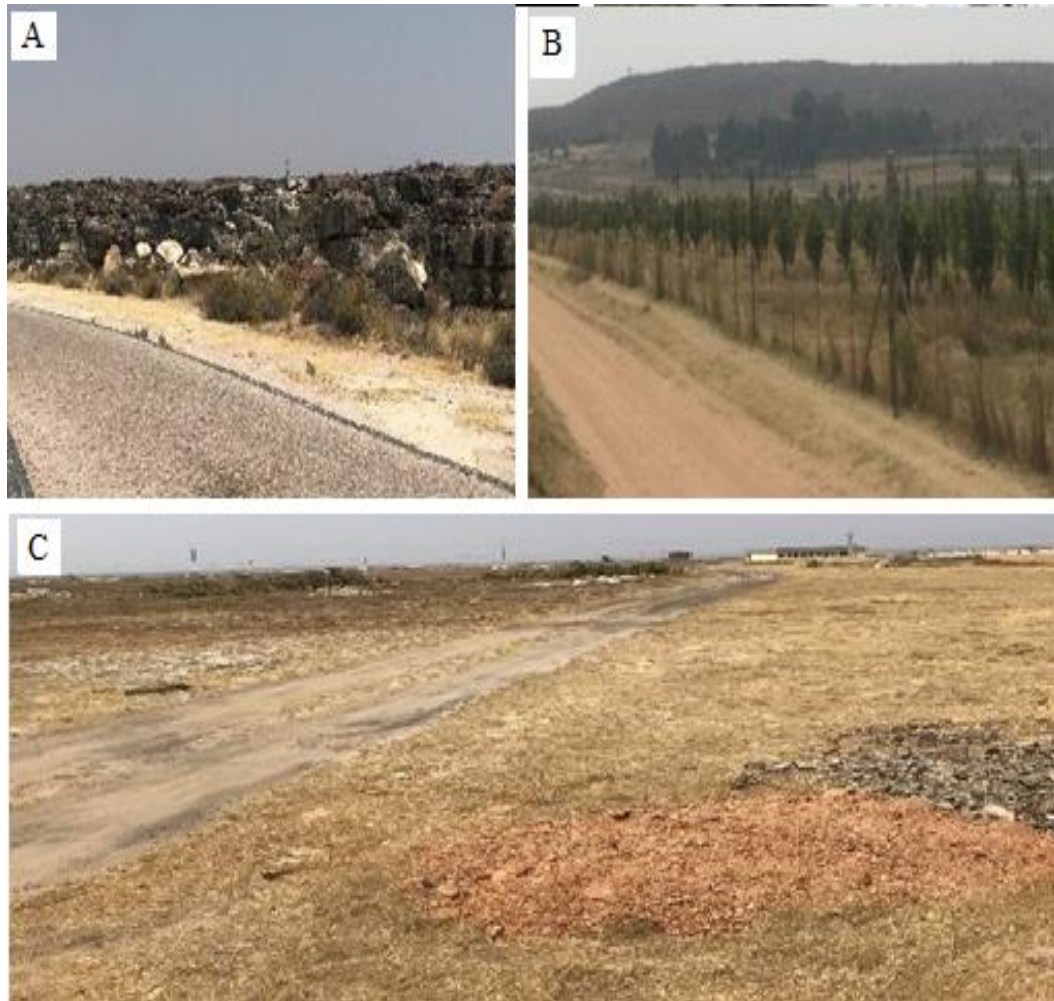


Figura 22 – Morfologia do relevo do planalto da Humpata: A – O bloco do Bimbe, sobre o planalto da Humpata, caracterizado por quartzitos intensamente fraturados; B – Escarpa do bloco do Bimbe sobre o planalto da Humpata; C – Superfície plana, quase perfeita, na direção sul do planalto da Humpata.

É de realçar que a região Sul do planalto da Humpata constitui o nível de base local da unidade, atacada pela erosão, onde aflora uma superfície plana a perder de vista (Fig. 22 – C). A sul do planalto da Humpata, encontra-se o vale do rio Nene, com 3 km de largura e um encaixe de aproximadamente 132 m (Fig. 19 A e 23). O vale é precedido por uma elevação de 2139 m de altitude. Na mesma direção (Oeste-Este), verifica-se uma superfície inclinada, profundamente retalhado pela rede hidrográfica, representada por vales estreitos em V, verificando-se entre estes o vale do rio Mumbengo, afluente do rio Nene, mais adiante, rasgando os quartzitos comuns na região (Fig. 23).

Até atingir o limite da aplanção na área da Quihita, verificam-se na superfície inclinada para Sudeste, alguns ressaltos topográficos que formam desníveis altimétricos significativos, representando os relevos residuais da Comuna da Huíla, bem marcados na “Carta Geomorfológica do Sudoeste de Angola” de Feio (1981, Fig. 16).

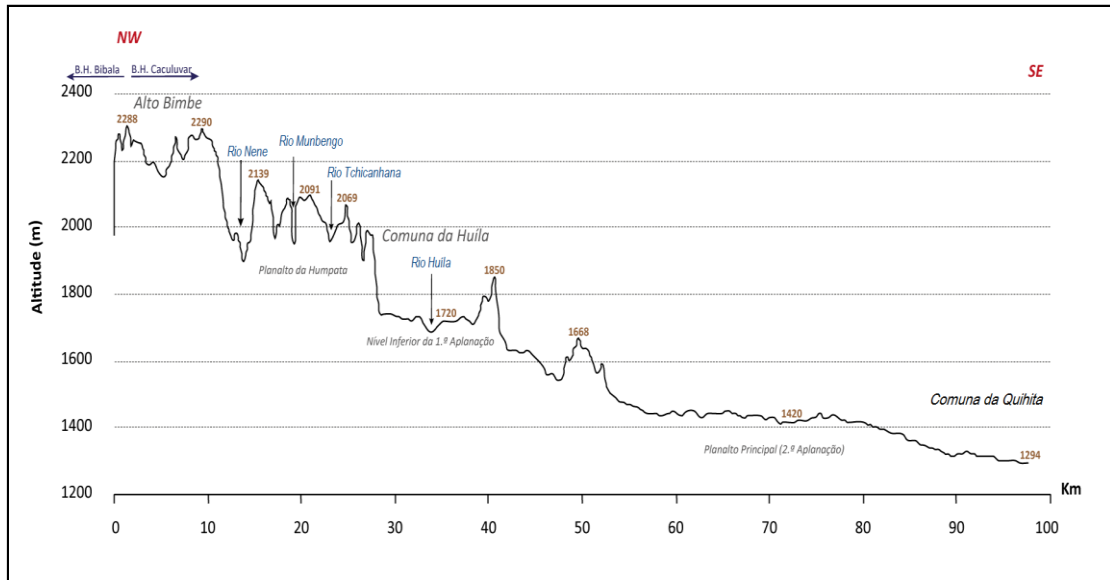


Figura 23 - Perfil topográfico ilustrando as TAH na direção sul da aplanção da Humpata e do Lubango.

No setor sul da Humpata, em ligação com a comuna da Huíla, os relevos residuais da da última localidade, perdem altitude a medida em que a sua superfície vai se inclinando para sudeste, alcançando uma cota média de 1420 metros, verificada numa distância de aproximadamente 30 km (Fig. 23). Em seguida, a superfície que se apresentava regular, volta a perder altitude gradualmente e, em uma distância de cerca de 18 km, atinge uma cota de 1294 m neste ponto, pertencente à Comuna da Quihita, terminando na localidade a primeira aplanção da BHC.

5.2.1.2 A Serra da Chela

Diz respeito às escarpas oriental e ocidental do planalto da Humpata. No entanto, para o presente estudo deu-se primazia à escarpa da Serra da Chela (oriental), por ser a que dá lugar à superfície em que se estende a região do Lubango e outras regiões subjacentes que constituem o interior da BHC (Fig. 24). A escarpa em questão

separa a unidade geomorfológica superior (Planalto da Humpata) da unidade geomorfológica inferior (Planalto Principal) referente à região do Lubango e parte da localidade da Chibia



Figura 24 - Escarpa oriental contínua da Serra da Chela, limitando a direção ocidental da região do Lubango.

Grosso modo, pode-se afirmar que o bordo do planalto da Humpata se caracteriza por escarpas imponentes e contínuas, com altitude máxima de 1000 m, mais expressivas a Norte, suportadas por um pendor suave para o ocidente, recortadas em facetas orientadas, alternadamente, segundo planos NW-SE e NE-SW, formando pequenos polígonos, a nordeste que no sopé podem apresentar depósitos de vertentes (Fig. 24 e 25), constituídos por calhaus e blocos de rochas greso-conglomeráticas, associados à areias que são depósitos do Plio-Plistocénico (Lopes et al., 2012).

5.2.1.3 Planalto Principal – Unidade Inferior

Em correspondência com o território da Chibia, a peneplanície do Lubango corresponde à unidade inferior das Terras Altas da Huíla. Na região, a cota média é de 1700 metros, suportada por uma estrutura geológica basicamente definida por granitos biotíticos (Fig. 9). As cotas mais elevadas desta unidade estão localizadas a noroeste da cidade do Lubango, junto à base de vertente da Serra da Chela, onde variam entre os 1800 m e os 1731 m. A acumulação de depósitos de vertente (Fig. 25 – A e B), num raio de aproximadamente 3 a 5 km de extensão do sopé para o interior da cidade do

Lubango, justifica a existência de cotas mais elevadas ao longo das bases de vertente da Serra da Chela (Feio, 1981).



Figura 25 – Morfologia do sopé da escarpa da Chela no Lubango: A – Depósitos arenosos e cascalhentos na direção noroeste do Lubango (Mapunda); B – depósitos arenosos na direção ocidental da cidade do Lubango.

A superfície caracteriza-se por uma aplanção quase perfeita, de relevo pouco ondulado, suave ou moderado, com inclinação gradual e sensível para leste e sudeste. Configura-se em vales abertos muito largos, de profundidade reduzida que marcam e fracos desníveis, que se terão formado durante o Jurássico (Feio 1981).

5.2.2 A Região dos Gambos

A região dos Gambos, no setor Caculuar, é limitada a Noroeste e a Oeste pela vasta superfície que constitui o Planalto Principal (Fig. 16) e, em toda a sua área oriental, a região é limitada pelos depósitos sedimentares não consolidados do quaternário, referentes aos depósitos sedimentares do Cuanhama (Feio, 1981). Em perfil (Fig. 26), vê-se o rio Caculuar a transitar por um vale aberto, pouco profundo, com a superfície que o margina a leste a ser caracterizada por uma vertente desenvolvida para leste, em forma de escadaria, com cota máxima de 1411 m, que pode corresponder a uma escarpa de falha. O relevo que, a princípio, se apresenta ligeiramente ondulado, desenhando vales em V pouco profundos, expande-se para Leste da BHC, onde o relevo aparenta ligeiro basculamento para leste, com fraco declive para sul, configurando a plana e baixa superfície do setor Mucope.

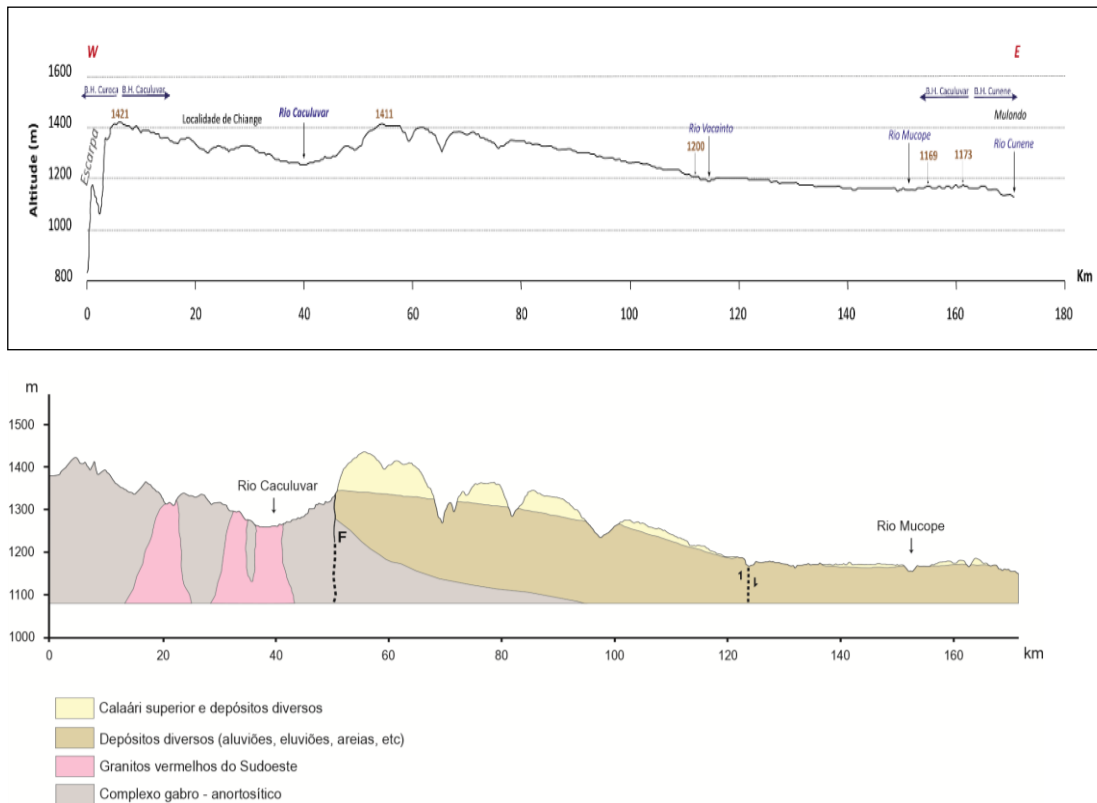


Figura 26 - Perfil topográfico e corte geológico do norte das localidades do Chiange até ao limite leste do setor Mucope.

A bancada topográfica que limita a margem esquerda do rio Caculuvar pode ser considerada como o interflúvio mais expressivo da BHC. Constitui uma elevação divisória entre o setor Caculuvar (SC) e o setor Mucope (SM), caracterizada por uma espessa camada de depósitos sedimentares diversos, verificada desde o Nordeste da localidade do Dongue, e decrescendo de espessura nos sentidos N-S/W-E, até atingir o vale do rio Mucope, onde as cotas se encontram abaixo dos 1200 m (Fig. 26).

A superfície da região é suportada por estruturas de cotas mais baixas em relação à aplanção anterior (1ª aplanção), variáveis entre os 1421 m e os 1340 m de altitude. No entanto, a planura é por vezes interrompida por elevações, correspondentes a rochas do complexo gabro-anortosítico (Fig. 27 – B).

Faz-se presente na região o grande vale do rio Cauluvar, com largura máxima de aproximadamente 8 m (Fig. 26 e Fig. 27 – A). O seu leito agrega formações não consolidadas, essencialmente de origem cristalina máfica, constituindo a espessa cobertura a que Feio (1981) denomina por unidade dos “Ciclos de Erosão Endorreicos

Embutidos”, que é marginada por grandes calhaus de gabros e rochas cristalinas afins, cobertas pelas referidas formações não consolidadas (Fig. 27 – C e D).

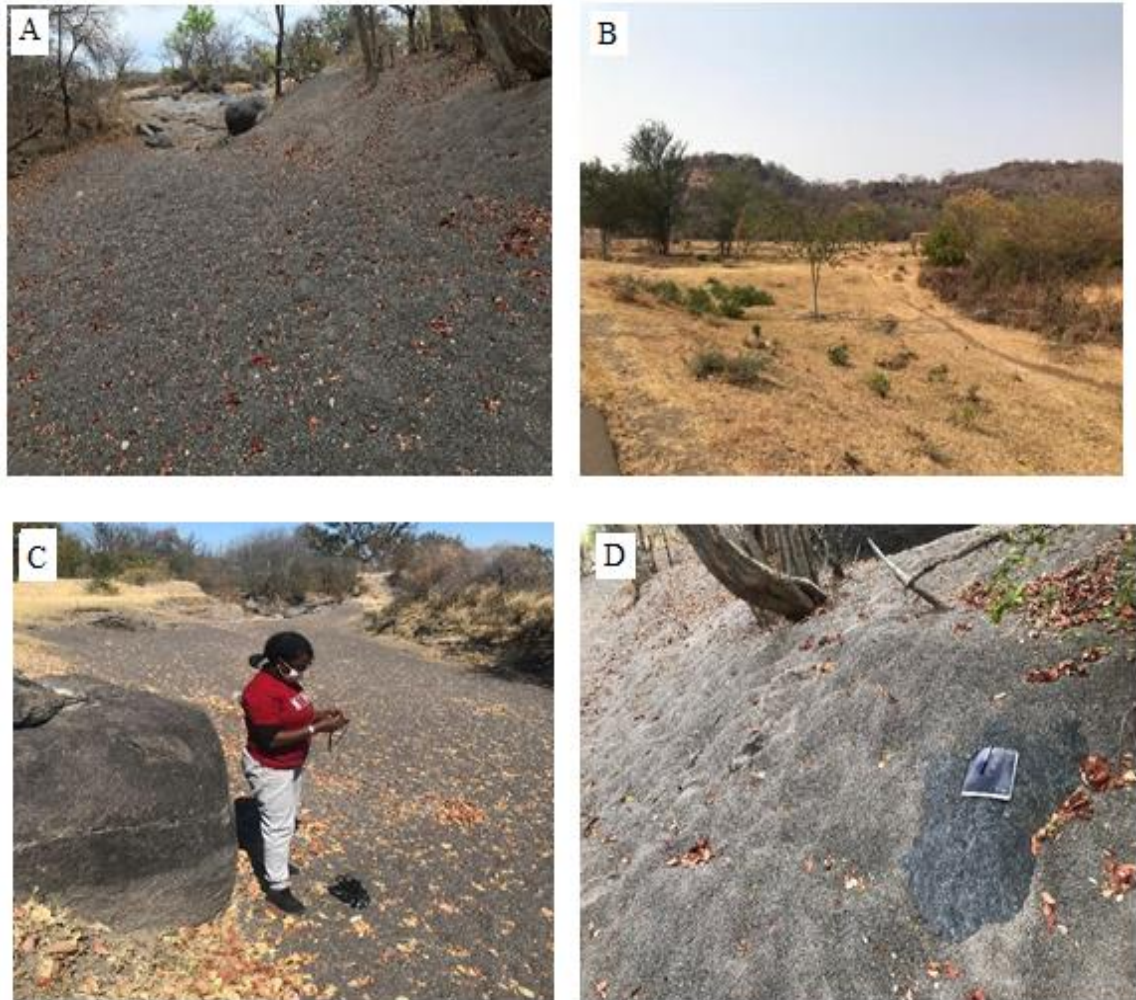


Figura 27 - Morfologia da Região dos Gambos: A – O vale do rio Caculuar na região dos Gambos, em tempo seco; B – Aplanção da Região dos Gambo com afloramentos gabro-anortosíticos; C e D – Depósitos dos “Ciclos de Erosão Endorreicos” (Feio, 1981).

5.2.3 A Região do Baixo Cunene

A superfície desta região é caracterizada por uma inclinação gradual e contínua para sudeste. A região do Baixo Cunene é a última aplanção (3ª aplanção) do setor Caculuar, na sua direção ocidental, claramente unida à superfície do setor Mucope, a leste. A superfície pouco uniforme, respeitante ao extremo ocidental da BHC, representada pela localidade de Ediva (Fig.28), é maioritariamente constituída por pórfiros granitoides e rochas vulcânicas afins, e ergue-se a uma cota média de 1280 m.

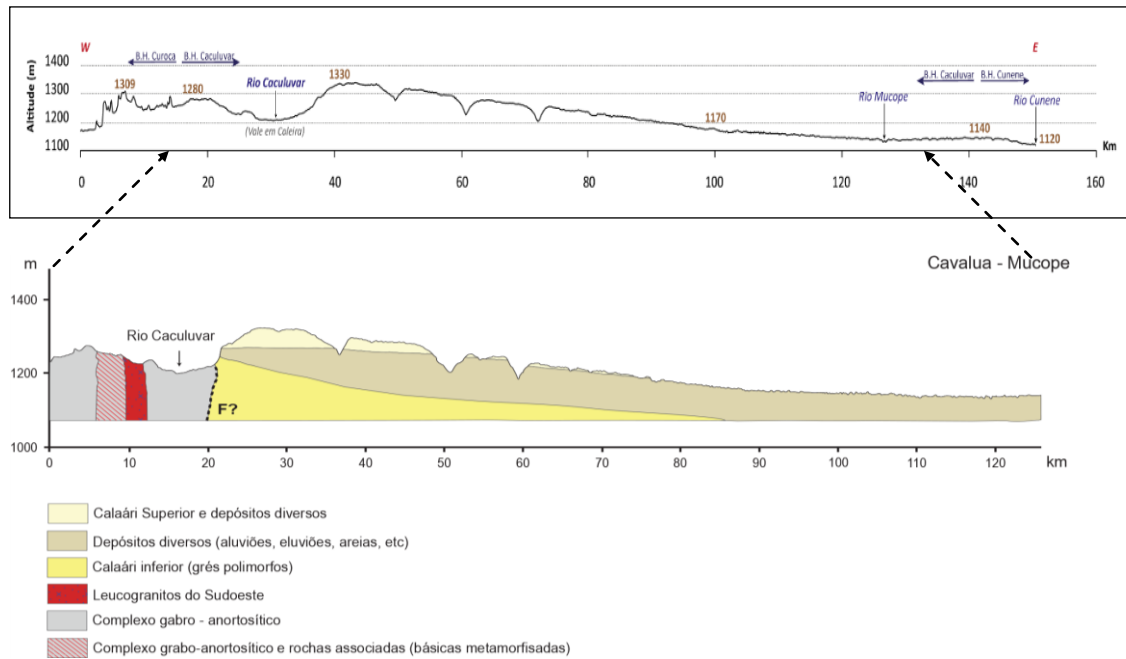


Figura 28 - Perfil topográfico e corte geológico da superfície estreitada do setor Caculuar, na região dos Gambos, com a região do Mucope mais alargada.

Em perfil (Fig. 28), observa-se o vale do rio Caculuar, apresentado em forma de berço, onde o interflúvio que constitui a sua encosta esquerda se apresenta com a cota mais alta do setor (altitude máxima de aprox. 1330 m), e que pode estar relacionada com uma provável escarpa de falha. A morfologia é comparável à verificada na região dos Gambos (acima referida), em que o setor Caculuar se vai afunilando cada vez mais, com continuidade para regiões mais ocidentais, e que integra a bacia hidrográfica do Curoca, isto fora dos limites da área de estudo (Fig. 28).

Para o sentido oriental, o interflúvio acima referido, à semelhança do descrito sobre a região dos Gambos, apresenta-se aqui com cotas mais baixas, que diminuem ainda mais, nesse sentido. A fisiografia é igualmente representada a leste por uma inclinação suave e gradual do relevo, que se apresenta profundamente marcado pela rede hidrográfica do setor Mucope, em uma distância de ~20 km, configurando pequenos vales em V, com desnível reduzido (Fig. 28).

Prosseguindo ainda mais para sudeste, a superfície revela-se mais uniforme e aplanada, com cotas a diminuir significativamente no mesmo sentido, verificando-se assim o rio Mucope e o Cunene a circularem em cotas que variam entre os 1140 m e os 1120 m (Fig. 5.28).

5.3 Relevo do setor Mucope – bacia de enchimento do Cunene

Esta região corresponde ao setor Leste da área dos Gambos e do baixo Cunene. Constitui a maior área territorial da BHC, ocupando cerca de 1510,51 km² de extensão, estando separada naturalmente do setor Caculuar pelo grande interflúvio verificado no sentido Norte-Sul da área de estudo.

O setor Mucope é considerado parte da imensa bacia de enchimento do Calaári Superior, correspondente a um ciclo de sedimentação que ainda decorre, embora de forma pouco expressiva (Feio, 1981). A sua unidade geocronológica é mais recente, pertencente ao Cenozoico, como atestam os trabalhos de Pereira et al. (2011). Constitui uma planície contínua e muito perfeita, algo raro na região, em parte, devido aos seus depósitos do quaternário, que representam uma cobertura de espessos sedimentos arenosos, eólicos (Fig. 29), muitos deles pertencentes aos depósitos do Calaári superior.



Figura 29 - Planície sedimentar contínua e aplanada do setor Mucope.

O setor Mucope é fundamentalmente caracterizado por uma superfície ligeiramente inclinada para sudeste, obedecendo à inclinação do vale do rio Cunene, em que se integra (Feio, 1981). É representada pelas cotas mais baixas de toda a bacia, que diminuem no sentido Nordeste-Sudeste, chegando a alcançar os 1119 m, altitude

verificada na área de confluência dos rios Caculuar e Mucope, na localidade do Humbe (Fig. 30).

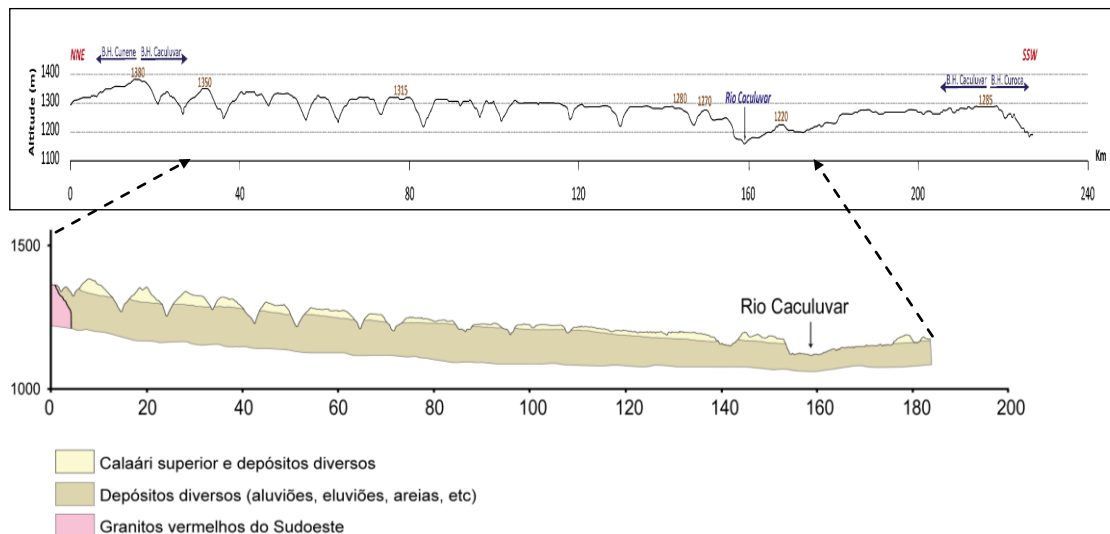


Figura 30 - Perfil topográfico e corte geológico referente ao setor Mucope e o setor Caculuar, no sentido nordeste e sudoeste.

Na direção NNE-SSW o relevo do SM apresenta-se bem marcado pela rede hidrográfica (Fig. 30), em que as cotas, que decrescem no mesmo sentido, se apresentam entre os 1380 m, a NNE, e os 1270, a SSW, mas antes do vale do rio Caculuar. Na região em apreço, a superfície apresenta-se recortada por vales amplos, abertos, separando-se e unindo-se com vastas superfícies intercaladas por interflúvios, alongados e de superfície irregular, também eles aplanados, mas de cotas ligeiramente mais elevadas (2 a 3 metros).

5.4 Declives na Bacia Hidrográfica do Caculuar

É sabido que o declive tem relação direta com a velocidade de transformação da energia potencial em energia cinética das massas de água e, conseqüentemente, com a capacidade de erosão, transporte e deposição de materiais (Crepani et al., 2001). Assim, a sua análise é de extrema importância porque os estudos de proveniência, objeto de investigação do presente trabalho, estão intimamente ligados aos dos processos sedimentares ora referidos.

A maior parte do território da BHC apresenta, na generalidade, relevo plano ou suavemente ondulado, com inclinação suave para sul e para sudeste, interrompido, em alguns trechos, por apreciáveis afloramentos rochosos (Fig. 27 – B). O facto é confirmado pelos dados da tabela 4, que apresenta as classes de declives inferiores a 3°, para 93,9% da área de estudo.

Tabela 4 - Classes de declive (em graus) da BHC, segundo a área (km²) e a percentagem (%).

Classe de Declives	Categorias hierárquicas	Área (Km ²)	Percentagens (%)
0 - 3	Plano	23658,3	93,9
3 - >6	Plano a suave ondulado	1101,2	4,4
6 - >12	Suave ondulado a ondulado	272,2	1,1
12 - >20	Ondulado a forte ondulado	122,3	0,5
20 - 40	Forte ondulado a montanhoso	30,8	0,1
>40	Montanhoso	0,1	0

Em termos gerais, a parte ocidental da bacia em estudo (SC) é a que apresenta as classes de declives mais expressivas. Verificam-se na região Noroeste, na área em que os degraus topográficos configuram a Serra da Chela e da escarpa do Bimbe configuram os declives mais significativos de toda a BHC.

Contrariamente, o setor Leste da área de estudo (SM), que representa a maior parte da superfície total da bacia, possui um equilíbrio entre os declives menores (que são predominantes), não se verificando desníveis significativos nos vários trechos que o compõem.

5.4.1 Declives nas TAH – Humpata – Bimbe

Particularizando o setor Caculuvar, e começando pelo planalto da Humpata, localizado a noroeste da bacia, a carta de declives ilustra uma superfície com declives que variam entre 3° e 6° (Fig. 31). Os declives mais acentuados daquele relevo verificam-se na transição do planalto da Humpata para o bloco do Bimbe, onde como

referido anteriormente, se encontram as cotas mais altas de toda a bacia (cerca de 2230 m de altitude, a máxima). A região é acidentada, com diversas escarpas montanhosas associadas à Serra da Chela, em que os declives se situam entre 20° e 40° (Fig. 31).

Na região intermédia e Sul do planalto da Humpata, o relevo apresenta-se mais plano, com ligeira inclinação para sul, e o relevo pode ser classificado como plano a suave ondulado (declives 3° – 6°). A superfície apresenta-se cada mais suave, à medida que se avança para sul, acompanhando o curso de um dos maiores afluentes da margem direita do rio Caculuar, nas imediações da Lufinda (Fig. 31).

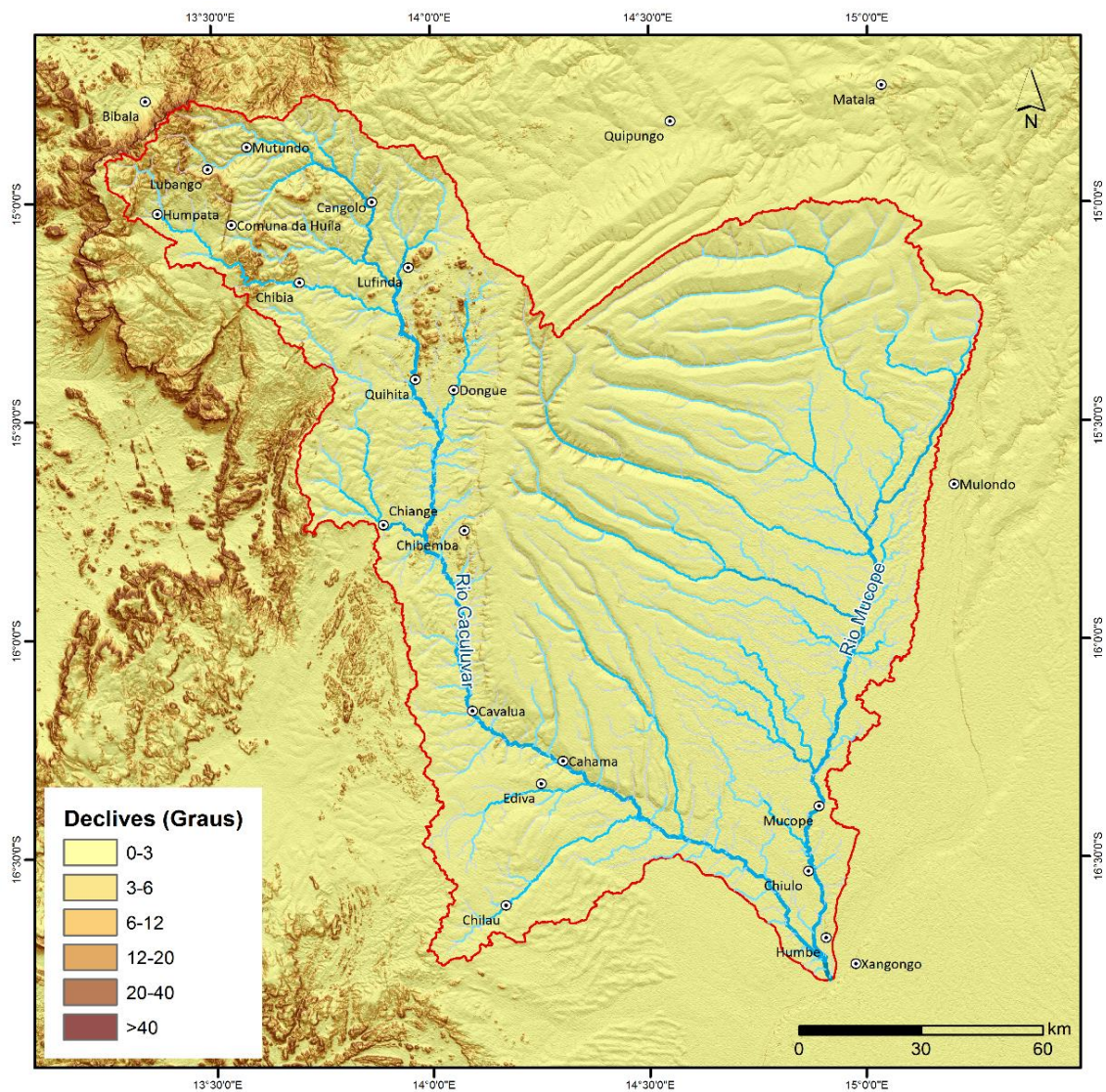


Figura 31 - Distribuição dos declives na Bacia do Caculuar.

Os afloramentos de pórfiros granitóides que, na região da Chibia, configuram maciços montanhosos de dimensão considerável, atribuem ao relevo da área uma ondulação que representa declives variáveis entre 6° - 12°.

5.4.2 Declives TAH – Unidade inferior

Quanto à unidade inferior do Planalto Principal (depressão do Lubango), como foi referido, caracteriza-se por um relevo pouco acidentado, suave ou moderadamente ondulado, com inclinação gradual para leste e sudeste (Feio, 1981). Os declives na região em apreço apresentam-se maioritariamente na faixa 0 – 3°. Contudo, esta superfície, que parece perfeita, é morfologicamente interrompida, em alguns trechos, por significativos afloramentos que originam declives que oferecem algum contraste, na aparente planura que o relevo proporciona. Como exemplos verifica-se a presença de relevos residuais a noroeste da localidade do Cangolo e a leste da Lufinda e da Quihita, na margem esquerda do rio Caculuar, que atribuem alguma ondulação à superfície aplanada (Fig. 31).

5.4.3 Declives do relevo na Região dos Gambos

Há a destacar, a sul da localidade do Chiange, já na segunda aplanção do setor Caculuar, o pequeno planalto, pertencente ao complexo gabro-anortosítico, da localidade da Chibemba, que confere ao relevo uma ondulação expressiva, resultando em declives que variam entre os 3° e os 6° (Marques, 1977).

No corredor correspondente ao vale do Caculuar, depois da localidade da Chibemba até Cavalua, o relevo pode ser considerado plano a suavemente ondulado, sobretudo na margem esquerda do rio Caculuar, onde o interflúvio que separa os dois setores confere alguma inclinação na área, que varia entre os 3° e os 6°.

Nas demais áreas situadas a sul do setor Caculuar, o relevo pode considerar-se ligeiramente plano, com declive suave para sudeste. Sobretudo a partir da localidade da Cahama, até à desembocadura do rio principal da bacia (localidade do Humbe), onde é quase perfeitamente plano, o relevo apresenta ligeira inclinação para sudeste,

configurando declives que podem considerar-se irrelevantes (variam entre 0 – 3°), tal como ilustra a figura 31.

5.4.4 Declives no setor Mucope

Quanto ao setor Mucope, e como referido no subcapítulo anterior, ele apresenta uma paisagem de carácter ondulado suave, caracterizada fundamentalmente pela alternância de pequenas superfícies planas e baixas, que se interligam continuamente com interflúvios também aplanados mas de cotas ligeiramente mais elevadas (Marques, 1977), oferecendo declives de alguma relevância, na região, mais expressivos a no setor noroeste. Há ainda a realçar o considerável interflúvio que tem início a norte do Dongue, até à localidade de Cavalua (Fig. 31), que representa uma ondulação mais expressiva, no setor, podendo ser considerada um basculamento para a direção leste, separando nitidamente os dois setores (SC e SM). A encosta do referido interflúvio apresenta declives para sudeste da superfície do setor Mucope. Avançando mais para o Leste do setor, junto ao corredor do vale do rio Mucope que limita a área oriental da bacia, a superfície, com ligeira inclinação para sul, torna-se perfeitamente plana, como ilustra o mapa acima (Fig. 31).

5.5 Tipo de solos da bacia hidrográfica do Caculuar

A caracterização dos solos predominantes em uma bacia hidrográfica é importante para o entendimento da dinâmica dos processos que envolvem o seu balanço hidrológico e o transporte de sedimentos. Objetivou-se, neste capítulo, a caracterização das classes de solos predominantes na área da bacia em estudo, procurando, posteriormente, os associar com os respetivos atributos morfométricos.

A cooperação entre o Instituto Superior de Agronomia e o Instituto de Investigação Científica Tropical atingiu ampla expressão e contribuiu, de forma destacada, para o profundo conhecimento científico dos solos do território angolano. Existe um valioso património acumulado desse conhecimento científico dos solos da República de Angola, nomeadamente no que toca à sua cartografia e classificação (MPA, 1959 e 1961; CEP, 2005; CEP, 2009).

Assim, a classificação dos solos de Angola foi sobretudo efetuada de acordo com a sua composição química e não tanto em consonância com as suas propriedades físicas (CEP, 2009). Entretanto, estudos ligados à temática têm vindo a decorrer, tendo, sobretudo, em atenção o aprofundamento da caracterização física, química e mineralógica dos solos mais representativos (Madeira e Ricardo, 2015). Nesses estudos, foram levados em conta os parâmetros que possibilitam a aferição do Sistema de Classificação Pedológica, do Centro de Estudos de Pedologia (CEP, 1995) — Classificação dos Solos de Angola — e o enquadramento das suas unidades de solo nos sistemas taxonómicos internacionais em uso, nomeadamente a Soil Taxonomy (SSS, 1999) e a World Reference Base for Soil Resources (WRB, 2006) publicado em 2006, com atualização em 2014.

No entanto, o presente estudo baseia-se sobretudo na Carta Generalizada de Solos de Angola na escala de 1:1.000.000, resultante de um conjunto de trabalhos desenvolvidos a partir da década de 1950, com a criação da Missão Pedológica de Angola, pertencente à Junta de Investigações do Ultramar, tornando-se pois possível recolher um conjunto de perfis, até 1965, que serviram de base para a sua caracterização (MPA, 1959). Estes perfis contemplam algumas dessas propriedades caracterizadoras, mais concretamente, algumas características granulométricas, como as percentagens das frações grosseira, arenosa, siltosa e argilosa.

No conjunto dos solos da região Sudoeste de Angola e, em particular, da área de estudo, constata-se uma estreita correlação entre os solos e os materiais líticos constituintes (Diniz, 2006).

Considerando os solos Ferralíticos (CEP, 2009) como os mais abundantes na área de estudo, importa salientar que eles são, na sua maioria, constituídos por minerais do tipo filossilicatos (argilas cauliníticas) e óxidos de ferro, e apresentam boa drenagem. Esses materiais têm ocorrência possível relacionada com *shales* e os calcários dolomíticos, em correspondência com relevos suaves ou aplanados em clima húmido, que favorecem a alteração ferralítica (Diniz, 2006).

Os demais solos, não mencionados na concetualização a seguir, serão tidos em conta ao longo da nossa abordagem, isto por não terem uma representação significativa na área de estudo. No entanto, destacamos os mais abundantes, tendo em conta os

conceitos adotados por Madeira e Ricardo (2015), a nível de solos ferralíticos existentes em Angola — predominantes na Bacia do Caculuar. Eles encontram-se organizados da seguinte maneira:

- Solos Ferrálicos;
- Solos Fracamente Ferrálicos;
- Solos Psamoferrálicos.

Os Solos Ferrálicos são aqueles que, pelo menos no horizonte B, os que apresentam uma textura tão ou mais fina do que o franco-arenoso fino e também, frequentemente, valores de pH em KCl muito próximos, ou mesmo superiores, aos correspondentes valores determinados em água; e denotam consistência de branda a branda/ligeiramente dura, no estado seco, e de muito friável a friável, no estado húmido (CEP, 1995).

Os Solos Fracamente Ferrálicos são solos Ferrálicos que têm uma menor expressão em minerais de ferro e de alumínio que os Solos Ferrálicos; também denotam consistência de branda a ligeiramente dura e/ou dura, no estado seco, e friável a firme, no estado húmido (CEP, 1995).

Os Solos Psamoferrálicos são solos ferralíticos de textura tão ou mais grosseira do que o franco-arenoso grosseiro, a qualquer profundidade; na maior parte dos casos, formam-se a partir de sedimentos arenosos não consolidados, de grande espessura e essencialmente quartzosos (CEP, 1995).

5.5.1 Os solos das Terras Altas da Huíla

Os solos Ferrálicos constituem uma unidade que tem considerável ocorrência na aplanção referente às Terras Altas da Huíla, que se apresentam em composições variadas. Eles intercalam-se com certa frequência com outros tipos de solos, como os Paraferrálicos não especificados e os solos de Fracamente lavados a lavados Oxipsâmicos Pardacentos — sendo que os últimos derivam de rochas cristalinas quartzíferas (Fig. 32).

De entre os solos Ferralíticos, os de maior representatividade no Planalto da Humpata são os Francamente Ferralíticos (Fig. 32). Estes apresentam abundante correspondência com os calcários dolomíticos e os doleritos existentes na região. As argilas de origem dolerítica verificam-se com coloração intensamente avermelhada, e as de origem xistosa são quase sempre de coloração pardo-amarela ou mesmo pardacenta, como se verifica na formação da Chela. Os bordos do Planalto da Humpata-Bimbe, no bordo confinante à grande escarpa da Chela, incluindo as vastas extensões do Planalto, são caracterizados por materiais rochosos de constituição quartzífera, que diminuem a espessura média dos solos na região (Feio, 1981).

Na depressão do Lubango — Unidade inferior das Terras Altas da Huíla — também têm presença preponderante os solos Ferralíticos, sobretudo os Francamente Ferralíticos (Fig. 32) que, por norma, apresentam coloração amarela e avermelhada. A sua gênese advém das rochas cristalinas quartzíferas e da profunda meteorização a que a concentração de minerais primários, como o quartzo é submetida (IUSS, 2007). Acrescendo a este fenómeno, está a existência de caulinite e óxidos, associados ao pH baixo.

Estes solos são caracterizados pela forte lixiviação das bases, determinada pelo clima chuvoso, sendo, portanto, carentes de minerais de argila de boa qualidade e de substância orgânica; há falta de esqueleto e de estrutura, por causa da textura rica de areia e caulinite, existindo, no entanto, uma boa permeabilidade (Diniz, 2006). Mais a sul da cidade do Lubango, esses solos são intercalados pelos Francamente Ferralíticos vermelhos e/ou pardacentos, todos originários de rochas cristalinas quartzíferas.

A oeste da localidade da Chibia estão muito bem representados os solos Psamofersialíticos Pardacentos e ou Crómicos, compostos por areias de tamanho maioritariamente grosseira (Fig. 32). Estes verificam-se frequentemente intercalados pelos solos Francamente lavados oxipsâmicos pardacentos, originários de rochas cristalinas quartzíferas. Na área Oriente da mesma localidade destacam-se igualmente os solos Francamente lavados Oxipsâmicos Pardacentos e os solos Francamente Ferralíticos pardacentos, ambos com gênese em rochas cristalinas quartzíferas (IUSS, 2007)

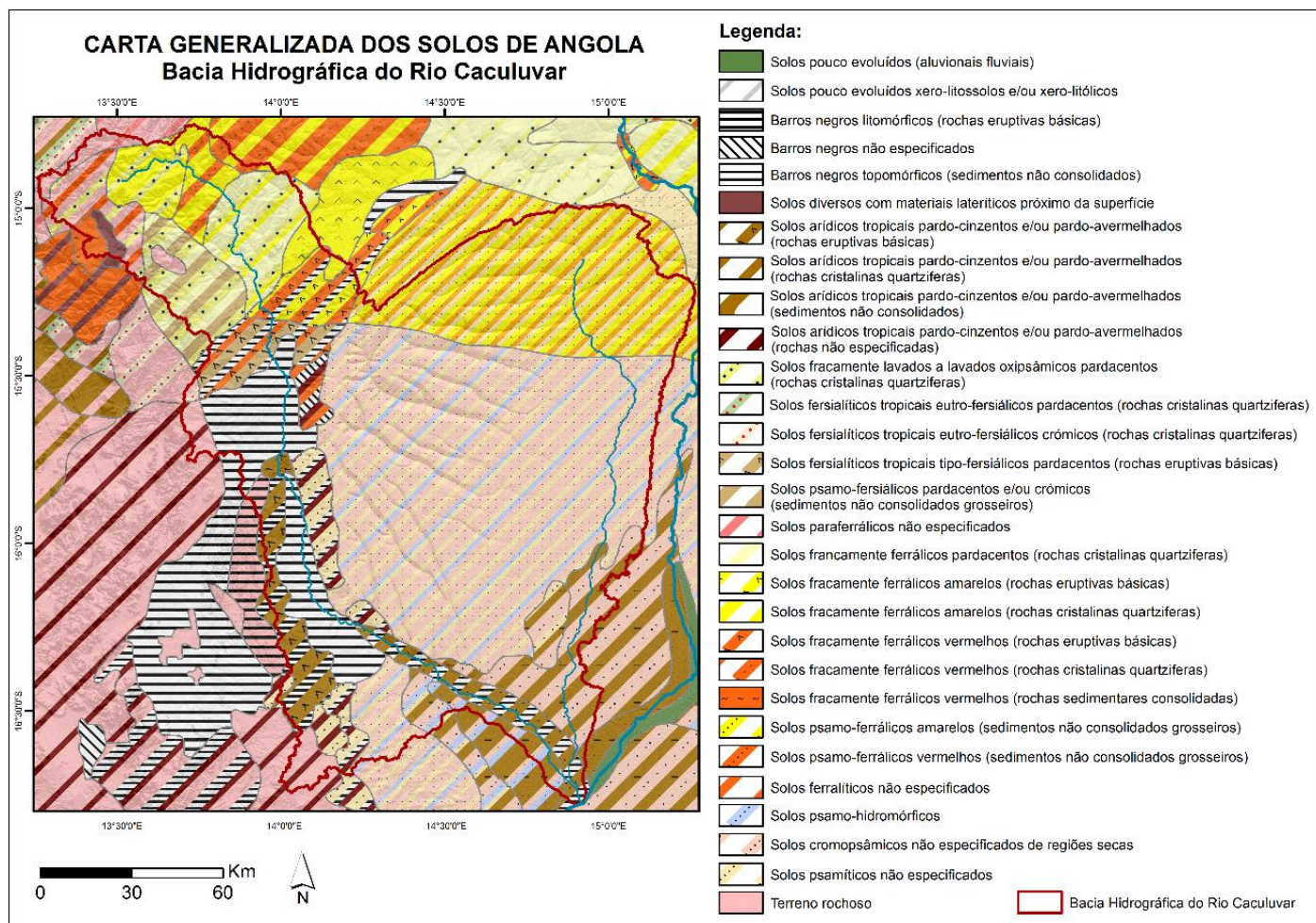


Figura 32 - Carta de solos da Bacia do Caculuar (adaptado da Carta Generalizada dos Solos de Angola – Junta das Missões Geográficas e de Investigações do Ultramar; IUSS, 2014).

Há ainda a destacar na comuna da Huíla, a sudoeste da cidade do Lubango, a representação assinalável de afloramentos rochosos, constituindo solos não evoluídos, com material de deposição heterogéneo (Fig. 32).

5.5.2 Os solos na região dos Gambos

A partir da localidade da Lufinda e da Quihita, o vale do Caculuar é dominado pela presença de Barros Negros Litomórficos, relacionados litologicamente com as formações básicas do complexo gabro-Anortosítico que aí se iniciam. Com larga representação na localidade do Chiange, eles apresentam características argilosas, além de serem muito pegajosos, e de cor muito escura (Diniz, 2009). Têm também presença significativa na margem direita do vale do Caculuar, a partir da localidade da Chibemba até Cavalua. Estes solos contactam com os solos arídicos tropicais Pardo-cinzentos e/ou pardos-avermelhados, originários de rochas eruptivas básicas que, por sua vez, são intercalados de Barros Negros, com a diferença de serem topomórficos. Já na margem esquerda do rio Caculuar, no troço referente às localidades referidas, pelo estreito corredor que desenha parte do vale do rio, os Barros Negros fazem contacto direto com uma faixa de solos não especificados arídicos tropicais pardo-cinzentos e ou pardo-avermelhado (Fig. 32).

A sul da localidade do Dongue ocorrem Barros Negros não especificados que alternam com solos arídicos tropicais Pardo-cinzentos e/ou Pardo-avermelhados e solos Ferralíticos também não especificados. Este aspeto verifica-se nas faixas marginais do Caculuar, onde os Barros Negros são também intercalados por solos arídicos tropicais pardo-cinzentos e/ou pardo-avermelhados com a especificidade de serem constituídos por sedimentos não consolidados.

5.5.3 Os solos do setor Mucope

O setor Mucope apresenta uma constituição de solos mais homogénea, embora com algumas especificidades. Na região Norte do referido setor, precisamente na região Centro-Sul dos municípios de Quipungo e Matala (conforme mapa administrativo, Figura 2) predominam largamente os solos Psamoferrálicos amarelos e vermelhos,

constituídos por sedimentos não consolidados grosseiros. Ainda se fazem presentes na região os solos Fracamente Ferrálicos pardacentos, originários de rochas cristalinas quartzíferas (Fig. 32).

Dirigindo-se para a parte intermédia, encontra-se uma grande área, ocupando mais de 50% de todo o setor, composta por solos Psamíticos com algumas especificidades, alterando-se continuamente até próximo do Sul do setor. São solos que se relacionam com a superfície arenosa do Calaári, essencialmente Psamíticos, nomeadamente, os solos Psamo-Hidromórficos, e os solos Cromopsâmicos (Fig. 32), todos não especificados e próprios de regiões secas. Estes solos, na maior parte dos casos, formam-se a partir de sedimentos arenosos não consolidados, de grande espessura e essencialmente quartzosos (IUSS, 2014).

Entre os três tipos de solos que se apresentam na direção Centro-Sul do setor Mucope, prevalecem apenas, na região mais a sul, os solos Cromopsâmicos não especificados. Estes apresentam-se alternados com solos arídicos tropicais pardo-cinzentos e/ou Pardo-avermelhados, igualmente constituídos por sedimentos não consolidados e que se prolongam para o vale do rio Cunene.

Prevalecem ainda, ao longo do vale do rio Caculuar, na mesma região, os Barros Negros Litomórficos, que se fazem presentes na foz do rio Caculuar, com continuidade para o rio Cunene, fora dos limites da bacia. O extremo ocidental-sul da bacia é caracterizado pela existência de terrenos rochosos, antecidos por solos arídicos tropicais pardo-cinzentos e/ou Pardo-avermelhados originários de rochas eruptivas básicas (Fig. 32).

5.6 Ocupação do solo na bacia

O conceito de uso do solo está ligado à descrição funcional do espaço, isto é, de acordo com o seu propósito socioeconómico (Di Gregório e Jensen, 1998; Eurostat, 2018).

O uso e a ocupação do solo constituem o mais circunstancial de todos os elementos característicos e caracterizantes do espaço (Guiomar et al., 1918). Por isso, a distribuição espacial das várias formas de ocupação do espaço de uma bacia necessita

de informações detalhadas, que possam ser obtidas com alguma periodicidade, devido ao caráter dinâmico desse ambiente.

No entanto, são as condições climáticas que controlam a evolução das formas, a pedogênese, a distribuição da rede de drenagem, os diferentes processos erosivos, a distribuição da vegetação, bem como outros elementos físicos que interferem na organização e ocupação antrópica das paisagens.

Estudos dirigidos a análises de uso dos solos e ao seu impacto sobre a drenagem da Bacia Hidrográfica do rio Caculuar são desconhecidos, não se encontrando disponíveis publicações viradas ao assunto. Tal facto leva-nos a inferir que os mesmos não existem. No entanto, esses estudos podem ser feitos com recurso a imagens orbitais de alta resolução para a obtenção de classes de uso e ocupação do solo (Fig. 33).

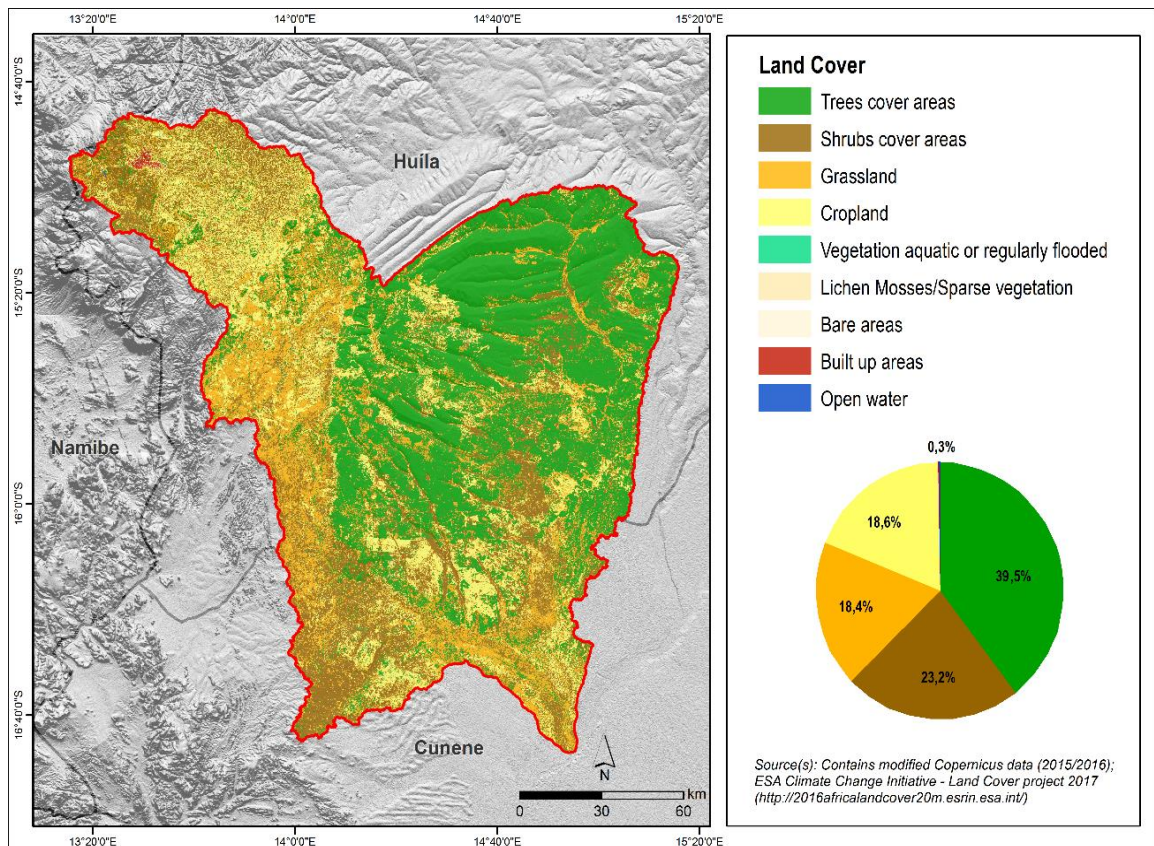


Figura 33 - Carta de uso dos solos da Bacia Hidrográfica do Caculuar (Fonte: CCI Land Cover S2 prototype LC 20m map of Africa, 2016).

Estas imagens permitem a obtenção de resultados mais precisos, na identificação dos mais diversos elementos que compõem a superfície, assim como possibilitam mapear e quantificar as mais variadas classes de uso do solo, numa bacia hidrográfica.

Assim, a partir da carta de ocupação de solos (Fig. 33), gerada pela *ESA Climatic Change Initiative – Land Cover Project* (2017), observam-se as diferentes classes de ocupação da superfície da Bacia Hidrográfica do Caculuar, com as respectivas quantificações.

Verifica-se que a maior parte da área da bacia em estudo é constituída por paisagens naturais, estando pouco presente a intervenção antrópica na sua superfície. Por isso, a vegetação natural da área é que predomina nos seus mais diversos solos, dependendo de fatores geográficos, como o relevo e, principalmente, o clima.

Assim, atendendo aos referidos fatores, e destacando a humidade como o elemento climático mais diretamente ligado à densidade da vegetação, abundam os Miombos, savanas com ou sem árvores e arbustos, bem como a vegetação rasteira, e caracterizam a cobertura vegetal na Bacia Hidrográfica do Caculuar. Isto, sendo tal vegetação própria de zonas com clima subtropical, quente e temperado como acontece na bacia estudada (Barbosa, 1970).

No entanto, Diniz (2006) relata a existência de lagos, que definem enormes lençóis de água à superfície, frutos da saturação dos solos, quando o volume de água das chuvas é maior que o potencial que os solos podem armazenar. O facto observa-se sobretudo ao Sul do setor Mucope, onde a topografia, com declives fracos, associados aos Barros Negros e aos solos Arídicos Tropicais, concorrem para a redução significativa da infiltração. A tabela abaixo sintetiza a ocupação do solo presente na bacia hidrográfica em estudo.

Tabela 5 - Ocupação do solo da Bacia Hidrográfica do Caculuar e sua quantificação.

Formas de ocupação do solo	Ocupação em percentagem (%)
Área com vegetação arbórea	39%
Áreas com vegetação arbustiva	23,2%
Zonas agrícolas	18,6%
Área com vegetação rasteira	18,4%
Área urbana	0,3%

5.6.1 Ocupação pela vegetação natural

Em consideração a esse aspeto, o revestimento vegetal da bacia é de grande importância na análise dos fenómenos hidrológicos que nela ocorrem, principalmente pela sua influência no escoamento superficial e na infiltração. Assim entende-se que, no setor Mucope, a presença de significativas camadas de areias, acrescidas à imensa cobertura vegetal (Fig. 33), que se faz presente na região, contribuem para uma ótima infiltração das águas das chuvas. Este facto é diretamente relacionado com a redução da velocidade de escoamento superficial, contribuindo eficazmente para o escoamento subterrâneo, para a falta de água à superfície e para a conseqüente redução da erosão dos solos.

5.6.1.1 Vegetação Rasteira

Existe ainda na bacia uma significativa presença de vegetação pouco desenvolvida, gramínea, associada à ocorrência de maior ou menor número de arbustos e árvores. No setor Caculuar, a partir da localidade da Lufinda, a vegetação rasteira tem grande ocorrência entre as árvores de médio e de pequeno porte, existentes na localidade. É notável a presença acentuada da vegetação gramínea sobre os solos do Complexo Gabro-anortosítico, caracterizados por Barros Negros Litomórficos, relacionados litologicamente com as formações básicas desse complexo.

Tal facto é apreciável, por todo o corredor do complexo ora referido, com orientação geral Norte-Sul. Ao se aproximar para o Sul da superfície, que representa a margem direita do rio Caculuar, a vegetação gramínea vai ganhando corpo de forma significativa. Neste setor, a referida vegetação é alternada com outra mais desenvolvida, arbustiva, sendo esta cada vez mais densa, à medida que caminhamos para o Sul do setor (Fig. 33). Existe, no entanto, uma grande relação entre os Barros Negros Litomórficos e a vegetação rasteira, o que nos leva a inferir que a referida vegetação é favorecida em solos daquela natureza.

A vegetação menor, rasteira, também pode ser encontrada entre a vegetação de maior porte, em alguns pontos da região Norte e intermédia do setor Mucope, sobretudo junto às linhas de água (Fig. 33). No extremo Sudeste da bacia, ainda referente ao

mesmo setor, também é possível se apreciarem abundantes coberturas gramíneas sobre os depósitos aluvionares, somando uma cobertura total de 18,4%, sobre os solos da bacia (Tabela 5).

5.6.1.2 Vegetação arbustiva

Ainda no que tange à ocupação natural do espaço, nota-se também na bacia a presença da vegetação arbustiva de forma bastante significativa. Verifica-se sobretudo na sua parte ocidental, estendendo-se também pela parte oriental da bacia, e ocupando uma superfície de aproximadamente 23% da área total da bacia (Tabela 5).

Esta vegetação verifica-se com alguma significância em uma faixa do extremo Noroeste da bacia, sobre os solos Ferralíticos e Francamente lavados de origem quartzífera do Planalto da Humpata. Os arbustos também se apresentam, por vezes, intercalados por uma vegetação arbórea de médio porte, como as fruteiras típicas da região. Toda a região à parte Noroeste do setor Caculuar, referente à área que circunda a cidade do Lubango, se apresenta coberta pela vegetação arbustiva, intercalada por zonas agrícolas (Fig. 33).

À medida que se alcança a parte intermédia do setor Caculuar (região ocidental da bacia), a vegetação vai-se tornando mais heterogênea. Predomina sobre os solos negros do Complexo Gabro-anortosítico, uma vegetação rasteira, intercalada, em alguns pontos, por outra arbustiva. Prosseguindo ainda para o Sul do setor, a vegetação arbustiva volta a ganhar corpo, de forma mais densa, cobrindo os solos, caracterizados por Barros Negros Litomórficos e arídicos tropicais, típicos da região. Ao alcançar o extremo Sudoeste do setor Caculuar, verificam-se os solos Ferralíticos e arídicos tropicais, densamente cobertos pela vegetação arbustiva. Também é de realçar a presença do mesmo tipo de vegetação, que de forma significativa e apreciável se estende sobre as aluviões dos vários vales do setor Mucope, intercalando em vários pontos a vegetação arbórea de médio porte predominante na região (Fig. 33).

5.6.1. Vegetação arbórea de pequeno e médio porte

O espaço da bacia é majoritariamente ocupado por uma vegetação arbórea de pequeno e médio porte, que sobre ela se estende, em grande medida. Esta vegetação tem maior incidência sobre os diversos depósitos aluviais presentes no vale do setor Mucope (parte intermédia e oriental da bacia), cobrindo, na bacia, uma superfície de aproximadamente 39% da área total (Tabela 5).

Considerada a cobertura natural que cobre a maior parte da área da bacia, a vegetação arbórea de pequeno e médio porte apresenta-se com maior densidade e extensão a Nordeste da bacia, referente ao setor Mucope. A mesma cobertura vegetal também se verifica na parte intermédia da bacia, nos diferentes vales que albergam as linhas de água do referido setor. De notar que, na parte intermédia, a densidade da cobertura em causa é menor, apresentando-se por vezes alternada com uma vegetação rasteira. À medida que se caminha para a direção sul do setor em referência, a vegetação arbórea de médio e pequeno porte vai escasseando, dando lugar a áreas com vegetação arbustiva, intercalada por vegetação rasteira e por espaços agrícolas (Fig. 33).

No setor Caculuar, a ocupação arbórea de médio e pequeno porte existe em quantidade muito reduzida. Faz-se presente a Noroeste da bacia, em pequena dimensão, com maior destaque para as áreas que constituem os vales das diferentes linhas de água, das Terras Altas da Huíla. Essas árvores também são verificáveis em alguns pontos da localidade da Chibia, sobre os barros negros do complexo gabro-anortosítico, com mais realce a Leste e Sudeste da localidade da Lufinda. A mesma vegetação é ainda verificada, de forma isolada e pouco significativa, em alguns pontos do extremo Sudoeste do setor Caculuar.

5.6.2. Zonas Agrícolas

Como fizemos referência anteriormente, a intervenção humana na superfície da bacia em estudo é de pouca significância, sendo essa intervenção dominada pelas atividades agrícolas. A mesma verifica-se em vários pontos da sua extensão, intercalada pela vegetação natural. Realizada de forma artesanal, ela serve, na sua maioria, como

fonte direta de subsistência para os pequenos grupos de famílias residentes nesse meio rural. Esse é o motivo pelo qual a referida prática, embora se realize em vários pontos da sua superfície, ocupa apenas 18,6% da área da bacia (Tabela 5).

Nos diferentes terrenos utilizados para práticas agrícolas, realizam-se modificações para introdução das diferentes culturas, sem se ter em conta quaisquer estudos ligados ao impacto que estas práticas podem causar na drenagem da bacia. Este facto, como referimos anteriormente, em geral, modifica a rugosidade do solo, fazendo com que haja aumento ou redução do escoamento superficial em eventos pluviais.

Quando a rugosidade é aumentada, pela presença de plantas ou pelo terraceamento, menores cargas dos constituintes superficiais do solo podem alcançar os rios da bacia, por erosão (Chen et al., 2009).

O plantio de cereais (Tabela 6) é uma prática comum na região, dominante em grande parte do Noroeste da bacia, precisamente em toda a sua unidade inferior, pertencente às Terras Altas da Huíla. Ela verifica-se a partir da periferia da cidade do Lubango, até ao município da Chibia, alcançando as localidades do Dongue e da Quihita. Ainda segundo a carta ora referida, neste setor (Caculuar), apenas no estreito corredor localizado na direção SW-SSW da bacia, a agricultura não se dá em toda a sua dimensão.

Somente nas proximidades do extremo Sudoeste da bacia se verifica em alguns pontos, a vegetação natural a dar outra vez lugar às áreas de cultivo.

No setor Mucope, a prática agrícola também se faz presente, observando-se, em alguns pontos da região, áreas cultivadas, intercaladas pela vegetação arbórea e arbustiva. Excetuando o Nordeste do setor, onde esta prática não se sente, as suas demais áreas são ocupadas, em vários pontos, por cultivos típicos da região. Realce-se que a esta atividade é mais significativa na parte intermédia do setor em causa,

Tabela 6 – Descrição das classes de uso e ocupação do solo utilizadas na Bacia Hidrográfica do Caculuar.

Fotografia ilustrativa	Descrição – Tipologia
	<p><i>Vegetação arbórea</i> de médio e de pequeno porte. A mesma cobertura vegetal também é verificada na parte intermédia da bacia, nos diferentes vales que albergam as linhas de água do setor Mucope.</p> <p>A cobertura florestal confere proteção ao solo, contra o impacto direto das gotas de chuva, diminuindo a velocidade de escoamento superficial e favorecendo a infiltração da água no solo. Aqui, as relações de equilíbrio entre a vegetação primária e o solo garantem o ideal funcionamento do ciclo hidrológico.</p>
	<p><i>Vegetação arbustiva</i> sobre (um) tapete de vegetação rasteira, no estreito corredor localizado na direção SW-SSW da bacia, entre as localidades da Chibemba e Chilau.</p> <p>Na região, predominam os solos originários de rochas do complexo Gabro-anortosítico, que mostram não serem favoráveis ao desenvolvimento de vegetação mais robusta (árvores de médio e pequeno porte)</p>
	<p><i>Atividades agrícolas</i>, verificadas em vários pontos de toda extensão da Bacia Hidrográfica do Caculuar. Prática realizada, sobretudo, por pequenos grupos familiares, com vista a garantir a subsistência do povo indígena. Mesmo realizada de forma artesanal, esta prática contribui para a infiltração da água no solo, evitando o escoamento superficial nesses pontos (imagem da Google).</p>
	<p><i>Coberturas gramíneas</i> nos depósitos aluvionares ao sul do setor Mucope – localidade do Chiulo, próximo à desembocadura do rio Mucope.</p> <p>Na época de chuvas abundantes, a região pode, em alguns pontos, se apresentar submersa por lençóis de água, que permanecem por períodos de tempo consideráveis.</p>
	<p>Nestas áreas, de <i>ocupação urbana</i>, percebe-se claramente a intervenção humana sobre o espaço. Tal humanização levou à construção de moradias e edifícios, bem como à pavimentação dos solos, impedindo a natural infiltração das águas pluviais. Isto causa o aumento do escoamento superficial e redução na recarga da água subterrânea.</p>

5.6.3 Ocupação Urbana

A artificialização do espaço natural é notória numa pequena mancha a noroeste da bacia, na unidade inferior das Terras Altas da Huíla. Constitui a área urbana, política e socio-económicamente mais importante de toda a extensão da Bacia Hidrográfica do Caculuar. Ela representa a pacata cidade do Lubango, que se estende sobre os granitoides do Planalto Principal, cobrindo, na bacia uma área total de apenas 0,3% (Tabela 6). Nestas áreas, a pavimentação praticamente impede a infiltração, causando o aumento do escoamento superficial e a redução na recarga da água subterrânea e, portanto, as principais linhas de água apresentam circulação pluvial ao longo da maior parte dos meses.

Também é importante salientar que, ao longo da bacia, apesar de se verificarem grandes extensões de terras inabitadas, pequenas comunidades rurais se estendem por quase toda a bacia, sendo constatável, no terreno, que o setor Caculuar é a superfície com maior ocupação por habitações.

O setor oriental (Mucupe) também apresenta algumas comunidades autóctones, embora de forma reduzida e elas são, conseqüentemente, mais isoladas. Estas populações cultivam o solo para a sua subsistência, embora a pastorícia também seja prática bastante presente entre os diferentes grupos, com maior incidência na região Sul da Bacia.

Genericamente pode-se afirmar que a bacia apresenta um arranjo paisagístico que, mais uma vez, nos leva a afirmar que a ação antrópica é de pouco destaque, sobre a sua superfície, visto que 80,4% da sua área é ocupada pela flora natural (Fig. 33). Este facto leva-nos a inferir que a ação humana não influencia, na dinâmica natural da drenagem da bacia. A quantidade de recursos hídricos à superfície, a velocidade do seu escoamento superficial, o aumento do índice de infiltração e o conseqüente acréscimo das reservas hídricas subterrâneas, ocorrem de forma natural, devido a essa fraca humanização do espaço verificada na bacia (Lencastre e Franco, 2010). Consideramos, assim, o relevo, o clima e a vegetação os fatores que estão na base da dinâmica hídrica da Bacia Hidrográfica do Caculuar.

CAPÍTULO VI – MORFOMETRIA E HIDROGRAFIA DA BHC

No presente capítulo serão abordados os aspetos morfométricos da bacia em estudo, seguindo-se em diante, um detalhamento sobre a sua hidrografia.

6.1 Características Geométricas da Bacia

No que concerne às características morfométricas da bacia hidrográfica do Rio Caculuar, temos em primeira instância os dados geométricos ilustrados na Tabela 7. Estes dados dão-nos a ideia da geometria da bacia, dado importante para a compreensão do seu comportamento hidrológico.

Tabela 7 - Características geométricas da bacia hidrográfica do rio Caculuar.

Parâmetros	Bacia Hidrográfica Caculuar	VALORES EXTREMOS	
		Valores Mínimos	Valores Máximos
Área	25184,84 km ²		
Perímetro	1099,09 km		
Comprimento da Bacia	273,25 km		
Fator de Forma (Horton)	0,34 – Alongada	0,1 (alongada)	0,9 (circular)
Coefficiente de compacidade	1,94 – Irregular	1 (circular)	>1 (irregular)
Índice de Circularidade (Miller)	0,26 – Alongada		1 (circular)
Índice de alongamento (Schumm)	0,66		1 (circular)

6.1.1 Área e Perímetro

O primeiro parâmetro refere-se a área plana, em projeção horizontal, limitada pelas linhas de separação topográficas. Através da análise das características geométricas (Tabela 7) verifica-se que a bacia hidrográfica do rio Caculuar apresenta uma área total de aproximadamente 25184,84 km². Este dado foi o elemento básico para o cálculo das outras características físicas da bacia.

O perímetro, também entendido como a linha divisória de água que delimita a bacia, diz respeito ao comprimento da linha de contorno da bacia em planta; para a bacia em estudo é de 1099,09 km.

6.1.2 Fator de forma (Kf)

Corresponde a um parâmetro geométrico de uma bacia hidrográfica, calculado a partir da razão entre a largura média da bacia (L) e o comprimento do eixo da bacia (L²), isto desde a foz ao ponto mais longínquo da área (Horton, 1945).

$$Kf = L/L^2$$

Kf – fator de forma

L – comprimento do eixo da bacia

Uma bacia com fator de forma baixo indica que a mesma é menos sujeita a enchentes que outra, de mesmo tamanho, porém com fator de forma maior (Villela e Mattos, 1975). De acordo com o fator de forma calculado para a Bacia Hidrográfica em estudo, esta apresenta uma forma alongada, com valor de 0,34.

Segundo os autores acima referidos, sabe-se que, quanto menor o valor *Kf*, mais comprida é a bacia e, portanto, apresenta menos risco de inundações e cheias rápidas. Porém, pelo facto de a bacia em estudo ser extensa e possuir uma grande área, podem ocorrer chuvas intensas em grande parte dessas áreas, podendo estar propensa à ocorrência de cheias em determinados setores.

6.1.3 Coeficiente de compacidade (Kc)

O coeficiente de compacidade (*Kc*) correlaciona a forma da bacia com um círculo e constitui a relação entre o perímetro da bacia e a circunferência de um círculo de área igual à da bacia (Villela e Mattos, 1975).

$$Kc = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Kc – coeficiente de compacidade

P – perímetro da bacia, m

A – área de drenagem, m²

Quando a forma da Bacia hidrográfica se aproxima a um círculo, tendem a proporcionar a conversão do escoamento superficial para um trecho pequeno do rio principal. Assim, quanto mais próximo da unidade for este índice, maior a potencialidade de picos de enchentes coincidentes na bacia hidrográfica (Villela e Mattos, 1975). Quando atinge um valor superior à unidade, como é o caso da bacia do Caculuar ($K_c = 1,94$), indica claramente que a BHC apresenta forma irregular.

6.1.4 Índice de circularidade

O Índice de Circularidade (I_c) é outro parâmetro utilizado na avaliação das características geométricas de uma bacia hidrográfica. Ele tende para a unidade à medida que a bacia se aproxima da forma circular e, diminui à medida que a forma se torna alongada. O I_c foi calculado pela equação:

$$I_c = \frac{12,57 \times A}{P^2}$$

I_c – índice de circularidade = 0,26

A – área de drenagem, m²

P – perímetro, m

Os valores que se apresentam maiores que 0,51 mostram que a bacia tende a ser mais circular favorecendo os processos de inundação (picos de cheias); já os valores menores que 0,51 sugerem que a bacia tende a ser mais alongada contribuindo para o processo de escoamento superficial (Schumm, 1956). No caso da bacia do Caculuar, os resultados de I_c obtidos a partir dos dados altimétricos SRTM corresponde a 0,26, o que significa tratar-se de uma bacia alongada, facto que denota um processo de escoamento eficaz. Sabe-se que quanto mais alongada for a bacia, maior será o tempo de escoamento e conseqüentemente menor a tendência da bacia a grandes cheias (Schumm, 1956).

6.2 Características do Relevo da Bacia

O relevo de uma bacia hidrográfica tem grande influência sobre os fatores meteorológicos e hidrológicos, pois a velocidade do escoamento superficial é determinada pelo declive do terreno, enquanto a temperatura, a precipitação e a evaporação variam em função da altitude, em que a área da bacia se desenvolve (Tabela 8). Alguns dos parâmetros abaixo mencionados que caracterizam a bacia hidrográfica do Caculuar já foram mencionados em capítulos anteriores.

Tabela 8 - Características do relevo da bacia hidrográfica do rio Caculuar.

Parâmetros	Bacia Hidrográfica do Caculuar
Altitude Máxima	2325 m
Altitude Mínima	1092 m
Altitude Média	1303,47 m
Amplitude Altimétrica	1233 m
Coefficiente de Massividade	0,01
Coefficiente Orográfico	1,78
Índice de Rugosidade	358,96
Relação de Relevo	0,005
Declive do Canal Fluvial principal	3,4 m/Km

No entanto, por se tratar neste ponto, de uma análise morfométrica da bacia, urge a necessidade de voltar a mencioná-los de forma a obter-se uma compreensão mais abrangente sobre as características concernentes ao seu relevo.

6.2.1 Amplitude altimétrica da bacia

Esta variável corresponde à diferença altimétrica entre a foz e a maior altitude situada num determinado ponto da área da bacia. Indica o desnível médio da bacia hidrográfica. Este método é proposto por Schumm (1956).

$$H_m = H_{max} - H_{min}$$

H_m → Amplitude altimétrica;

H_{max} → Altitude máxima;

H_{min} → Altitude mínima.

A amplitude altimétrica da bacia é de 1233 m. No entanto, a área mais alta da bacia, com cotas acima de 2000 m, abrange menos de 1% da área total da bacia. Sendo que a maior parte da bacia apresenta cotas abaixo de 1500 metros no setor Caculuvar e, no setor Mucope. Estas estão abaixo dos 1300 m de altitude, representando as cotas mínima da bacia, localizada na região sul do setor Mucope, onde alcançam valores abaixo de 1100 m.

6.2.2 Curva Hipsométrica

É uma representação gráfica do relevo médio da bacia hidrográfica. Indica a percentagem da área de drenagem que existe acima ou abaixo das várias elevações, representando graficamente o relevo médio da bacia e a elevação dos seus vários terrenos (Lencastre e Franco, 2010).

Pode-se afirmar que esta passa pela designação das áreas por classes de altitude, estabelecendo, assim a distribuição das constâncias altimétricas. É o método utilizado para fazer a caracterização gráfica da área de uma bacia em função da altitude da mesma.

A figura 34 ilustra a curva que representa as áreas da bacia do Caculuvar, situadas por intervalos de curvas de nível. Apresenta nas abcissas as superfícies da bacia e nas ordenadas as diversas altitudes.

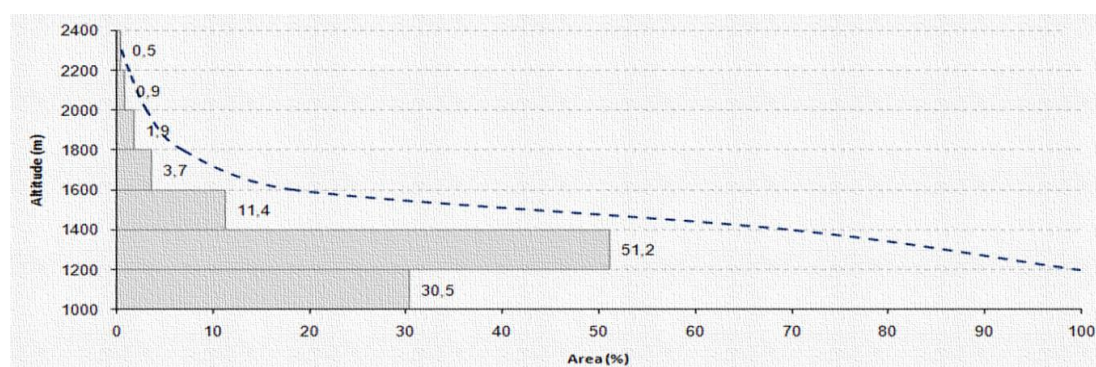


Figura 34 - Curva hipsométrica e frequências altimétricas da bacia hidrográfica do rio Caculuvar.

No geral, as características do relevo mostram que a bacia em estudo é composta por cotas baixas, em que 51,2% da sua área apresenta em média uma altitude de aproximadamente 1303,47 metros (Tabela 9). Esta cota verifica-se na parte intermédia da bacia, tanto no setor Caculuvar como também no setor Mucope.

Tabela 9 - Características altimétricas da BHC.

Parâmetros	Altitude	Área
Classe altimétrica mais baixa	1000-1200m	30,5%
Classe altimétrica mais alta	2200-2400m	0,5%
Altitude Média	1303,47m	

A cota máxima, tal como nos referimos em capítulos anteriores, ultrapassa 2300 m de altitude, a nordeste da bacia, precisamente no Alto Bimbe, Planalto da Humpata. Esta verifica-se em uma área que não alcança 1% da bacia. A cota mínima calculada em 1092 metros, obviamente, verifica-se nas imediações da desembocadura do rio principal da bacia em estudo, cobrindo 30,5% da sua área total.

6.2.3 Relação de Relevo

Este parâmetro relaciona a amplitude altimétrica máxima da bacia e sua maior extensão, medida paralelamente ao comprimento do canal principal da bacia, que corresponde à direção do vale principal. Foi inicialmente apresentada por Schumm (1956) e a fórmula utilizada para esse cálculo é:

$$Rr = Hm / Lh$$

Rr → Relação de relevo;

Hm → amplitude altimétrica;

Lh → comprimento da bacia.

Para a bacia em estudo, a relação existente entre a sua amplitude altimétrica máxima e a sua extensão máxima é de 0,005. O maior comprimento do relevo da área da bacia corresponde a 362,21 km de extensão no sentido norte-sul, isto seguindo a margem do canal principal (Tabela 11), a sua amplitude altimétrica é de 1233 metros.

Verifica-se uma baixa relação de relevo, resultante da baixa amplitude altimétrica e conseqüentemente uma baixa declividade média do relevo, classificado como suavemente ondulado. Segundo Horton (1945), a relação de relevo indica a

declividade geral da superfície total da bacia hidrográfica que neste caso corresponde a aproximadamente 3% (ver Tabela 5, Capítulo referente à declividade do relevo).

6.2.4 Índice de Rugosidade

O índice de rugosidade foi proposto inicialmente por Melton (1957), combina as variáveis, declividade e o comprimento das vertentes com a densidade de drenagem, expressando-se como número adimensional que resulta do produto entre a amplitude altimétrica (Hm) e a densidade de drenagem (Dd).

A Fórmula para esse cálculo é:

$$Ir = Hm * Dd$$

Ir → Índice de Rugosidade;

Hm → Amplitude Altimétrica Máxima da Bacia;

Dd → Densidade de Drenagem.

Este índice mostra a relação entre o relevo e a rede hidrográfica, sendo que, quanto maior for o índice implica um relevo mais irregular e dissecado (maiores declives) e canais mais entalhados. Para a bacia em estudo o índice de rugosidade é de 358,96, o que é considerado baixo, tendo em atenção as classes de dissecção utilizadas no mapeamento geomorfológico, de bacias hidrográficas (Tabela 10). Significando que na generalidade a bacia apresenta uma superfície suavemente ondulada, tal como nos referimos no capítulo referente a declividade do relevo da mesma.

Tabela 10 - Valores numéricos dos limites das classes de ICR.

Classes	Intervalos de Classes (valores de ICR)
Baixa	0 – 580
Média	580 – 1350
Alta	1350 – 4500
Muito alta	> 4500

6.2.5 Coeficiente de Massividade

É um índice que estima a massa rochosa existente na bacia. É o quociente entre a altura média da bacia, em m, e a sua superfície em projeção horizontal, em km².

$$Cm = hm/A$$

Cm → Coeficiente de Massividade;

hm → altura média da bacia, m

A – área de drenagem, km²

Este coeficiente pode atingir valores elevados em bacias pequenas que apresentam grandes desníveis, e valores pequenos em grandes bacias de relevo pouco acentuado (Villela e Mattos, 1975). No entanto, os respectivos valores podem ser os mesmos para bacias muito diferentes, nos casos em que a altura média da bacia varie em proporção.

Para o caso da bacia do Caculuar, a tabela 8 indica que esta apresenta um índice de massividade de apenas 0,01, o que representa um relevo pouco acentuado. O relevo da bacia em estudo é na generalidade caracterizado como aplanado e ou suavemente ondulado, verificando-se cotas elevadas apenas no noroeste da mesma, em uma superfície que totaliza apenas 3,3% da sua área, com cotas que variam entre 1800 m e os 2325 m.

6.2.6 Coeficiente Orográfico

É o produto da altura média da bacia pelo coeficiente da massividade (Marcuzzo et al., 2012). Este coeficiente combina variáveis essenciais de uma bacia hidrográfica: a sua altura média, que tem influência sobre a energia potencial da água, e o seu declive que tem influência sobre o escoamento superficial. Quando o valor desse coeficiente é igual ou inferior a 6, indica um relevo pouco acentuado, e um relevo superior a 6 um relevo muito acentuado. Para o caso da bacia em estudo, percebe-se que apresenta um relevo pouco acentuado, por apresentar um coeficiente orográfico de apenas 1,78.

$$Co = Am * Cm$$

$Co \rightarrow$ Coeficiente orográfico

$Am \rightarrow$ Altura média (m)

$A =$ área (m^2)

$Cm \rightarrow$ Coeficiente de massividade (m^{-1})

A variação da elevação e a elevação média de uma bacia são fatores importantes com relação à temperatura e à precipitação. Grandes variações de altitude numa bacia acarretam diferenças significativas na precipitação anual e temperatura média, as quais, por sua vez, implicam variações na evapotranspiração (Fritzsos et al., 2008). Pode-se afirmar que as variações de elevação na bacia do rio Caculuar são expressivas apenas ao compararmos o setor norte do sul. Verifica-se a região norte com as maiores altitudes da bacia (com o ponto mais alto acima de 2000 m), e a região sul com as mais baixas altitudes (abaixo de 1300 m). Em função desse facto verifica-se na bacia o aumento da temperatura no sentido norte-sul e a diminuição das precipitações no mesmo sentido.

O estudo evidenciou que a bacia hidrográfica do rio Caculuar é formada em sua maioria por altitude acima dos 1000 m, no entanto, com fraca amplitude altimétrica, resultando em índices de declive pouco expressivos. Os baixos valores de declive não se assumem como um problema para o escoamento, uma vez que a bacia se apresenta com um fator de forma e índice de circularidade baixo, demonstrando que tem uma forma alongada, inferindo-se que temos uma bacia pouco suscetível a enchentes e alagamentos.

6.3 Caraterísticas do Sistema de Drenagem

A classificação dos rios quanto à ordem dos canais reflete o grau de ramificação ou bifurcação da rede hidrográfica de uma bacia (Christofoletti, 1970). Os cursos de água maiores possuem seus tributários, que por sua vez possuem outros até que se chegue aos cursos de água de 1ª ordem, *i.e.*, os que definem os extremos da rede.

6.3.1 Hierarquia da Drenagem

A hierarquização da drenagem da Bacia do Caculuvar, foi realizada segundo os critérios propostos por Strahler (1957), assim como, os parâmetros estabelecidos por Horton (1945). A hierarquia fluvial consiste no processo de estabelecer a classificação de determinado curso de água no conjunto total de uma bacia hidrográfica, na qual se encontra. Esta hierarquização é realizada com a função de facilitar e tornar mais objetivo os estudos morfométricos sobre as bacias hidrográficas (Christofolletti, 1970).

De acordo com a Tabela 11 e, com base nos critérios de classificação de Strahler (1957), a bacia hidrográfica do rio Caculuvar é de sexta ordem. O facto demonstra que a bacia possui um sistema de drenagem com ramificação significativa.

Tabela 11 - Relação hierarquia, quantidade e extensão de canais da rede de drenagem da bacia do rio Caculuvar.

Parâmetros	Bacia do Rio Caculuvar
Hierarquia (Strahler)	6ª Ordem
Magnitude (Sherve)	704 Cursos de água
Comprimento do curso principal	362,21 Km
Número total de cursos de água	596
Comprimento total dos cursos de água	7332,1 Km
Densidade de drenagem	0,29 Km/km ²
Densidade hídrica (Horton)	0,3 Canais/km ²

O rio Caculuvar, apresenta um comprimento total de 362,21 km, desde a sua nascente - a nordeste da cidade de Lubango, nas imediações da Tundavala, até à sua foz, *i.e.*, no encontro com o Rio Cunene.

Durante a análise da hierarquia das bacias, verificou-se que a bacia do Caculuvar apresenta um padrão de drenagem que varia, entre o dendrítico e o paralelo (Fig. 35), sendo este último encontrado principalmente onde há um maior controle estrutural, *i.e.*, inclinação regular da topografia/camadas sedimentares. Refere-se precisamente à região leste da bacia, correspondente a uma parte da superfície de enchimento da Bacia Sedimentar Cuanhama-Etoshá que apresenta uma planície continuada, com alternância

de pequenas superfícies planas e baixas, que se interligam continuamente com os interflúvios, também aplanados, mas de cotas ligeiramente mais elevadas.

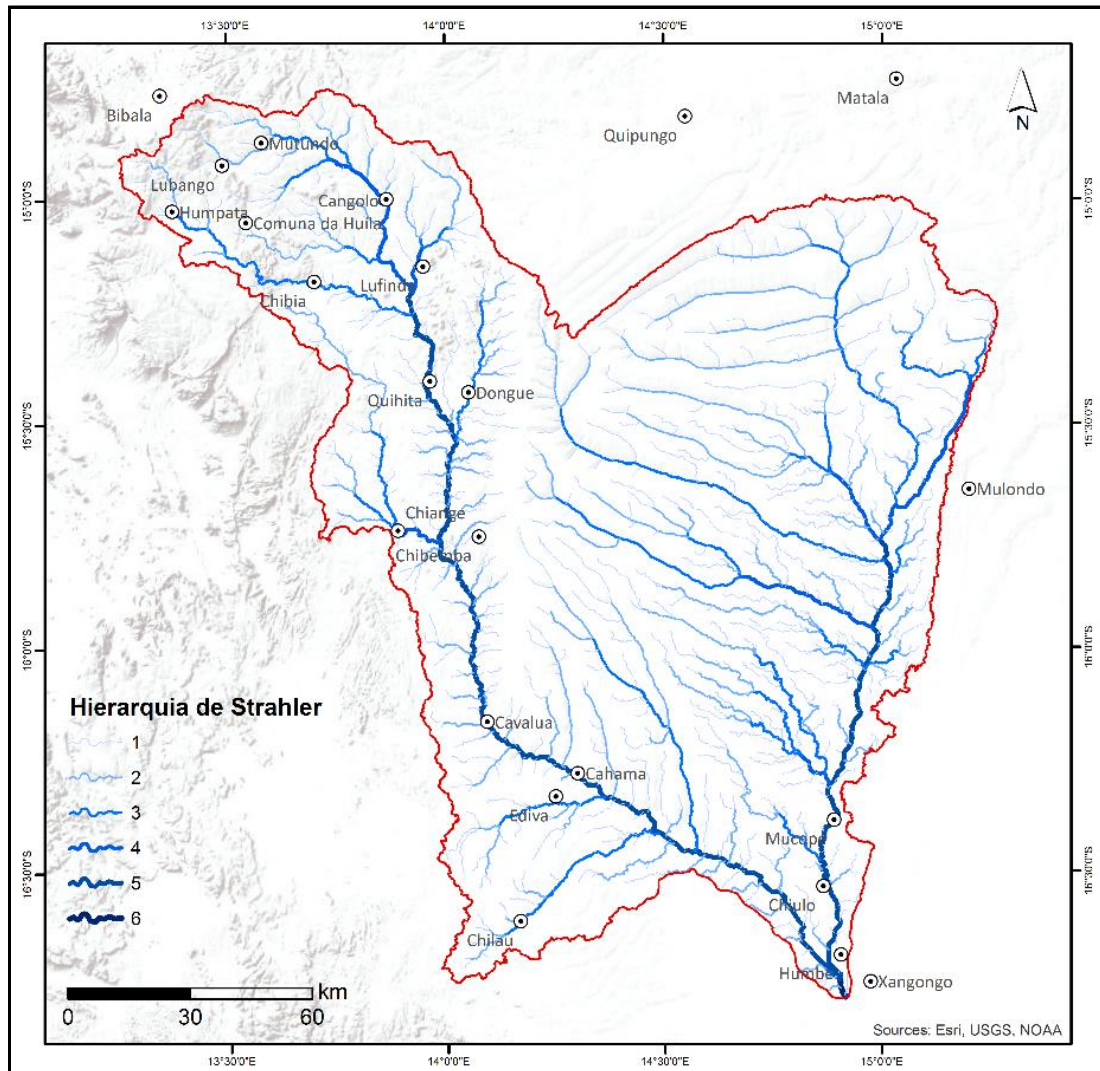


Figura 35 - Sistema de drenagem na BHC e classificação da ordem dos seus cursos de água segundo os critérios de Strahler (1957).

A drenagem corresponde ao padrão dendrítico, verificada sobretudo no setor noroeste da bacia, com continuidade para o setor Caculuar em que a rede hidrográfica é orientada por linhas de fratura do substrato essencialmente quartzítico, e mais a sul pelo substrato gabro anortosítico. Este facto se manifesta pela direção mais ou menos rígida dos cursos de água do rio Caculuar, com sistemas de afluentes e subafluentes complexos e traçados angulosos, desenhando linhas em circunvoluções caprichosas tal como se pode observar na figura 35.

6.3.2 Densidade da rede hidrográfica

A densidade da rede drenagem corresponde à relação que se expressa entre o número de rios e a área da bacia hidrográfica. A densidade de drenagem é importante, por representar o grau de dissecação topográfica, em paisagens elaboradas pela atuação fluvial, ou expressando a quantidade disponível de canais para o escoamento e o controle exercido pelas estruturas geológicas (Christofolletti, 1981). Importa salientar que o valor não indica a eficiência de drenagem, uma vez que para o seu cálculo, a extensão dos cursos de água não é levada em consideração (Horton, 1945).

$$Dh = N / A$$

Dh → Densidade hidrográfica

N → Número total de rios;

A → Área da bacia.

O número de canais de determinada bacia é uma noção básica para demonstrar a sua *magnitude*, conforme os critérios estabelecidos por Shreve (1967). O cálculo da densidade de rios é importante porque representa o comportamento hidrográfico de determinada área, face a aspetos fundamentais que a condicionam, tais como, o substrato rochoso, as formas superficiais da área e a variação da permeabilidade do terreno. Assim, segundo Machado e Sousa (2005), elevadas densidades mostram que o substrato é impermeável, enquanto baixas densidades tendem a ligar-se a um substrato mais permeável. Para o caso da bacia hidrográfica em estudo a sua densidade hidrográfica é de 0,3. Assim, considera-se de baixa densidade hidrográfica, devido à grande extensão territorial que a bacia apresenta (25184,84 km²), inferindo que esta apresenta um substrato maioritariamente permeável, particularmente, no setor Mucope, onde se observavam maioritariamente depósitos sedimentares não consolidados.

6.3.2.1 Densidade de drenagem

A densidade de drenagem correlaciona o comprimento total dos canais ou rios com a área da bacia hidrográfica. Quanto maior a sua densidade de drenagem, mais rapidamente o volume d'água originada pelas chuvas chegará ao final da bacia.

Essa variável relaciona-se com os processos climáticos atuantes na área estudada, os quais influenciam o fornecimento e o transporte de material detrítico. A densidade de drenagem está diretamente relacionada com a capacidade de erosão fluvial. Para um mesmo tipo de clima, a densidade de drenagem depende do comportamento hidrológico das rochas. As rochas mais impermeáveis possuem melhores condições para o escoamento superficial, possibilitando a formação de canais e, conseqüentemente aumenta a densidade de drenagem. De acordo com Villela e Mattos (1975), a drenagem de uma bacia é classificada nos seguintes parâmetros:

- Bacias com drenagem pobre $\rightarrow Dd < 0,5 \text{ km/km}^2$
- Bacias com drenagem regular $\rightarrow 0,5 \leq Dd < 1,5 \text{ km/km}^2$
- Bacias com drenagem boa $\rightarrow 1,5 \leq Dd < 2,5 \text{ km/km}^2$
- Bacias com drenagem muito boa $\rightarrow 2,5 \leq Dd < 3,5 \text{ km/km}^2$
- Bacias excepcionalmente bem drenadas $\rightarrow Dd \geq 3,5 \text{ km/km}^2$

Ainda tendo em consideração os mesmos autores, a equação para o cálculo da densidade de drenagem é a seguinte:

$$D_d = \frac{L}{A}$$

D_d → densidade de drenagem (km/km^2)

L → comprimento total dos cursos de água (km);

A → Área da bacia (km^2).

Para a bacia do rio Caculuvar com o comprimento total dos cursos d'água calculado em 7332,1 km, foi encontrada uma densidade de drenagem é de 0,29 km/km^2 . De acordo com Villela e Mattos (1975), esse índice pode variar de 0,5 km/km^2 em bacias com drenagem pobre a 3,5 km/km^2 , ou mais, em bacias bem drenadas. Para a

bacia em estudo a drenagem é de 0,29 km/km², considerando-a como uma bacia mal drenada.

6.3.2.2 Perfil longitudinal do rio Caculuvar

O perfil longitudinal de um rio está intimamente ligado ao relevo, sendo expresso num gráfico de altitudes versus distâncias, contadas sobre o eixo do rio a partir do exutório (Cristofolletti, 1970). O perfil longitudinal abaixo (Fig. 36) mostra o declive, ou o gradiente do rio Caculuvar (principal rio da bacia), ilustrando assim, a representação visual da relação entre altimetria que parte de 1705 metros, até um pouco abaixo de 1100 m de altitude, ao longo de 362 km de distância e perfazendo um desnível total de 600 m, a que corresponde um declive médio de 4,9°.

Em perfil longitudinal (Fig. 36) verifica-se a altitude a baixar gradualmente sobre aplanções visivelmente separadas por ruturas topográficas, sobretudo no curso superior. O facto infere-nos a subdivisão do curso do rio Caculuvar em três setores principais – curso superior, curso médio e o curso inferior. Esta divisão resulta das feições geomorfológicas distintas que o relevo apresenta, observando-se assim, o rio Caculuvar a fazer o seu curso sobre uma superfície, separada topograficamente por degraus (Feio, 1981).

No perfil, o rio Caculuvar mostra uma rutura de declive com alguma expressão, no seu curso superior, junto as imediações da localidade da Chibia Essa rutura é definida, por um ponto de mudança, ligeiramente abrupto do curso de água, verificada aos 51 km da sua trajetória a partir da cota inicial do perfil, a aproximada a de 1705 m até aos 1504 m, local onde ocorre a referido declive abrupto referente a passagem das terras altas da Huíla para a parte intermédia da bacia (Fig. 36).

Pela análise da carta geológica da região, Folha n.º 3 da Geologia de Angola 1:100 000 feita pelos serviços de Geologia e Minas (Carvalho, H. e Fernandes, F.C. 1973), verificamos que o incremento no declive longitudinal acontece numa área de mudança litológica, precisamente na passagem de leito granítico para o leito instalado no complexo gabro-anortosítico (Fig. 36). A cerca de 57 km da nascente do rio Caculuvar, temos o curso médio do rio, onde a cota inicial é aprox. de 1445 m,

baixando de forma suave e gradual, inicialmente sobre os gabros anortosíticos e mais em diante sobre as aluviões que antecedem o curso final do rio, na região mais a sul do município da Cahama. O curso médio do rio termina a cerca de 271 km da sua trajetória desde a nascente, sobre cotas que rondam os 1163 m, área em que tem início o curso inferior do rio. Este que é curso final do rio Caculuvar apresenta 105 km de distância. A cota inicial deste curso é de aproximadamente 1114 m, terminando aos 1103 metros, na localidade do Humbe, onde o rio principal intercepta o rio Cunene, este já com drenagem exorreica atlântica. Na última região o gradiente do rio sobre os depósitos aluvionares é quase impercetível, devido à planura que o relevo apresenta, refletindo-se diretamente na baixa drenagem do rio na localidade (Fig. 36).

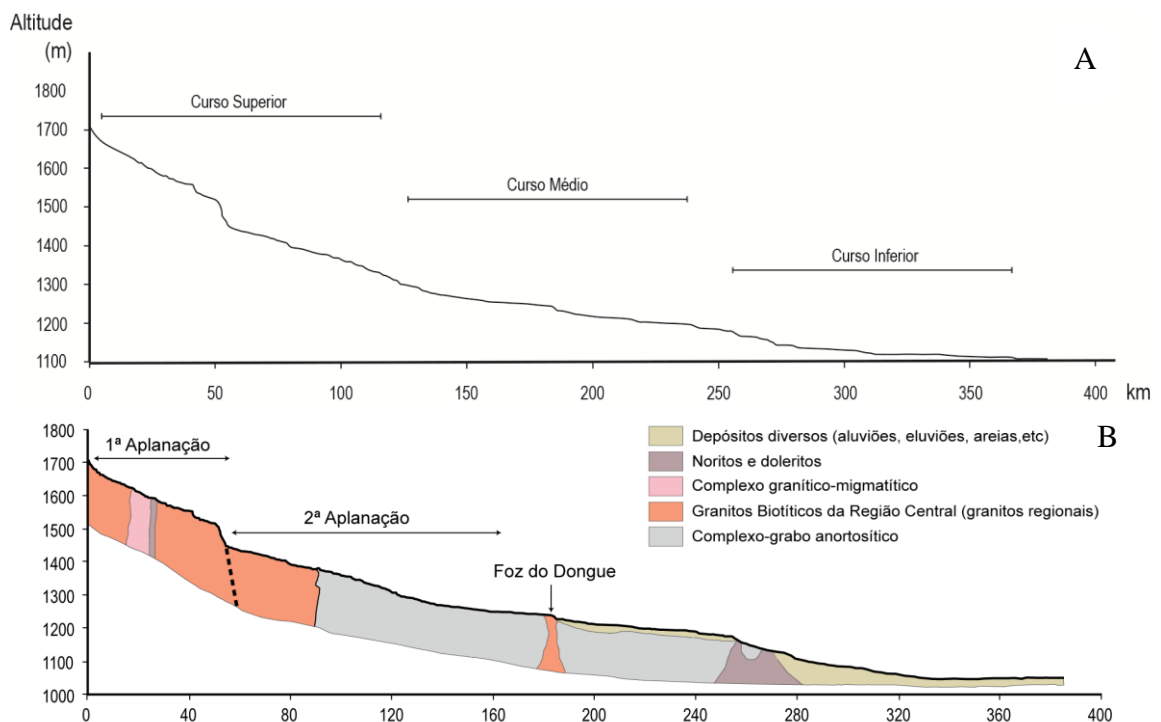


Figura 36 - Perfil Longitudinal do rio Caculuvar.

A maior parte do curso do rio Caculuvar situa-se numa área com altitudes que passam dos 1448 m aos 1200 m. Este fraco desnível altimétrico pode ajudar a explicar a fraca drenagem que a bacia apresenta, tal como nos referimos anteriormente, calculada em 0,29 km/km². Aliam-se a este fator, as características climáticas, que na sua generalidade são caracterizadas por precipitações escassas, com valores que decrescem de 800-700 mm, chegando a alcançar os 400 mm no extremo sul (Diniz, 2006).

6.3.2.3 Perfil longitudinal do rio Mucope

O rio Mucope, maior tributário do rio principal da bacia do Caculuar, desenvolve-se no setor leste da bacia desenhando uma trajetória norte-sul, paralela ao seu limite oriental (Fig. 37). A relação entre a altimetria e o comprimento de curso de água é ilustrada em perfil (Fig. 37). Está situado entre cotas que partem de 1200 m aos 1102 m, equivalente a um desnível altimétrico de 98 metros. O curso total do rio Mucope, sobre os depósitos diversos da bacia sedimentar do SM, equivale a uma distância calculada em 228 km.

As diferenças que o rio apresenta no declive longitudinal são baixas, mas, no entanto, entendemos também subdividi-lo em três cursos diferentes (curso superior, médio e inferior). O curso superior do rio mostra uma inclinação suave e uniforme, com diminuição de cota gradual. O rio tem início aos 1200 metros de altitude, a norte da localidade do Mulondo, e alimenta o rio Caculuar sobre uma cota aproximada a 1134 metros de altitude, causando um desnível altimétrico de 60 m, verificado em um percurso de aproximadamente 127 km de distância.

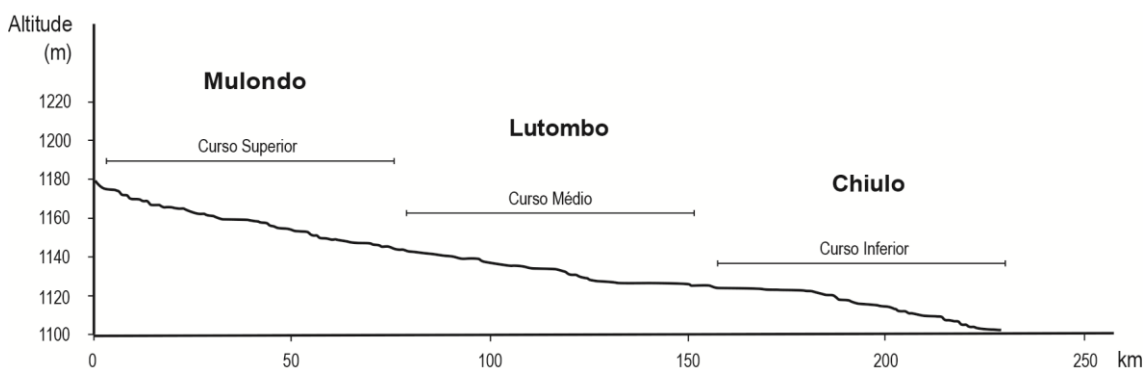


Figura 37 - Perfil longitudinal do rio Mucope, principal afluente do rio Caculuar.

Em perfil (Fig. 37) é ainda possível verificar o curso médio do rio Mucope, com fraco declive, quase impercetível, ilustrando a planura não verificada em qualquer outro setor do rio. Este setor tem início a escassos quilômetros a norte da localidade de Lutombo, sobre uma cota de 1134 metros. O curso termina a cotas de aproximadamente 1126 m, perfazendo um trecho total de 55 km, apresentando um desnível altimétrico de aproximadamente 7 metros de altitude. Já o curso inferior do rio caracteriza-se por um

declive mais significativo, quando comparado com o curso anterior, devido as cotas mais baixas predominantes na região. Este tem início aos 1867 km de distância do curso do rio, sobre uma cota de aprox. 1126 m e termina na localidade do Chiulo (Humbe) onde interceta o rio Caculuvar, na cota de 1102 metros de altitude. Sobre os vários depósitos aluvionais do Cuanhama, o rio faz no seu curso inferior 46 km, originando neste setor, um desnível altimétrico de 24 metros de altitude.

6.4 Detalhes sobre a hidrografia da BHC

Como foi referido anteriormente, a rede hidrográfica que drena a área de estudo inclui um dos cursos de água que constitui o principal afluente do rio Cunene, no Sudoeste angolano. Trata-se do rio Caculuvar, proveniente da Tundavala a Noroeste da cidade do Lubango, no ponto correspondente a $14^{\circ}49'50.98''S$ e $13^{\circ}23'59.09''E$, situado a 1705 m de altitude. O rio drena o setor ocidental da bacia, sendo a maior parte do seu curso feito sobre um soco cristalino pré-câmbrico (curso superior e intermédio) e, mais a sul, sobre depósitos sedimentares não consolidados da bacia do Cunene, de idade Plistocénica (Correia, 1976; Carvalho, 1984; Carvalho et al., 2000; Pereira et al., 2011; Ernest et al., 2013).

Também como referido anteriormente, existe na área de estudo um interflúvio com direção norte-sul, configurado em um ressalto topográfico que marca nitidamente a divisão entre a rede hidrográfica oriental e a rede ocidental da bacia. O referido interflúvio apresenta, a norte, uma cota máxima de 1536 metros, nas imediações da Quihita, e uma espessura de sedimentos não consolidados, que diminui na direção Oeste-Este e Norte-Sul (Fig. 38).

Em perfil, vê-se o rio Caculuvar a partir das Terras altas da Huíla, percorrendo uma superfície ligeiramente acidentada, com cotas situadas em 1717 m, na cidade do Lubango. O rio apresenta, em primeira instância, um rumo NW/SE, invertendo, após cerca de 10 km, para o sentido N/S e fazendo um percurso de aproximadamente 192 km sobre cotas que variam entre os 1717 m e os 1141 m. Nas imediações do município da Cahama, sobre os depósitos não consolidados do Calaári, o rio volta a inverter o seu sentido para o sentido SW/SE, assim prosseguindo até à sua desembocadura (Fig. 38).

6.4.1 Rio Caculuar

Trata-se do maior rio da bacia, que desenvolve-se numa zona planáltica, predominantemente quartzítica e genericamente recortada pela erosão, onde os vales são pouco profundos, desenhando meandros encaixados.

6.4.1.1 Primeira Secção do rio Caculuar

A baixa permeabilidade do substrato presente constitui uma característica relevante, na densidade de drenagem, na disponibilidade de água à superfície e no comportamento hidrológico do curso de água, uma vez que ela diminui a infiltração e aumenta o escoamento superficial (Christofolletti, 1970).

O rio Caculuar drena, inicialmente, sobre um substrato essencialmente quartzítico, a que se sobrepõem arenitos, com intercalações piroclásticas, isto nas imediações da localidade da Tundavala. Ao alcançar a peneplanície do Lubango, o rio faz o seu curso sobre granitóides e outras rochas magmáticas afins, superfície da qual se vislumbram vales abertos e uma planura, por vezes interrompida por relevos residuais, como acontece na localidade da Lufinda (Fig. 39).

A superfície granítica, referente à primeira secção do curso do rio Caculuar, precisamente na cidade do Lubango, é aquela em que o rio recebe alguns tributários na sua margem direita. Destacam-se, inicialmente, o rio Mucufi, que nasce na Serra da Chela, a noroeste da cidade do Lubango, e o rio Capitão, oriundo do sopé da escarpa da Serra da Chela. Outros tributários, sem nomes conhecidos alimentam o rio Caculuar, na superfície que configura a cidade do Lubango (Fig. 40).

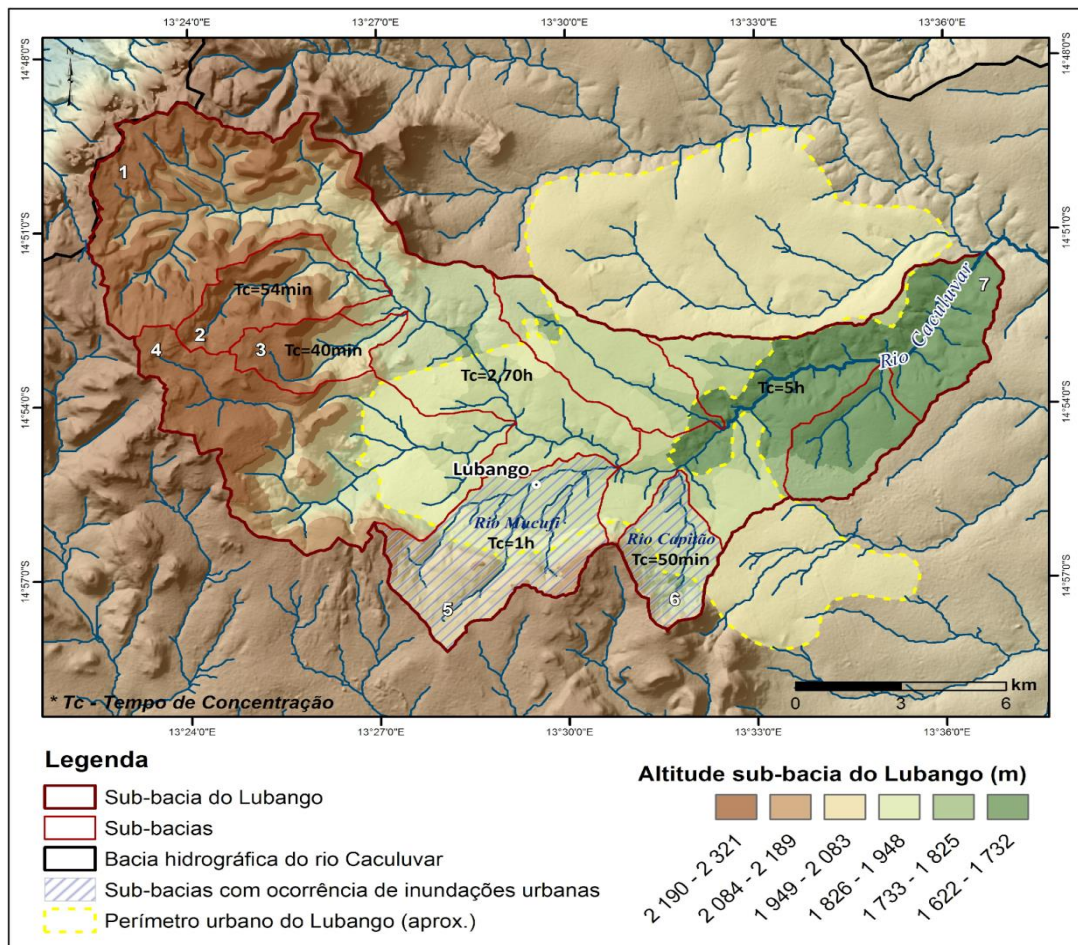


Figura 38 - Afluentes do rio Caculuar na cidade do Lubango (Adaptado de Martins et al., 2019).

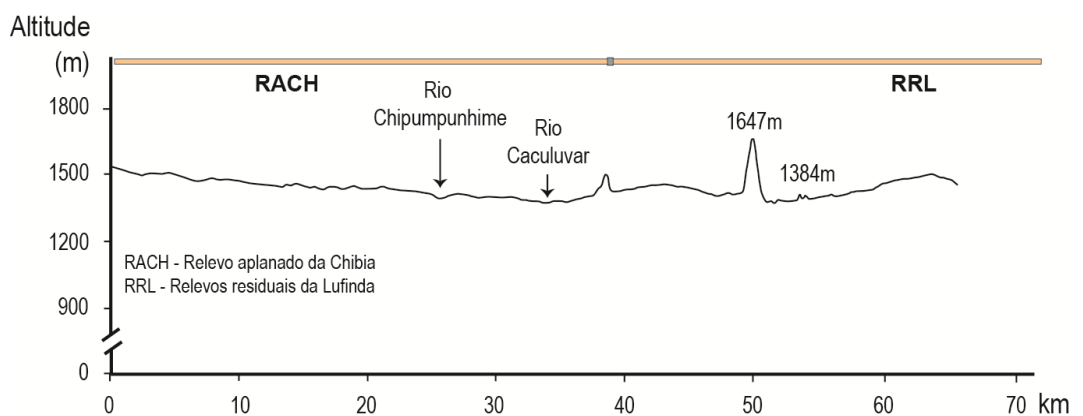


Figura 39 - Perfil topográfico da aplanação inicial sobre a qual o rio Caculuar faz o seu curso.

A partir da cidade do Lubango, e até a localidade da Quihita, ainda no Planalto Principal de Feio (1981), o rio Caculuar corre por vales abertos, num leito pouco profundo (Fig. 40), para o sentido sul, em cotas abaixo de 1440 metros. Nas referidas

localidades, a ocupação antrópica e o uso do solo não representam qualquer impacto significativo, no respeitante às modificações da cobertura vegetal, não influenciando, assim, na quantidade de água disponível, por escoamento superficial (Rocha et al., 1994).

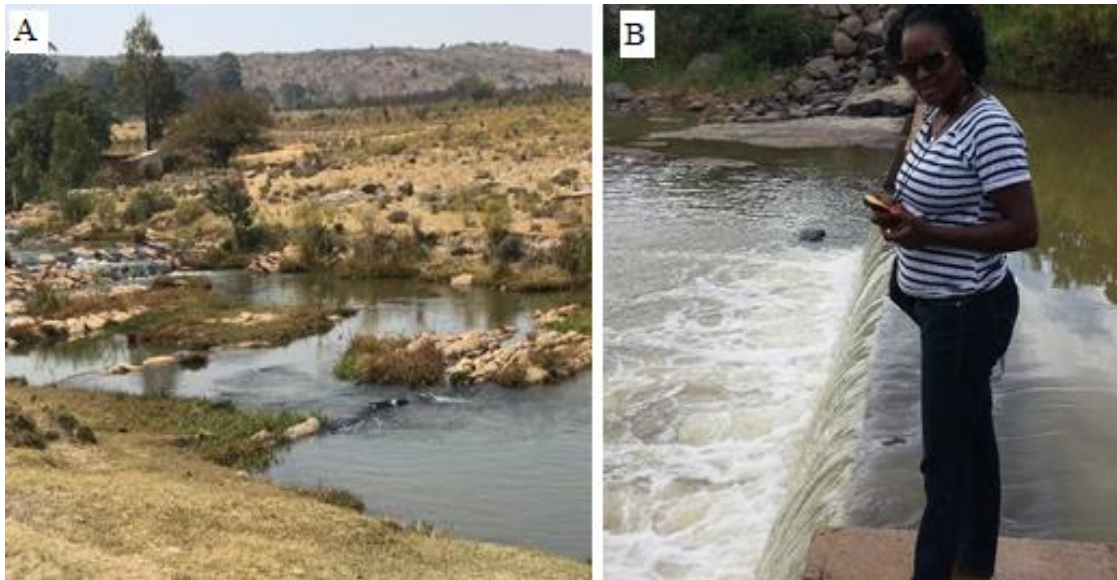


Figura 40 - A – Rio Nene, no planalto da Humpata próximo da sua nascente; B – represa de pequeno porte sobre o rio Caculuvar, no norte da Quihita, antes de terminar a primeira secção.

Antes de terminar a primeira secção do rio Caculuvar, a sul da Chibia, onde o rio drena sobre um soco cristalino granítico, ele recebe mais um importante tributário naquela região. Designado por Chipumpunhime, tem a sua bacia central encravada na Cordilheira Marginal de Montanhas, a norte do planalto da Humpata, numa superfície constituída pelo Grupo da Chela, região recortada por certa densidade de linhas de água, que definem vales largos e pouco profundos.

O tributário ora referido é inicialmente designado por Neves e, após alcançar a vila da Humpata, passa à designação local de “Nene” (Fig. 41). Ele apresenta um caudal relativamente grande, devido aos vários afluentes que acolhe no planalto da Humpata, enriquecendo assim a sua drenagem (Diniz, 2006). Fazendo o curso no sentido noroeste – sudeste, o rio Nene passa a se chamar Chipumpunhime (Fig. 42), alcançando a vila da Chibia, sobre uma aplanção mais acidentada, e desenhando meandros entre as rochas vulcânicas da Chibia – pórfiros granitoides

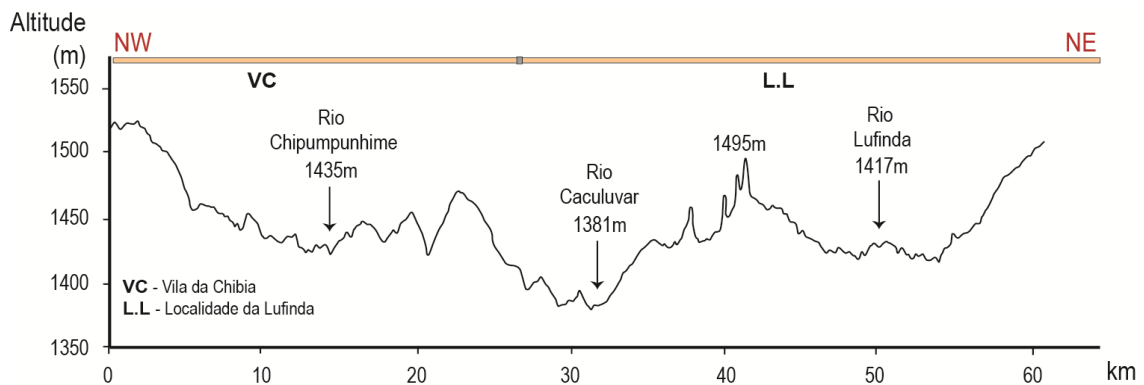


Figura 41 - O relevo que antecede a segunda secção do rio Caculuvar.

O afluente desemboca na margem direita do rio Caculuvar, 5 km após ter recebido, na sua margem esquerda, o rio Lufinda, ainda nas imediações da Chibia (Fig. 42). Podem-se considerar os rios Chipumpunhime e Lufinda como os últimos afluentes do rio Caculuvar, na primeira secção.

É de lembrar que os critérios usados para a discriminação das três secções que constituem o rio (Caculuvar), tiveram como base principal a passagem de uma constituição geológica para outra, verificadas ao longo do seu curso, bem como a separação natural que o relevo apresenta, caracterizada pelas três aplanções geomorfológicas, separadas em escadaria (Diniz, 2006), bem reconhecidas no perfil longitudinal do rio (Fig. 36).

6.4.1.2 Segunda Secção do rio Caculuvar

Esta 2ª Secção tem início no ponto em que o rio apresenta o seu leito constituído por um substrato definido em formações gabro-anortosíticas. Consideram-se as regiões Sul e Sudeste da Lufinda, e a maior a parte da localidade da Quihita, até Cavalua, onde o complexo gabro-anortosítico se impõe (Fig. 36). Nesta região, verifica-se o rio Caculuvar a fazer o seu curso no sentido norte-sul, sobre um vale mais estreito, talhado sobre formações cristalinas, agregando coberturas que constituem a unidade dos Ciclos de Erosão Endorreicos Embutidos (Feio, 1981). O referido vale desenvolve-se sobre uma superfície ligeiramente inclinada para leste (Fig. 42), confinado, a Oeste, pelo Complexo gabro anortosítico, e a Leste contactado com os sedimentos não consolidados da bacia sedimentar do Cunene.

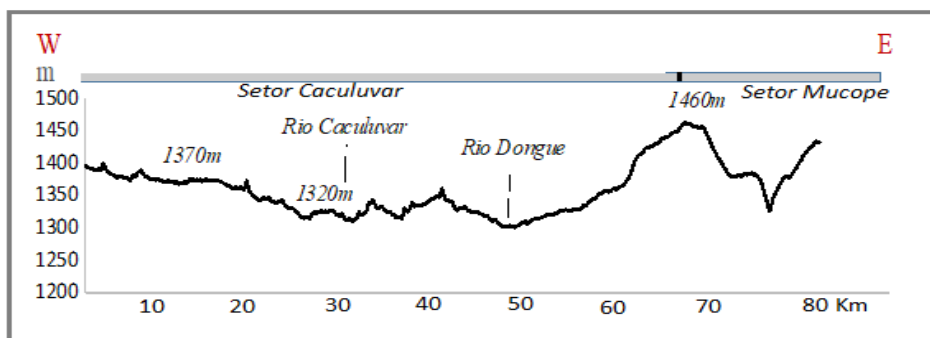


Figura 42 - Perfil topográfico ilustrando o rio Caculuar e o seu afluente Dongue, no início da segunda secção do rio Caculuar.

Nesta secção do rio Caculuar, verifica-se o subsídio de mais dois tributários de dimensão considerável. O primeiro diz respeito ao rio Dongue, que nasce dentro do complexo gabro-anortosítico e desemboca na margem esquerda do rio Caculuar. Em perfil (Fig. 42), verifica-se o rio Dongue, desenhando um curso paralelo ao rio Caculuar, sobre cotas de aproximadamente 1302 m, em um vale consideravelmente aberto, pouco profundo, apresentando como limite oriental uma elevação que é parte do interflúvio que separa o setor Caculuar do Mucope, anteriormente referido. Mais adiante, devido a uma ligeira inversão do curso do rio Caculuar para a direção oriental, acontece a confluência dos dois rios, a escassos quilómetros a sul da Quihita (Fig. 35).

O segundo tributário é o rio Muheque, que nasce junto à fronteira ocidental da área de estudo, nas imediações a Chibia (Fig. 43), suportado por um substrato maioritariamente granítico, e que alcança o complexo gabro-anortosítico, na direção NW-SW. É nesta região que o rio Muheque interceta o rio Caculuar, nas imediações do Chiange, após coletar, a oeste, mais alguns tributários de pequena dimensão (Fig. 44).

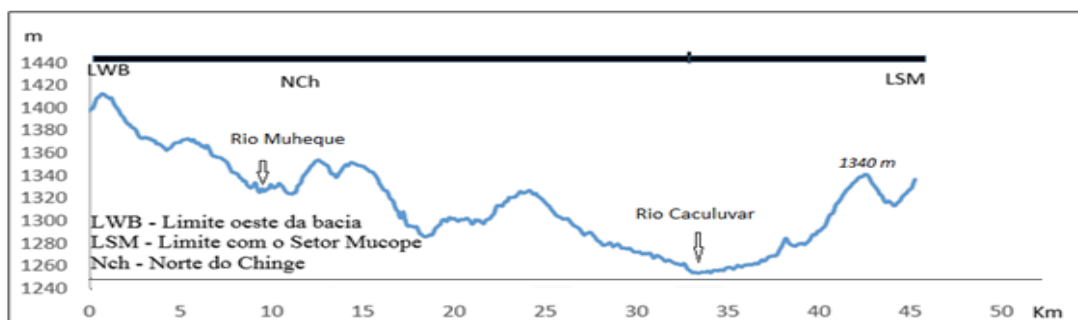


Figura 43 - Perfil topográfico ilustrando o rio Caculuar e o seu tributário – rio Muheque na localidade do Chianje.

Nesta secção, o rio Caculuar apresenta-se em perfil (acima), a fazer o seu curso sobre um vale em rochas cristalinas máficas, suportado por unidades de cotas mais baixas, comparativamente ao que acontece mais a norte (Fig. 44). O vale apresenta a margem esquerda limitada pelo divisor de água acima referido (divisor entre o SC e o SM), apresentando, na região em apreço, uma cota de 120 m a menos, em relação ao que se verifica no perfil anterior.

Após coletar o rio Muheque nas imediações do Chiange, o rio Caculuar continua para o sentido sul, sobre um vale ainda mais desenvolvido e suportado por um substrato rochoso gabro-anortosítico, preenchido por consideráveis depósitos aluviais diversos (Fig. 45 - C).

É de realçar que os referidos materiais não consolidados, para além de serem originários da parte oriental da bacia, fornecidos a partir do desgaste do grande interflúvio antes referido, também são resultado da desagregação do material rochoso daquele complexo (Fig. 46). É ainda possível se verificarem calhaus angulosos de gabros e granito (Marques, 1977).

Ainda na segunda secção, verifica-se, em perfil (Fig. 46), o rio Caculuar a atravessar a localidade da Chibemba, e a desenhar um vale em caleira, mais estreito, a cotas que não atingem os 1300 m. Na região, o limite esquerdo desse vale é ainda representado pelo ressalto topográfico do interflúvio entre os dois setores (SC e CM), com cota máxima de cerca de 1344 m (Fig. 46).

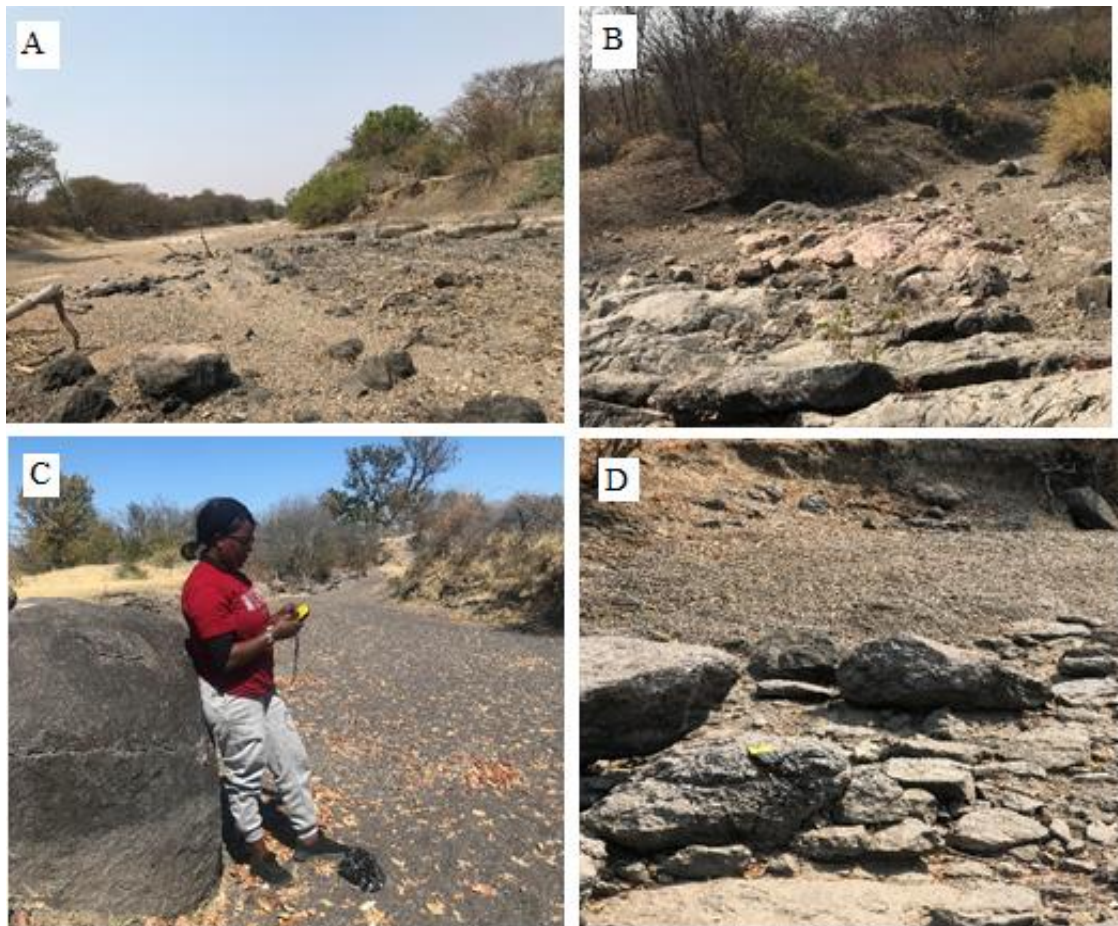


Figura 44 – Morfologia do leito do rio Caculuar em alguns pontos do Complexo gabro-anortosítico: A – Leito alargado do rio Caculuar, na região do Chiange, em tempo seco; B – leito do rio Muheque, tributário do rio Caculuar, no Chiange, em tempo seco; C – leito do Caculuar na unidade dos depósitos endorreicos embutidos; D – Calhaus angulosos no canal do rio Caculuar no Chiange.

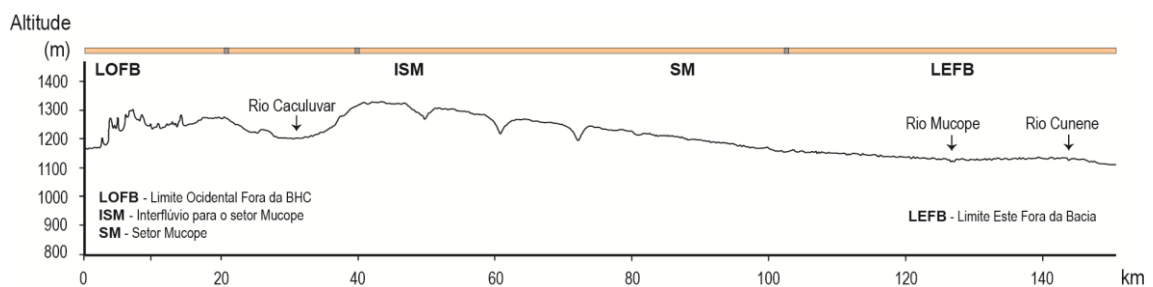


Figura 45 - Interflúvio entre o setor Caculuar e o setor Mucope, nas proximidades de Cavalua (Cahama).

6.4.1.3 Terceira Secção do rio Caculuar

Ao alcançar localidade de Cavalua (norte da Cahama), o rio Caculuar inflete o rumo para a direção Sudeste (Fig. 35). Na área, o substrato do rio é ainda suportado por

rochas do complexo gabro-anortosítico, embora atravesse uma faixa de relevo constituída pelos leuco-granitos do Sudoeste (Fig. 9).

Depois de um curso de aproximadamente 10km, na mesma direcção (sudeste), o rio Caculuvar alcança os depósitos aluviais e coluvionares, na localidade da Cahama (Fig. 46). Esses depósitos preenchem o fundo do vale do rio Caculuvar e de todos os seus tributários nesta secção (Marques 1977). É na região Sudeste da BHC onde se vê o rio Caculuvar a intercepar o rio Cunene (Fig. 46 – B), após ter recebido o seu maior tributário (o rio Mucope), pela margem direita, também nas imediações do Humbe, sobre uma cota de 1127 m.



Figura 46 – Hidrografia na última secção do Rio Caculuvar na localidade da Cahama; A – o rio Caculuvar na localidade da Cahama; B – foz do rio Caculuvar. Local em que o rio Caculuvar intercepar o rio Cunene, na localidade do Humbe; C – Rio Cunene, foz do rio Caculuvar, em tempo seco; D – horizonte visual de um dos vales do Mucope, em tempo seco.

6.4.2 A Hidrografia no Setor Mucope

Como parte ocidental da imensa bacia de enchimento do Cunene, o setor Mucope apresenta depósitos aluvionares, correspondentes a formações arenosas e gresos-argilosas do Calaári (Marques, 1977), profundamente marcadas pela rede hidrográfica desse setor (Fig. 47). O rio principal do setor Mucope tem o nome que designa o setor, e é considerado o maior tributário do rio principal da área de estudo. Nasce a sul do município da Matala, a nordeste da BHC, no ponto correspondente a 15°5'20.01" de latitude Sul e 14°54'51.15" de longitude Este, a cotas aproximadas de 1321 m. O rio prossegue um rumo NE-SE, paralelo ao limite leste da área de estudo, totalizando um percurso de aproximadamente 228 km de drenagem, com regime intermitente. Desemboca na margem esquerda do Caculuar, no Humbe (Fig. 35), no extremo Sudeste da BHC.

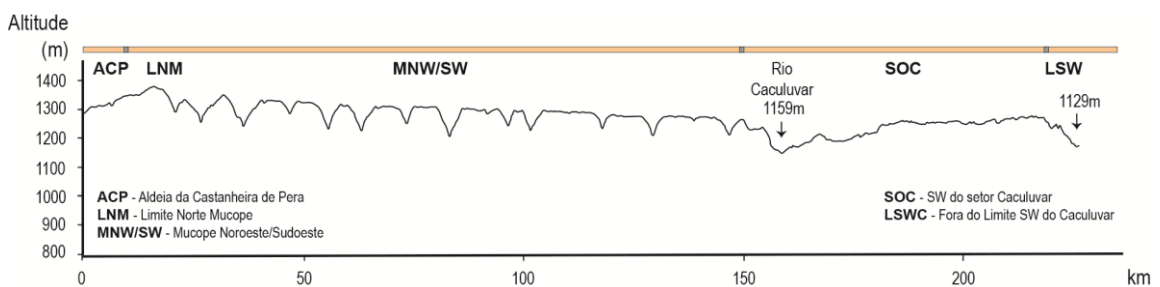


Figura 47 - Perfil topográfico ilustrando a alternância das superfícies planas e baixas que se interligam, como marcas da rede de drenagem.

As diferentes linhas de água entalhadas sobre os depósitos diversos da bacia sedimentar do Mucope, apresentam-se, na sua maioria, numa orientação oeste-este, alimentando o rio Mucope pela sua margem ocidental, e desenhando diversos vales em V, com profundidade reduzida e regime intermitente. Condicionam a existência de uma rede hidrográfica com drenagem paralela a convergir em vários pontos do rio Mucope (Fig. 48). Mais a sul do setor Mucope verificam-se algumas linhas de água a alimentar o rio Caculuar pela sua margem esquerda, antes de ser alcançado o rio Mucope.

A margem esquerda do rio Mucope é alimentada por uma linha de água de maior realce, nas imediações do Mulondo. À semelhança do que acontece em todo o sistema hidrográfico do setor Mucope, o referido rio é também de regime intermitente.

Na generalidade, a rede de drenagem do setor Mucope, embora pareça mais desenvolvida, apresenta um escoamento superficial mais fraco, quando comparada com o sistema de drenagem do setor ocidental (SC). O facto pode ser derivado da grande permeabilidade que os depósitos sedimentares da região oferecem, e da baixa declividade que tem o relevo naquele setor, constituindo-se condições para a baixa disponibilidade de água à superfície Christofolletti (1970).

No entanto, o extremo Sudeste da BHC, pertencente ao setor Mucope, junto a área em que o rio Mucope desemboca no rio principal da bacia em estudo, existe uma superfície perfeitamente aplanada, composta maioritariamente por um grande acúmulo de depósitos argilosos condicionando a infiltração da água e a escorrência devido as condições topográficas. A área é conseqüentemente atingida por inundações periódicas, no auge da época chuvosa, levando a formação de um lençol aquático superficial. Estas áreas alagadas mantêm-se por largos períodos de tempo, alternadas com superfícies enxutas e de ausência total de águas superficiais (Dinis, 2006).

CAPÍTULO VII – ANÁLISE CLIMÁTICA DA BHC

7.1 Breves considerações

O clima é um elemento importante, nos estudos ligados às análises de bacias hidrográficas, porque existe uma estreita relação entre ambos. A variabilidade climática, a nível global ou local, reflete-se, a longo ou a curto prazo, sobre os diferentes ecossistemas terrestres (Almeida, 2016). Desde cedo, o Homem compreendeu a necessidade de realizar estudos sobre o clima, não apenas com fins de perceber as mudanças climáticas ao longo do tempo, mas também para estudos ligados às implicações diretas da temperatura, precipitações e outros elementos climáticos sobre os diferentes ecossistemas (Keller, 2009).

Esse é o caso, por exemplo, de Morishima e Akasaka (2010), que realizaram um estudo sobre a região austral de África, em que descrevem, para o período entre 1979 e 2007, um aumento na temperatura média anual e uma diminuição da precipitação média anual. Há ainda a citar os estudos levados a cabo por McSweeney et al. (2010), que encontraram um aumento da temperatura média de 1,5°C, de 1960 a 2006, e uma diminuição da quantidade de precipitação média anual de 2,4%, por cada década, no mesmo período, em Angola. Vários outros estudos realçam a extrema vulnerabilidade climática de Angola, conforme anteriormente observado noutros estudos (Medeiros, 1976; Huntley, 2019; Dieppois et al., 2015; Cook et al., 2004; Crétat et al., 2019). Estas pesquisas concluem que as alterações climáticas no país trarão secas mais severas e frequentes, ao longo do presente século, com impacto direto sobre a biodiversidade e sobre os recursos hídricos.

Assim, para estudos bem-sucedidos sobre a dinâmica sedimentar da BHC, será realizada neste capítulo uma análise os diversos fenómenos climáticos nela operantes. Dar-se-á maior realce à temperatura e às precipitações, devido à influência fundamental que estes elementos exercem sobre os materiais geológicos de uma dada região e sobre o comportamento da drenagem de qualquer bacia hidrográfica (Dinis et al., 2017; Garzanti et al., 2016).

Os estudos do clima no território angolano tiveram início na primeira metade do século XX, com a instalação de postos meteorológicos e climatológicos, para recolha de dados na então colónia que dispõem de séries até 1972. Na região, foi instalado o posto meteorológico do Lubango, ex-Sá da Bandeira, os postos climatológicos da Humpata, Da Comuna da Huíla, e em outras localidades. Contudo, procurou-se trabalhar com as séries climáticas disponíveis, para cada área de interesse. Realce-se que, pelo facto de os referidos registos não existirem na mesma escala temporal, seleccionaram-se dados referentes aos postos do Lubango, Humpata e Quihita, de entre 1951 e 1970, sendo que, para o norte do Cunene, foram disponibilizados pelo aeroporto da Cahama dados desde 1998. Existe uma segunda série de dados para o Lubango, referentes à temperatura, que vai de 1998 a 2020.

A Bacia Hidrográfica do Caculuar, por se enquadrar no Sudoeste angolano, é nitidamente influenciada pelas zonas de calmarias tropicais, alternadas por massas de ar húmidas e secas das regiões intertropicais, de ventos alíseos e, em alguns pontos, modificados pela altitude (Huntley, 2019). No entanto, esta definição genérica, quando analisada a maior escala e ponderando as características morfológicas da BHC de modo mais detalhado, revela diferenças climáticas significativas entre os seus diferentes setores (Norte-Sul e Leste-Oeste). Este facto leva à distinção de três principais cinturas climáticas na BHC: a região Norte, influenciada pela altitude, a parte intermédia, influenciada pela barreira orográfica da Cadeia Marginal de Montanhas da Chela, impedindo, pelo ocidente, a chegada de ventos húmidos do mar e, por último, a zona Sul que, devido à proximidade do deserto do Namibe e à extensão do deserto do Calaári, é afetada por grandes massas de ar tropical continental (Lopes et al., 2012).

Há ainda a citar outros fatores implicados nas condições climáticas da BHC, como o anticiclone sub-tropical, quase permanente no Atlântico Sul, e o anticiclone do continente africano durante a época seca (Medeiros, 1976). Consideram-se ainda a influência da luminosidade, da orografia e da presença ou ausência de vegetação, fatores que contribuem para um clima de forte variação sazonal na bacia.

7.2 Tendências da temperatura atmosférica na BHC

A área de estudo apresenta-se, do ponto de vista térmico, bem marcada pela continentalidade, acentuada por uma barreira orográfica que se impõe pela continuidade

meridional do grande rebordo da Cadeia Marginal de Montanha da Chela (Mpengo et al., 2011). Tal barreira origina uma rutura entre uma faixa litorânea (do Namibe), desértica e refrescada por fluxos de ar marítimo que resultam na presença de temperaturas mais amenas, em contraste com o interior planáltico, onde a altitude e a topografia impõem marcada influência no comportamento da temperatura e da humidade do ar, que baixam significativamente na região (Medeiros, 1976).

Apresenta-se, abaixo, os valores médios da temperatura média mensal e anual para a bacia hidrográfica em estudo, em que se verificam os valores deste elemento climático a aumentar do Norte para o Sul da bacia, facto justificável pelo decréscimo de cotas que o relevo apresenta nesse sentido (Fig. 48). Ou seja, o aumento da temperatura na bacia do Caculuvar está intimamente ligado à orografia, sendo que as áreas de maior altitude, a norte da bacia, apresentam uma temperatura, em via de regra, baixa, e as mais deprimidas ostentam temperaturas mais altas.

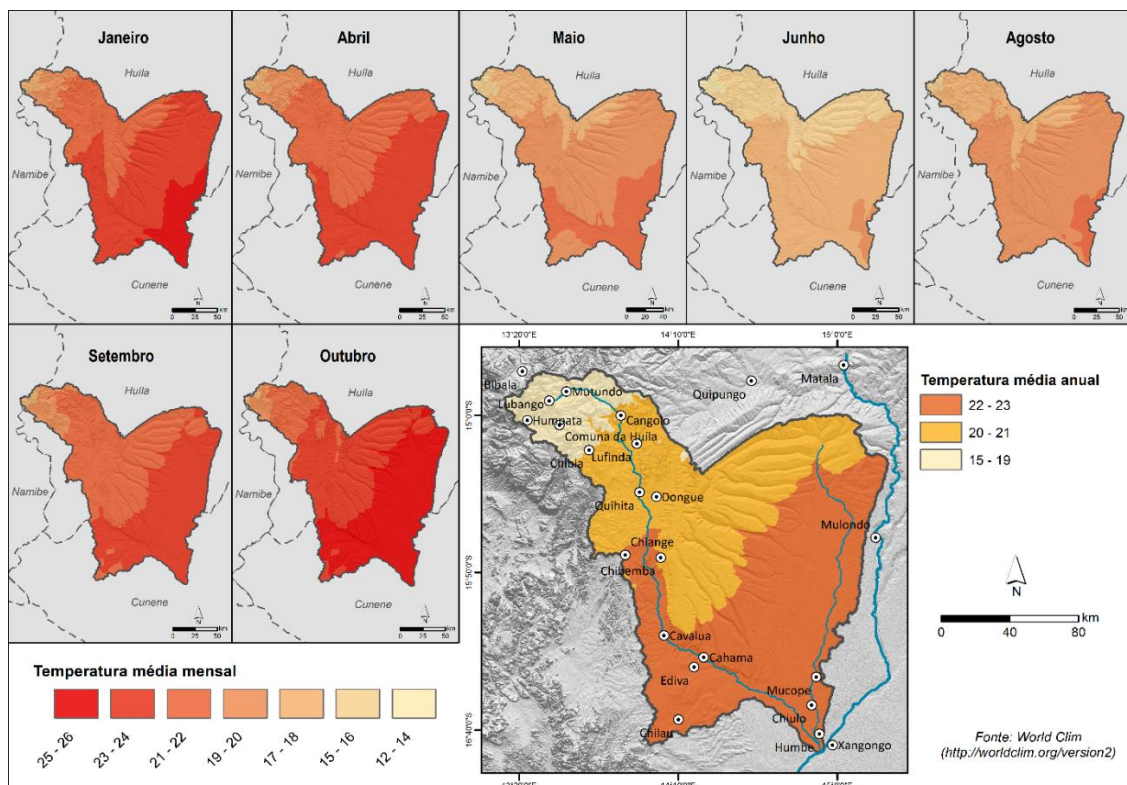


Figura 48 - Variação da temperatura média mensal e anual para a BHC.

O Clima da BCH considera-se, genericamente, quente ou tropical semi-árido com a temperatura média anual variável entre os 15°C e os 26°C, aproximadamente (Medeiros, 1976). As temperaturas médias anuais mais elevadas da BHC verificam-se na região Sul e em toda a área deprimida do setor Mucope, parte integrante do longo e profundo entalhe do grande vale do rio Cunene (SINFIC, 205). Trata-se de uma região de baixa altitude (média aprox. de 1380 m), com um ambiente atmosférico em que a temperatura média anual se apresenta alta, entre os 22°C e os 23°C, atingindo o pico no mês de Outubro, altura em que a média mensal máxima alcança os 26°C. Este comportamento climático é também verificável ao longo do corredor deprimido que configura o setor ocidental da bacia, entre as localidades do Chiange e de Cavalua, com continuidade para sul e sudeste da bacia, até se atingir a região do Mulondo (Fig. 49).

As temperaturas mais baixas verificam-se nas Terras Altas da Huíla (Humpata, Lubango e norte da Chibia), regiões em que as cotas elevadas que o relevo oferece condições para a ocorrência de temperaturas médias anuais variáveis entre os 15°C e os 19°C (Fig. 49). O clima da região é genericamente classificado como temperado ou temperado – quente, com registo de quedas pluviais no período mais quente do ano (Medeiros, 1976).

A figura 49 apresenta as médias dos registos térmicos mensais, para os anos para algumas regiões inseridas nas três zonas climáticas dos principais setores da BHC (Humpata e Lubango – TAH; Região dos Gambos; Cahama – Baixo Cunene).

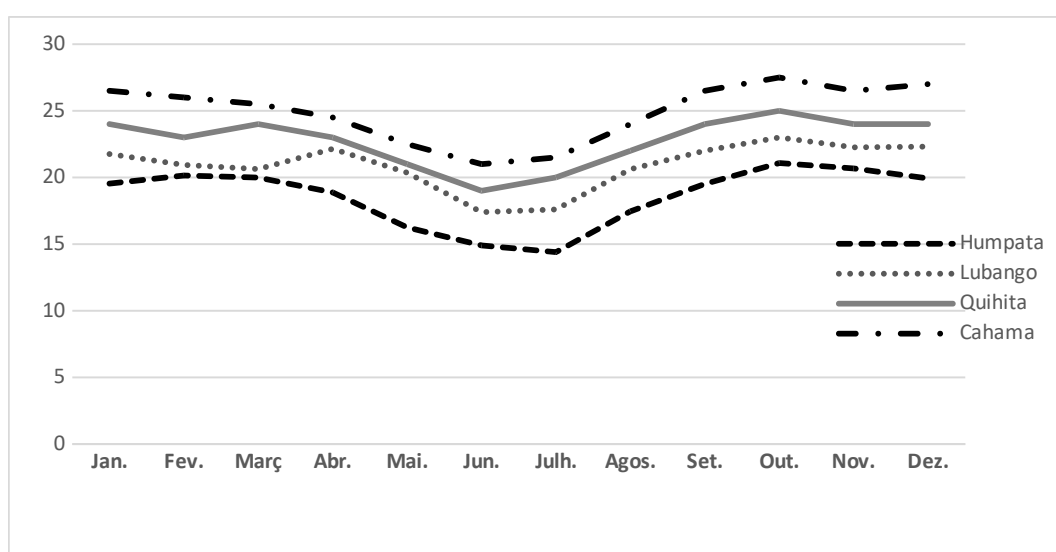


Figura 49 - Variação da temperatura média mensal Humpata, Lubango, Quihita e Cahama (1998 – 2000).

É patente que o clima da área de estudo é marcado pelo aumento da temperatura no sentido Norte-Sul (Fig. 50). Representado com cota média de 2000 m, o planalto da Humpata, a noroeste da bacia em estudo, no intervalo entre 1998 a 2000, registou as temperaturas mais baixas, com valores médios mais altos no mês de outubro (21 °C). Caminhando para a unidade morfológica inferior, correspondente à região do Lubango, as temperaturas mostram-se, no referido intervalo, relativamente mais altas, no mesmo mês (23 °C). Prosseguindo para o Sul da bacia, alcançando-se as regiões da Quihita e Cahama, a temperatura registada foi ainda mais alta, fixando-se nos 25°C e 28°C, respetivamente (Fig. 50).

7.2.1 O regime da temperatura nas Terras Altas da Huíla

Faz parte desta região o planalto da Humpata, área em que se verificam as temperaturas mais baixas de toda a bacia, com média mensal de 14,6 °C. Trata-se de uma localidade com clima temperado ou temperado-quente, modificado pela altitude. As massas de ar quente e húmido, vindas do litoral do Namibe, são, em grande medida, impedidas de alcançar o vasto planalto, devido à barreira orográfica da Serra da Chela. É no mês de julho que se verificam os valores mínimos diários, (além das oscilações térmicas diárias mais baixas), particularmente durante a madrugada (Medeiros, 1976).

Para um melhor entendimento da temperatura na área do Lubango foram utilizadas duas séries de dados climatológicos, que vão de 1951 a 1970 (série A) e de 1998 a 2020 (série B). Nota-se a ausência de registos de temperatura, entre os anos 1971 e 1997, devido ao extravio de documentos, durante a guerra pós-colonial, e à inoperância de alguns postos de registo, o que implicou algum défice de informação, na análise do comportamento deste elemento climático.

Todavia, verifica-se, a partir das figuras 50 e 51, que os registos das duas séries, não apresentam significativas variações inter-anuais, ilustrando de forma clara o comportamento quase uniforme da temperatura em cada uma delas. Na série A, têm-se registos da média anual da temperatura variáveis entre 18°C e os 20,5°C, sendo o ano de 1957 o mais quente da série, altura em que a região do Lubango atingiu a média mais alta.

No ano em referência (1957), a temperatura máxima anual verificada foi de aproximadamente 27°C, e a mínima situou-se em torno dos 14°C, registando-se uma média de anual de 20,5°C. Por outro lado, as temperaturas mais baixas da mesma série registaram-se em 1953 e 1965, fixando-se em uma média anual de 18°C e 18,2°C, respetivamente (Fig. 50).

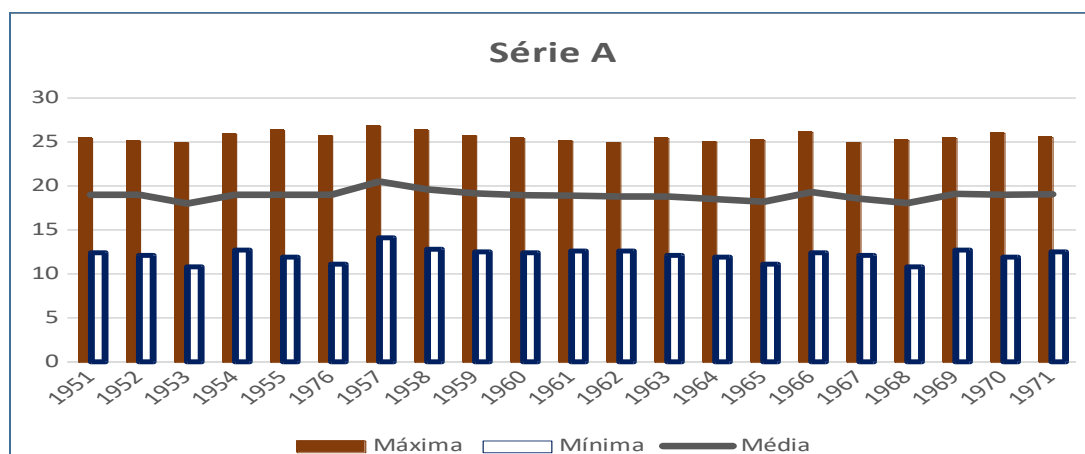


Figura 50 - Temperatura média, mínima e máxima anual, para o Lubango nos anos 1951-1971 (série A).

Analisando a segunda série, verifica-se, no cômputo geral, que houve um ligeiro aumento da temperatura da região, quando comparada com a primeira série. Constatase, na segunda série, a média anual da temperatura situada em valores mais altos (22°C) em 1998, altura em que o referido elemento climático atingiu um registo máximo de 28°C e um mínimo de 16°C (Fig. 51).

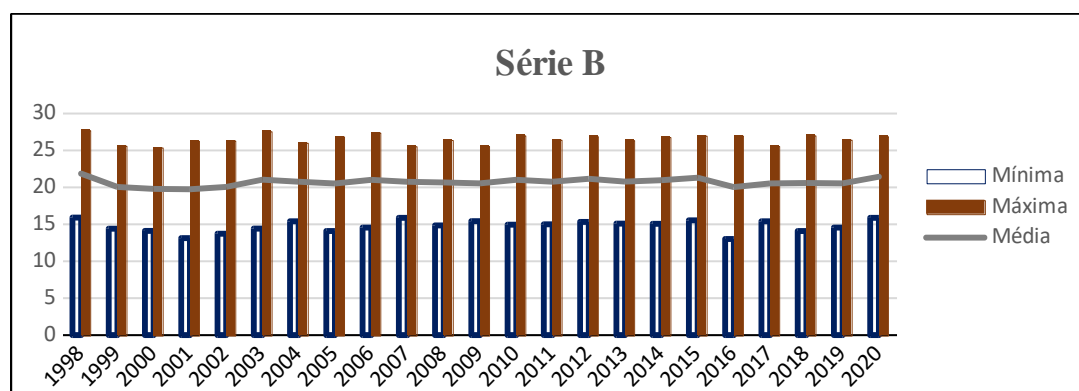


Figura 51 - Temperatura média mínima, máxima anual para o Lubango ente os anos 1998 - 2020 (série B).

Os anos 2003, 2015 e 2020 também registaram temperaturas altas, com uma média anual situada em 21°C. Quanto aos registos mais baixos da temperatura na serie B, eles foram verificados em 1999, 2000, 2001 e 2016, anos em que a média anual deste elemento climático se situou nos 20°C (Fig. 52).

Analisadas as duas séries, pode-se chegar à conclusão de que a segunda apresenta médias anuais da temperatura geralmente mais elevadas, facto que se pode refletir na dinâmica da bacia em estudo, em aspetos referentes à evapotranspiração e à drenagem, entre outros fatores relacionados.

A humidade atmosférica relativa média anual, às 9h, oscila entre os 50% e os 60%. Os valores mais baixos coincidem com o período frio, altura em que esses valores se situam entre os 25% e os 35%. E os valores mais altos, naturalmente com o período quente, altura em que se apresentam entre os 60% e os 80%. O ambiente seco, no período frio, é ainda acentuado devido ao facto do sol se encontrar quase sempre descoberto, pois é no período quente que se registam os maiores índices de nebulosidade (Medeiros,1976).

7.2.2 Temperatura na região intermédia e Sul da BHC

A região tem início nas imediações do Dongue, zona em que se começam a manifestar níveis de temperatura substancialmente mais elevados que os observados nas Terras Altas da Huíla (TAH). É a partir do Chiange, onde o vale do rio Caculuar desenha um corredor estreito sobre os relevos endorreicos (Feio, 1981), que as temperaturas se apresentam significativamente mais elevadas (média anual entre os 21°C e os 23°C), prolongando-se para o sul e sudeste da bacia em estudo (Fig. 48).

A região, do ponto de vista climático, é influenciada pela continentalidade, bem marcada pela influência acentuada da barreira orográfica imposta pela continuidade meridional do grande rebordo montanhoso da Chela, que concorre para a manifestação de temperaturas altas, na região. Convém realçar que a região sul é ainda marcada pelas massas de ar quente, originárias do deserto do Calaári, que se expandem pelo Sul da bacia, induzindo diretamente um aumento na temperatura daquela região (Mpengo et al., 2011; SINFIC, 2005).

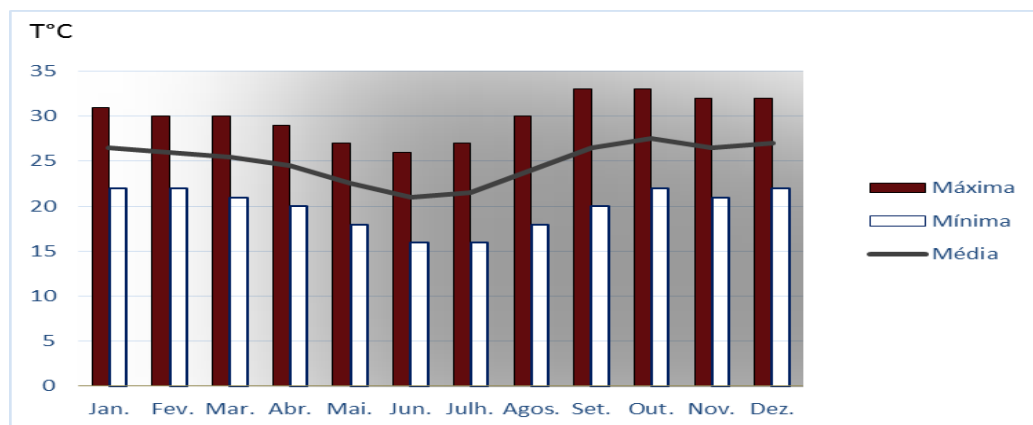


Figura 52 - Temperatura média mensal Cahama em 2016.

Em anos mais comuns, como 2016 (Fig. 52), a média anual da temperatura foi de 28 °C, registada no mês de outubro. A temperatura média mínima verificou-se no mês do junho (21 °C).

7.3 Os climas da BHC segundo a classificação climática de Köppen

Esta classificação bioclimática toma em consideração, fundamentalmente, a temperatura do ar e a aridez. Rege-se por critérios baseados em cinco principais tipos de vegetação que, assim determinam os limites de temperatura em cada unidade. Segundo a classificação de Köppen (Fig. 54), na área em que a bacia hidrográfica se insere, predominam dois tipos climáticos principais: o clima *Cwb* – clima de chuva no verão, moderadamente quente, e o clima *BSh* – clima seco e quente de estepe (Fig. 53).

Existem, naturalmente, zonas de transição, de modo que não se pode esperar que os limites sejam nítidos. Segundo a classificação de Köppen, toda a região NW da BHC até à localidade do Chiange, abrangendo a região Norte e Sudeste, o clima é definido pelo tipo *Cwb* (Fig. 53), ou seja, um clima de chuva no verão, moderadamente quente, em que a flora é caracterizada pela predominância de uma vegetação mais aberta, como savanas e prados de altitude.

Segundo a classificação climática de Köppen, a região encontra-se também representada pela subclasse *C*, ou seja, Clima mesotérmico, temperado ou temperado quente. A classe em referência apresenta duas estações, uma de verão e outra de

inverno, bem definidas, situando-se a temperatura média do mês mais frio em níveis superiores a 10°C e a temperatura média do ar, no mês mais quente, inferior a 22°C.

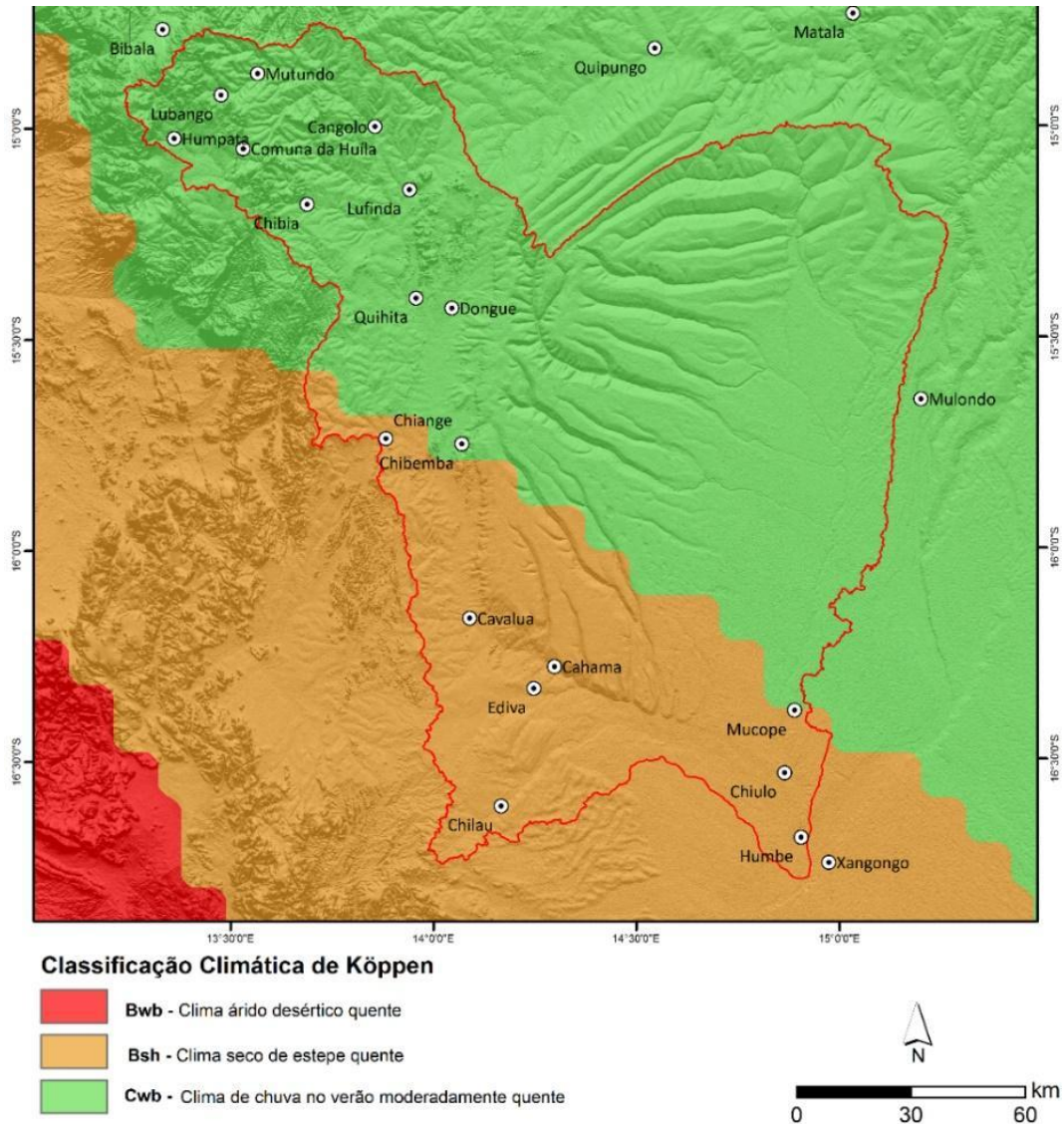


Figura 53 - Os tipos climáticos existentes na BHC segundo a classificação de Köppen.

Por outro lado, a região localizada mais ao sul da BHC, segundo a classificação de Köppen, integra-se no grande grupo climático designado por Bsh (Fig. 53), ou seja, um clima seco e quente, com predominância de plantas xerófitas, como as acácias, muito adaptadas à falta de humidade. A aridez é aqui tida como consequência direta da escassa precipitação. O referido tipo climático é representado, ainda, pelo subtipo *Classe B*, ou seja, o de clima seco e árido, com grande predomínio da evaporação sobre a precipitação média anual, não se constituindo reservas permanentes de água no solo.

O tipo Bwb refere-se ao que Koppen classifica como clima árido com precipitação média anual <250 mm, e clima semiárido, de precipitação média anual entre 380 mm e 760 mm.

7.4 Precipitação na BHC

Sabe-se que os quantitativos pluviométricos de uma dada região são fruto de fatores climáticos, planetários e regionais, como o distanciamento ao Equador, a orografia e o maior ou menor afastamento do oceano, entre outros. O primeiro (fator planetário) provoca a diminuição da precipitação, na medida em que nos afastamos do Equador, isto é, do anticiclone subtropical, e o segundo causa modificações no comportamento pluvial, conforme as condições físicas da região (Huntley, 2019).

A estas latitudes, em que o território angolano se posiciona e, particularmente, a BHC, entre o Equador e o Trópico de Capricórnio, nas latitudes de 4°22' a 18°02' Sul e nas longitudes de 11°41' a 24°05' Leste, destaca-se a influência de alguns processos como o *El Niño Southern Oscillation* (ENSO) e a *Angola Low* (AL). É de realçar que o ENSO provoca uma significativa variabilidade pluviométrica na escala inter-anual, no Sul de África (Dieppois et al., 2015), originando precipitações sazonais (Crétat *et al.*, 2019). Em contrapartida, o AL é um sistema de baixa pressão que ocorre de outubro a março, favorecendo os períodos húmidos e trazendo as chuvas de verão (Cook et al., 2004; Crétat et al., 2019).

De acordo com Schukin (2012), a ocorrência de chuvas na África é dependente, principalmente, da movimentação da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) que se move para o hemisfério Norte durante os meses de Junho, Julho e Agosto, trazendo chuvas para Angola, a partir do mês de setembro, quando se encontra justamente sobre o território angolano. No entanto, na bacia hidrográfica do Caculuar, a orografia dita grandemente a ocorrência das precipitações, sendo variável em quantidade e em distribuição, quando se compara um local com outro (Fig.54).

Na área de estudo a estação chuvosa coincide com a época quente, sendo mais prolongada que a época seca, estendendo-se de outubro a abril, atingido o pico máximo em março, altura em que os valores ascendem acima de 900 mm. Ao contrário do que

acontece com a temperatura, os quantitativos pluviométricos diminuem no sentido Norte-Sul, atingindo valores abaixo de 500 mm no extremo sudoeste da bacia (Fig. 54).

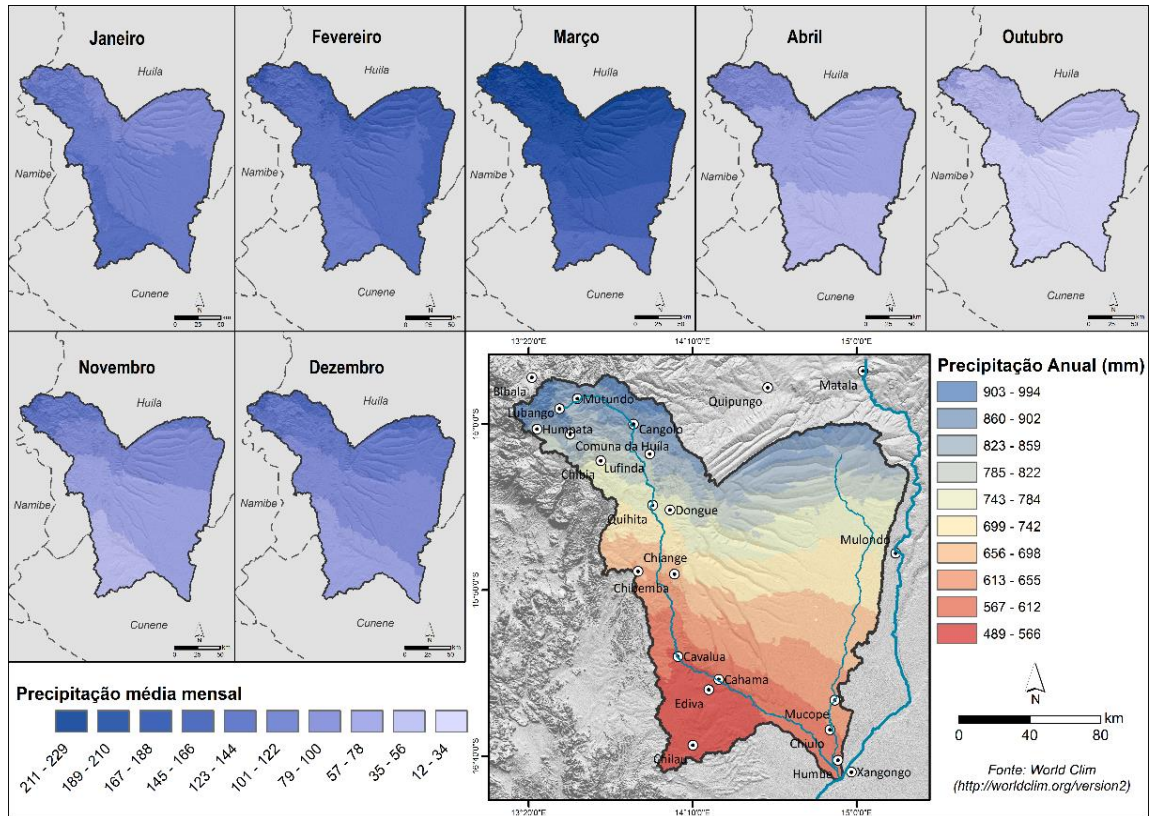


Figura 54 - Distribuição da precipitação média mensal e anual na bacia do Caculuar.

A área mais chuvosa, com quantitativos médios mais altos de toda a BHC, localiza-se no setor Noroeste da bacia, variando, na generalidade, entre os 903 mm e os 994 mm, precisamente nas cabeceiras do rio Caculuar (Fig. 54). Os gradientes da precipitação são localmente acentuados pela influência orográfica da escarpa da Serra da Chela e dos maciços montanhosos. As características do relevo na região criam condições para ocorrência de precipitações orográficas ao longo da maior parte desta zona, alimentando as várias linhas de água estabelecidas na região (Huntle, 2019).

Observando a figura 54 verificam-se os valores da precipitação média anual a sofrer considerável decréscimo, a partir da região da Lufinda e da Quihita, alcançando o Sul do Dongue, regiões pertencentes ao setor Caculuar, e prolongando-se para a direção leste, até parte intermédia do setor Mucope, precisamente no Mulondo,

constituindo uma região em que a média anual do referido elemento climático se encontra entre 742 mm e 699 mm.

O clima semiárido, com considerável influência dos ventos desérticos do Calaári, que sopram do Sul para o Norte, causa na região o afastamento das massas de ar húmidas, diminuindo em grande medida a possibilidade de ocorrência de chuva, que alcança, em alguns anos, apenas 1/3 dos quantitativos verificados a norte da bacia (Lopes et al., 2012). Este facto verifica-se desde as regiões do Chiange, Chibemba e Cahama, prosseguindo para sudeste, e atingindo áreas mais deprimidas, até ao Humbe, com registo de chuvas variáveis, em média, entre os 656 mm e os 567 mm.

É facto importante que, na BHC, à semelhança do que acontece um pouco por todo o país, a distribuição das chuvas é bastante variável, não somente de ano para ano, mas também ao longo dos meses, manifestando-se, às vezes, com inícios tardios e fins precoces (Medeiros, 1976). Esta variação pluviométrica reflete-se diretamente na disponibilidade hídrica para os diversos tributários que, na generalidade, apresentam um regime intermitente, na região. A intermitência não se dá apenas no comportamento do caudal do rio Caculuar, mas também nos seus tributários.

CAPÍTULO VIII – SEDIMENTOS DA BHC

8.1. Pontos de amostragem

Para o presente estudo, foram colhidas 25 amostras de sedimento. As suas localizações estão representadas na figura 55.

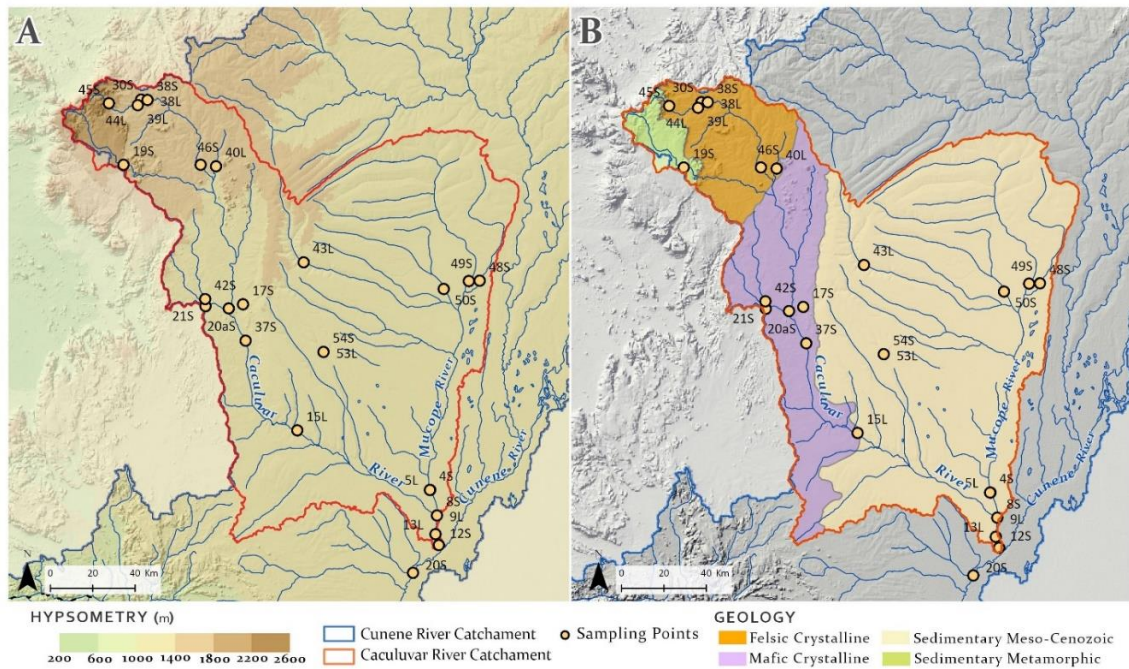


Figura 55 - Localização dos pontos de amostragem. S: amostra de areia; L: amostra de lodo.

As áreas de drenagem a montante para cada uma destas amostras consideram diferentes proporções das principais unidades geológicas regionais. Com base nas características da área de drenagem (Tabela 12), os sedimentos podem ser classificados como tendo fonte:

- Félsica: quando as unidades sedimentares e metassedimentares não ocupam mais de 3/4 da área da bacia de drenagem a montante, e a relação entre as áreas com rochas félsicas e máficas é superior a 2.

- Máfica: quando as unidades sedimentares e metassedimentares não ocupam mais de 3/4 da bacia de drenagem a montante, e a relação entre as áreas com rochas máficas e félsicas é superior a 2.

Tabela 12 - Proporções das principais unidades geológicas que serviram de fonte para as areias e lodos amostrados na BHC.

Amostras	Rochas cristalinas félsicas (%)	Rochas cristalina máficas (%)	Unidades sedimentares da Bacia do Calaári (%)	Rochas sedimentares e meta-sedimentares do Gp. da Chela e Fm. Leba (%)	Fonte
Areias					
P38S	78.4	1.6		20.0	Félsica
P39S	64.8	0.8		34.4	Félsica
P45S	77.5			22.5	Félsica
P46A	89.5	1.1		9.4	Félsica
P21A	13.2	86.8			Máfica
P42S	32.7	66.5	0.2	0.7	Máfica
P20S	14	4	63	18	Cunene (mista)
P12S	13.1	15.0	68.3	3.7	Mista
P20aS	47.5	31.9	7.7	12.9	Mista
P37S	41.7	40.3	7.8	10.2	Mista
P4S			100		Reciclada
P19S	0.5		99.5		Reciclada
P48S			100.0		Reciclada
P49S			100.0		Reciclada
P50S			100.0		Reciclada
P54S			100.0		Reciclada
Lodos					
P38L	78.4	1.6		20.0	Félsicos
P39L	64.8	0.8		34.4	Félsicos
P44L	77.5			22.5	Félsicos
P15L	36.0	41.2	13.9	8.9	Mista
P40L	30.1	39.9			Mista
P5L			100.0		Reciclada
P9L			100.0		Reciclada
P43L			100.0		Reciclada
P53L			100.0		Reciclada

-Reciclada: quando as unidades sedimentares ocupam a grande maioria da bacia de drenagem a montante. No caso dos sedimentos estudados, é sempre superior a 99%.

- Mista: quando as unidades cristalinas aflorantes não são maioritariamente máficas ou félsicas (a melhor representada apresenta relação para a outra inferior a 2) e

as unidades sedimentares e metassedimentares não ocupam mais de 3/4 da bacia de drenagem.

Foram colhidas 4 amostras de areia e 3 de lodo em fontes félsicas, enquanto em fontes máficas colheram-se apenas 2 amostras de areia, não se verificando material lodoso. Em fontes recicladas foram colhidas 10 amostras, sendo 6 de areia e 4 amostras de lodo. Colheu-se 3 sedimentos de areia de fonte mista e 2 de lodo da mesma fonte. Acrescendo a amostra P20S, que se considera como sendo de origem mista, colhida a jusante da confluência do rio Caculuvar com o Cunene.

8.2. Caraterísticas gerais dos sedimentos

Os sedimentos colhidos apresentam caraterísticas granulométricas diversas. Consideraram-se amostras lodosas, todas aquelas que apresentaram pelo menos 30% de sedimentos com tamanho inferior a 63 μm , Não se trata, portanto, sempre de sedimentos dominados por material fino, mas que apresentam uma quantidade significativa desta fração, justificando uma análise focada nesta fração. No que respeita às amostras de sedimentos arenosos, estas são formadas sempre por mais de 75% de partículas com tamanho maior que 63 μm .

Na figura 56 estão representadas as curvas de distribuição granulométrica acumuladas para as amostras colhidas na BHC. As amostras arenosas derivadas do setor Caculuvar são tendencialmente mais grosseiras e heterogéneas que as geradas no setor Mucope.

Os sedimentos arenosos do setor Caculuvar apresentam frequentemente classes modais na dimensão de areia grosseira a muito grosseira (granulometria superior a 0.5 mm) e, não raramente, incluem quantidades significativas de seixo e cascalho (maior que 4 mm). As amostras colhidas no setor Mucope, alimentadas maioritariamente por unidades da Bacia do Calaári, são tendencialmente mais bem calibradas, com as modas dominantes em torno de 0,5-0,25 mm. Os sedimentos arenosos cujas áreas de drenagem se estendem pela Bacia do Calaári e unidades cristalinas do soco Precâmbrico apresentam características intermédias, sugerindo a mistura de uma população comum ao setor Mucope com outra mais grosseira.

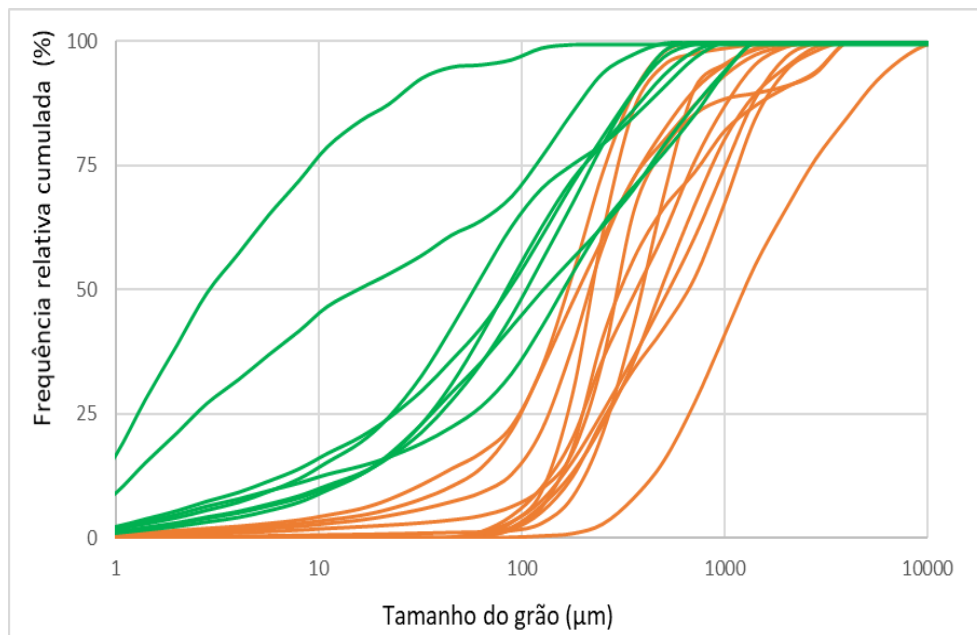


Figura 56 - Curvas de frequências relativas acumuladas, para separar os sedimentos lodosos dos areno-cascalhentos da bacia hidrográfica do Caculuar (as curvas em verde representam as amostras lodosas e em castanho representam as amostras arenosas).

A maioria das amostras com componente fina significativa ainda é dominada por partículas da dimensão de areia (Fig. 57). De entre elas, apenas a amostra P9L, amostrada próximo da confluência do Mucope com o Caculuar, mas cuja área de alimentação está integralmente na Bacia do Calaári, é claramente dominada por partículas de dimensão silte-argila.

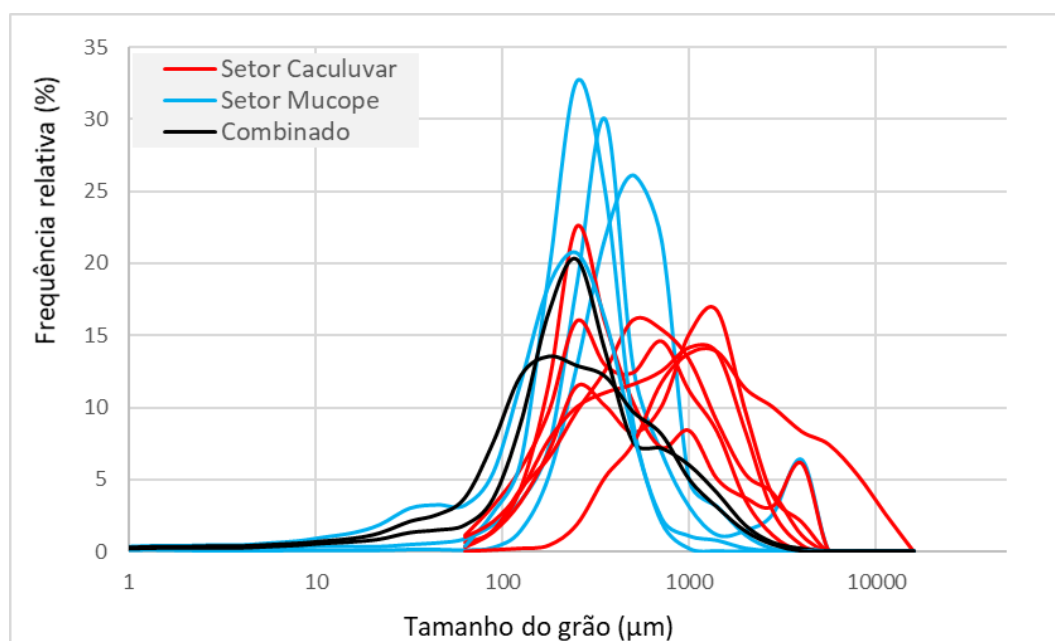


Figura 57 - Curvas de frequência relativa, usando o limite inferior da classe e percentagem retida em cada uma das classes, obtidos para os sedimentos considerados arenosos.

Em todas as outras verifica-se que a classe modal principal está na dimensão de areia. Ao contrário dos sedimentos arenosos, as características granulométricas dos sedimentos classificados como lodosos não parecem depender da natureza da área de alimentação (Fig. 58).

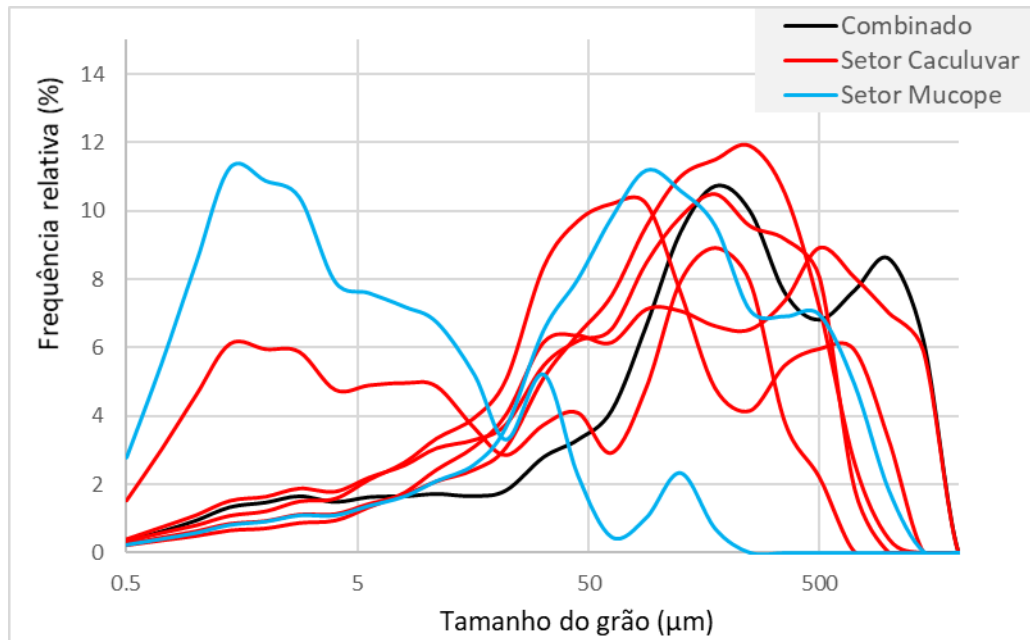


Figura 58 - Curvas de frequência relativa, usando o limite inferior da classe e percentagem retida em cada uma das classes, obtidos para os sedimentos considerados lodosos.

8.3 Mineralogia

Os dados composicionais que se apresentam foram obtidos a partir da fração inferior a 2 mm de sedimentos arenosos e da fração inferior a 32 μm de sedimentos considerados lodosos. Depois de uma análise preliminar dos minerais identificados nos difratogramas, optou-se por se fazer apenas a quantificação de quartzo, feldspatos (plagioclase e feldspato potássico), anfíbola (horneblenda), piroxena (hiperstena), filossilicatos (micas, caulinite e minerais de argilas com espaçamento de 14 Å), carbonatos (calcite e dolomite), óxidos de ferro e sulfatos.

8.3.1. Mineralogia da amostra total

Conforme a mineralogia de DRX apresentada na tabela 13 e na figura 59, o quartzo é o único mineral que surge em todas as amostras arenosas (14 – 100%, média

de 60.4%), podendo ser exclusivo em alguns sedimentos arenosos. A grande maioria das amostras apresentam também feldspatos, sob a forma de feldspato potássico (<42%, média de 12,5%) ou plagioclase (<51%, média de 9.5%), notando-se geralmente um claro domínio de uma destas variedades sobre a outra. Os sedimentos arenosos apresentam os filossilicatos em quantidades secundárias e muito menores. Os carbonatos, óxidos ferro-magnesianos e óxidos de ferro podem estar presentes em pequenas quantidades (Fig. 59).

Os seus depósitos lodosos tanto podem apresentar quantidades maiores de quartzo (19-73 %, média de 38%) como de filossilicatos (23-57 %, média de 34%). Alguns sedimentos revelam ainda quantidades significativas de feldspato potássico (14-39 %, média de 16%) e plagioclase (<36%). Como seria de esperar, os sedimentos de grão mais fino apresentam um maior enriquecimento em filossilicatos (Tabela 13). Pontualmente ocorrem amostras com quantidades significativas de carbonatos e óxidos de ferro.

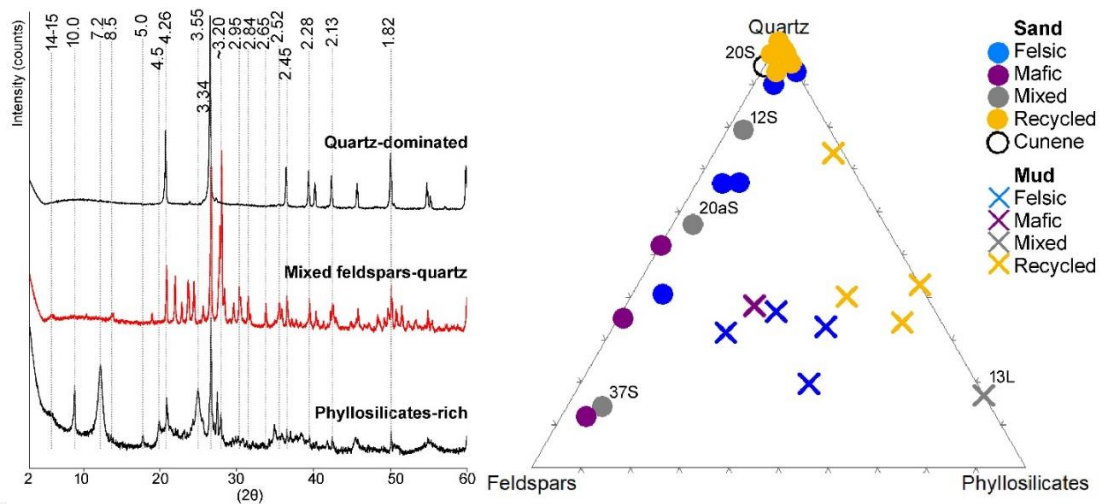


Figura 59 - Mineralogia da amostra total obtida por DRX para os sedimentos amostrados.

Tabela 13 - Composição mineralógica das amostras de areias e lodos da bacia do Caculuar.

Amostras	Fonte	Quartzo	Feldspato potássico	Plagioclase	Filossilicatos	Carbonatos	Outros
Areias							
P38S	Félsicos	40	42	9	6	0	2
P39S	Félsicos	89	0	6	4	0	1
P45S	Félsicos	91	0	0	7	0	2
P46S	Félsicos	63	17	6	8	2	4
P21S	Máficos	47	23	21	0	9	10
P42S	Máficos	34	16	47	1	0	2
P20S	Misto/Cun	84	0	5	0	3	11
P12S	Mista	77	15	2	3	0	3
P20S	Mista	56	31	7	4	3	0
P37S	Mista	14	26	51	7	0	2
P4S	Reciclados	100	0	0	0	0	0
P19S	Reciclados	96	0	0	3	1	0
P48S	Reciclados	93	0	4	3	0	0
P49S	Reciclados	96	3	0	0	0	1
P50S	Reciclados	92	0	0	5	0	3
P54S	Reciclados	97	0	0	2	0	1
Lodo							
P38L	Félsicos	19	18	15	45	1	2
P39L	Félsicos	34	24	5	29	1	7
P44L	Félsicos	31	39	5	23	1	1
P15L	Mista	38	0	36	26	0	0
P40L	Mista	35	24	5	29	0	7
P5L	Reciclados	43	0	0	57	0	0
P9L	Reciclados	33	19	13	33	0	2
P43L	Reciclados	35	14	0	38	9	4
P53L	Reciclados	73	2	0	24	1	0

8.3.2. Minerais de argila

A mineralogia da fração argilosa foi determinada a partir da fração <2 µm, obtida tanto de amostras arenosas como lodosas (21 amostras). Nas amostras estudadas foi identificada apenas caulinite, ilite e esmectite (Fig. 60), em quantidades muito diversas nas várias amostras.

A caulinite é o único dos minerais argilosos que está sempre presente (24-92%, média de 58%), podendo ser claramente predominante em algumas amostras. Não se nota qualquer diferença consistente, quando se comparam as proporções da caulinite na fração argilosa extraída de sedimentos arenosos e lodosos.

Algumas amostras apresentam quantidades muito elevadas de esmectite, superando largamente todos os outros minerais (até 84 %), mas mais de 1/3 das amostras não revelaram a sua presença. A ilite é mais comum, não tendo sido detetada apenas em 6 amostras (Tabela 14 e Fig. 60). Chega a representar cerca de 3/4 da fração argilosa numa amostra, mas geralmente encontra-se em quantidades menores (15% em média).

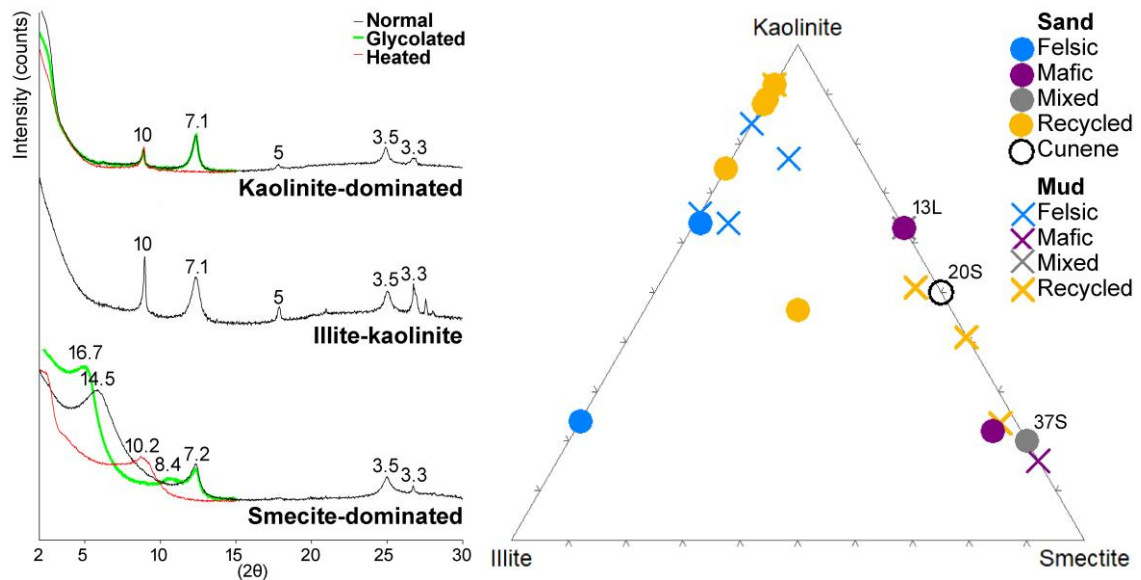


Figura 60 - Mineralogia da fração argilosa (<2µm) obtida para os sedimentos amostrados.

Tabela 14 – Proporções dos vários minerais de argila obtidas para as amostras estudadas.

Amostra	Fonte	Esmectite	Mica-Ilite	Caulinite
P8	Reciclado	27	27	47
P48	Reciclado	0	12	88
P49	Reciclado	0	25	75
P50	Reciclado	0	8	92
P54	Reciclado	0	11	89
P30	Félsico	1	35	64
P45	Félsico	0	76	24
P21	Máfica	37	0	63
P42	Máfica	73	5	22
P37	Mista	80	0	20
P20	Mista/Cun	50	0	50
P5	Reciclado	74	2	24
P9	Reciclado	59	0	41
P53L	Reciclado	0	8	92
P43	Reciclado	45	4	51
P39-L	Félsico	0	34	66
P44-L	Félsico	0	16	84
P38-L	Félsico	6	30	64
P13	Misto	37	0	63
P15	Misto	84	0	16
P40	Misto	10	13	77

8.3.3 Minerais pesados

Os minerais foram separados de 19 amostras classificadas como arenosas, usando-se para tal a fração 0,063 – 0,5 mm. Considerando os dados granulométricos (percentagem da fração usada para a obtenção dos concentrados de minerais pesados) e a concentração de minerais pesados na fração analisada, a percentagem destes nas várias amostras são muito reduzidas (Tabela 15). A fração densa representa sempre menos de 5% da amostra total, sendo particularmente baixa em sedimentos alimentados exclusivamente por unidades sedimentares do setor Mucope, onde apresenta valores na gama 0,09-0,2 %. Os sedimentos originados sobretudo de rochas do complexo gabro-anortosítico são os que tendem a revelar maiores quantidades de minerais pesados (1,8-4,1 %).

Na fração densa observam-se frequentemente quantidades muito elevadas de minerais opacos, encontrando-se por vezes em relações superiores a 4 para 1 com os

minerais transparentes. Os opacos são particularmente abundantes em algumas amostras do setor Caculuar, mas também há amostras colhidas neste setor em que eles são pouco abundantes (relações de 1 para 4 com as quantidades de minerais transparentes). Na fração transparente surgem ainda, por vezes, quantidades significativas de minerais muito alterados, dificultando a sua identificação. Estes parecem ser especialmente comuns em posições mais a norte do setor Caculuar. As amostras podem apresentar associações de minerais pesados transparentes muito distintos (Tabela. 15 e Fig 61).

Tabela 15 - Presença de minerais pesados na BHC com referência à geologia da fonte de amostragem.

Amostra	Fonte	% MP	zircão	rútilo	apatite	Garnada	anfíbola	turnalina	Andalusite	silimanite	estaurolite	cianite	Esfena	Epidoto	Piroxena	Total
P30S	Félsico	1,65	10	0	2	0	9	1	3	2	3	1	1	67	1	100
P38S	Félsico	0,72	7	0	4	0	1	0	1	2	0	0	1	74	10	100
P39S	Félsico	0,71	28	2	2	1	6	1	5	4	3	0	0	48	0	100
P45S	Félsico	1,07	41	0	1	0	12	1	1	4	2	0	0	33	5	100
P46S	Félsico	1	23	0	0	2	10	4	0	1	0	0	3	49	8	100
P20S	Misto	0,99	25	1	0	1	4	9	4	2	0	0	0	35	19	100
P12S	Misto	0,06	27	0	0	1	4	2	2	3	1	0	0	50	10	100
P37S	Misto	1,45	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0	9	85	100
P20S	Misto	1,1	0	0	0	7	17	3	5	1	4	0	0	13	50	100
P21S	Máfico	1,81	2	0	0	0	13	0	0	0	0	0	0	10	75	100
P42S	Máfico	2,55	6	0	1	3	2	0	4	0	1	0	0	3	80	100
P17S	Máfico	4,1	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	3	87	100
P19S	Recic.	1,2	39	2	0	1	8	6	0	0	0	0	0	13	31	100
P4S	Recic.	0,1	50	4	1	0	1	24	4	0	5	2	1	8	0	100
P4S	Recic.	0,2	61	7	0	0	1	19	2	2	5	0	0	3	0	100
P49S	Recic.	0,2	68	3	0	0	2	16	1	2	4	0	0	4	0	100
P50S	Recic.	0,2	63	6	0	0	2	16	2	2	2	0	0	5	2	100
P54S	Recic.	0,2	58	6	0	0	4	16	2	2	5	1	0	6	0	100
P8S	Recicl.	0,09	44	0	0	0	8	20	2	1	2	1	2	11	9	100

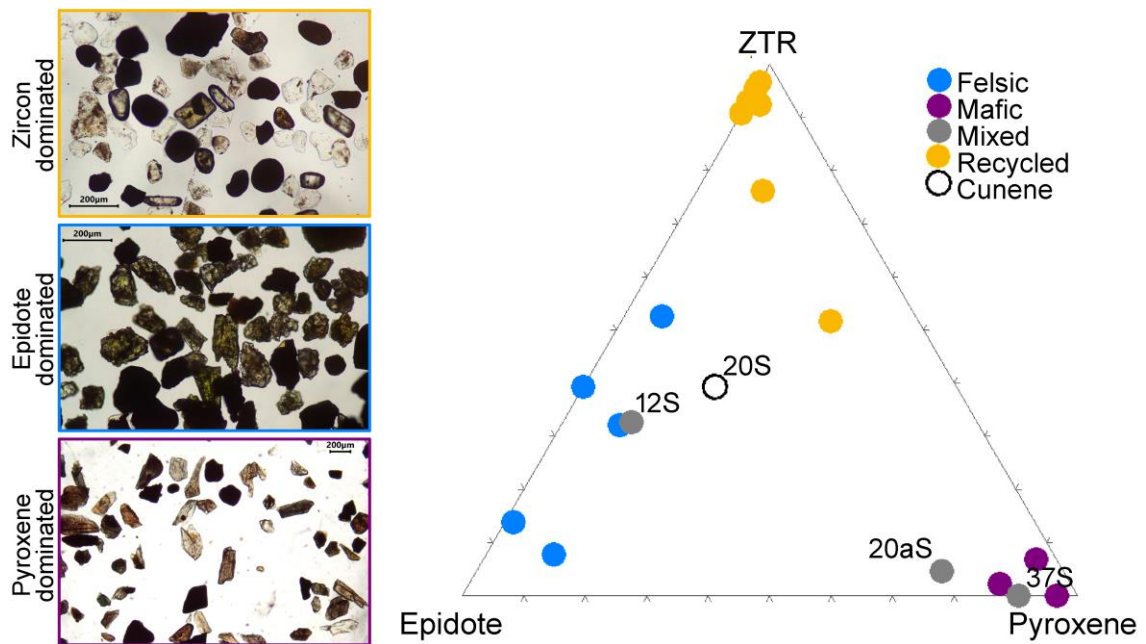


Figura 61 - Mineralogia da fração densa obtida para as areias amostradas.

Algumas areias revelam elevados conteúdos em zircão (até 68%; média 29,1%, considerando todas as amostras analisadas) seguidas por turmalina (até 24%). Outras são dominadas pelas piroxenas (<87%; média de 24,8%, considerando todas as amostras analisadas), sendo esta quase exclusivamente da variedade hiperstena. Há ainda algumas amostras com domínio de epidoto (<67%; média de 23,4%, considerando todas as amostras analisadas). Os sedimentos enriquecidos em epidoto podem integrar quantidades secundárias de zircão ou apresentr estes dois minerais em quantidades comparáveis. As anfíbolas surgem sempre em concentrações secundárias (<17%), podendo os valores mais elevados ser encontradas em amostras que revelam associações caracterizadas por predomínio de piroxena, epidoto ou epidoto mais zircão.

A granada (<7%) e a andaluzite (<5%) surgem em quantidades inferiores e apenas em algumas amostras. Outros minerais como a apatite, silimanite, cianite e a esfena são ainda mais raros, surgindo apenas pontualmente e representando sempre menos de 5% da fração densa (Tabela, 15).

8.4 Composição química

8.4.1 Características gerais

Todos os depósitos de areia são dominados por SiO_2 (60,1-97,4%). Em percentagens variáveis e significativas ocorrem Al_2O_3 (0,9-20,3%), CaO (não detetado até 9,3%), Fe_2O_3 (0,2-4,3%), K_2O (0,02-4,56%), Na_2O (não detetado até 3,1%) e TiO_2 (0,1-2,9%). Os restantes elementos surgem sempre com teores abaixo de 1%. A composição da areia é amplamente variável, particularmente no que diz respeito às concentrações dos elementos móveis Na, Ca, K, Mg, Sr, Rb e Ba (Tabela 16).

Os resultados sobre as amostras lodosas (Tabela 17) revelam que estas também são dominadas pelo SiO_2 (47,1-65,9%, média de 52,6%). Ocorrem teores mais baixos e homogêneos de Al_2O_3 (13,1-25,5%, média 23,58) e Fe_2O_3 (<8,0%). À semelhança do que acontece com as areias, os outros elementos analisados, apresentam-se também em quantidades muito menores (<3,9%).

A projeção da composição química depois de se realizar a normalização à Crosta Continental Superior, UCC, (Rudnick e Gao, 2003; Hu e Gao, 2008) permite obter uma ideia mais clara das diferenças entre sedimentos lodosos e arenosos e da sua variabilidade em função da área de alimentação. No diagrama Spider das figuras 62 e 63 os elementos químicos surgem ordenados segundo o valor médio de enriquecimento/empobrecimentos relativamente à UCC, com o empobrecimento e enriquecimento máximos, respetivamente, nos extremos esquerdo e direito do diagrama.

Em termos médios, o Na, K, Mg e Ca, bem como elementos que lhes surgem frequentemente associados (Rb, Cs e Ba associados ao K; Sr associado ao Ca) são os que tendem a surgir em menores quantidades quando comparado com a UCC. Não obstante, algumas amostras de areia podem apresentar enriquecimento em Ca (e elementos associados) ao passo que os sedimentos lodosos podem revelar enriquecimento em K (e elementos associados).

Tabela 16 - Dados geoquímicos de areias obtidos no estudo de sedimentos da bacia hidrográfica do Caculuar.

Amostra	Fonte	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total	Ba	Sc	Cs	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	Zr	Y	
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
20S	Cunene	92,62	2,95	0,75	0,11	0,23	0,15	0,84	0,29	0,02	1,8	99,76	244	2	0,3	6,3	4,5	25	27,6	3,5	4,3	0,8	15	254,6	6,8	
12S	Mista	91,62	3,74	0,55	0,03	0,15	0,24	1,84	0,2	0,03	1,2	99,6	420	2	0,6	8,3	4,8	48	33,3	5,4	6	1,2	14	304,6	6,8	
20aS	Mista	83,81	7,81	1,26	0,15	2,48	1,33	0,88	0,66	0,12	1,2	99,7	280	3	0,2	2,5	4,9	20,5	206,2	2,6	1,5	0,2	15	122,6	4,5	
37S	Mista	64,62	20,26	1,12	0,55	8,29	3,12	0,29	0,17	0,01	1,4	99,83	194	2	0,05	0,4	0,8	3,4	559,2	0,7	0,2	0,3	16	14,1	1,2	
38S	Mista	82,27	8,68	1,43	0,1	0,29	0,97	4,56	0,11	0,03	1,3	99,74	1091	2	1	2,4	4,2	128,2	150,2	1,4	6,8	1,6	24	91	9	
39S	Félsica	89,48	5,11	0,3	0,02	0,06	0,36	3,44	0,08	0,03	0,9	99,78	404	1	1,3	3,2	5,7	141	46,8	2,2	2,9	0,7	8	122,7	5,9	
45S	Félsica	84,59	7,42	0,8	0,1	0,08	0,31	3,84	0,38	0,04	2,2	99,76	334	3	2,5	9,5	21	176,4	38,9	2,4	13,4	2,6	10	364,3	11	
46S	Félsica	89,25	5,15	0,71	0,04	0,21	0,54	2,81	0,09	0,03	1,0	99,83	667	1	0,7	2,1	9	82,7	101,3	2	3,8	0,8	16	80,2	7,7	
21S	Máfica	60,06	15,48	4	0,68	9,25	2,73	1,42	1,4	0,18	4,4	99,6	929	5	0,2	3,2	8,8	29,2	426,7	1	2,3	0,4	58	152,4	12,5	
42S	Máfica	65,42	15,35	4,28	0,65	5,45	2,65	0,99	2,91	0,1	1,8	99,6	673	5	0,2	10,2	16,8	18	502,3	1,6	2,3	0,3	40	544,5	7,3	
4S	Recicl.	97,25	0,85	0,22	0,03	0,04	0,03	0,28	0,1	0,02	0,9	99,72	134	1	0,2	4,4	2,2	9,8	9,9	3,6	1,4	0,5	12	172,2	2,7	
19S	Félsica	92,38	2,79	1,83	0,08	0,03	0,02	0,45	0,2	0,06	1,9	99,74	87	3	0,4	7,1	4,1	11,6	11,6	3,9	4,2	0,9	32	287,4	8,6	
48S	Recicl.	94,94	1,74	0,4	0,03	0,04	0,005	0,31	0,17	0,03	2,2	99,865	78	2	0,4	6,9	3,1	11,2	5,1	0,2	2,7	0,6	16	279,3	4,9	
49S	Recicl.	97,36	0,86	0,18	0,02	0,03	0,02	0,31	0,1	0,02	1,0	99,9	94	0,5	0,2	5,2	2,6	9	6,6	0,2	1,1	0,3	4	221,2	2,8	
50S	Recicl.	96,16	1,13	0,33	0,04	0,05	0,01	0,16	0,11	0,03	1,9	99,92	73	0,5	0,3	4,4	1,9	8,3	3,7	0,1	1,5	0,5	22	179,7	3,2	
54S	Recicl.	97,24	1,06	0,37	0,01	0,005	0,005	0,02	0,11	0,02	1,1	99,94	14	1	0,2	2,5	1,9	1,8	1,2	0,1	1,4	0,4	13	103	2,6	

Tabela 17 - Dados geoquímicos de lodos obtidos no estudo de sedimentos, da bacia hidrográfica do Caculuvar.

LODO	Fonte	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total	Ba	Sc	Cs	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	Zr	Y	
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
39L	Félsica	52,5	23,57	5,46	0,56	0,39	0,44	3,39	1,13	0,12	12,0	99,56	575	16	4	10,6	30,3	170,3	100,6	3,2	34,5	12,4	107	376,5	69,4	
44L	Félsica	57,3	21,79	3,17	0,48	0,18	0,22	3,87	0,88	0,15	11,7	99,74	922	13	4,2	21,2	33,7	153,2	113,3	2,5	35,4	7,1	82	793	57,9	
15L	Mista	51,47	20,27	6,21	1,35	2,57	0,89	0,78	0,99	0,09	15,1	99,72	579	14	5	16,7	33,1	205,3	81,2	2,3	45,4	9,7	57	584,9	45,9	
38L	Félsica	48,16	25,47	8,06	0,78	0,63	0,63	2,93	0,95	0,08	11,9	99,59	492	11	1	5,9	10,5	37,7	214,5	0,7	6,8	1,6	83	228,6	19,7	
40L	Mista	47,06	25,43	5,8	0,66	0,81	0,31	0,91	0,98	0,11	17,6	99,67	591	14	1	6,7	14,7	46	111	1	11,6	2,1	92	274,6	32,4	
5L	Recicl.	65,92	13,14	3,43	0,89	0,63	0,11	1,46	0,84	0,06	13,3	99,78	500	10	2,9	10,2	15,4	132,6	83,2	1,2	16,7	4,2	86	397,3	24,1	
9L	Recicl.	47,41	23,06	6,49	1,24	1,38	0,25	0,61	0,74	0,05	18,5	99,73	464	12	1,5	2,7	10,5	55,7	133,2	0,7	8,5	1,6	68	100	20,6	
43L	Recicl.	50,48	18,48	4,39	1,5	3,18	0,12	2,18	0,8	0,11	18,4	99,64	850	12	4,6	6,9	14,2	106,7	131,1	1	13,7	1,7	65	262,5	36,9	
53L	Recicl.	52,1	22,96	5,51	0,15	0,09	0,03	0,47	1,35	0,08	17,1	99,84	85	20	5,8	9,3	23,4	35,2	10,9	1,6	23,2	6,7	132	359,8	32,8	

Após a normalização à UCC, os componentes maiores SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e P_2O_5 são os que, em termos médios, revelam menor enriquecimento (Fig.62). Algumas amostras também apresentam enriquecimentos significativos em Th, TiO_2 ou Zr, mas as concentrações destes e elementos são muito variáveis.

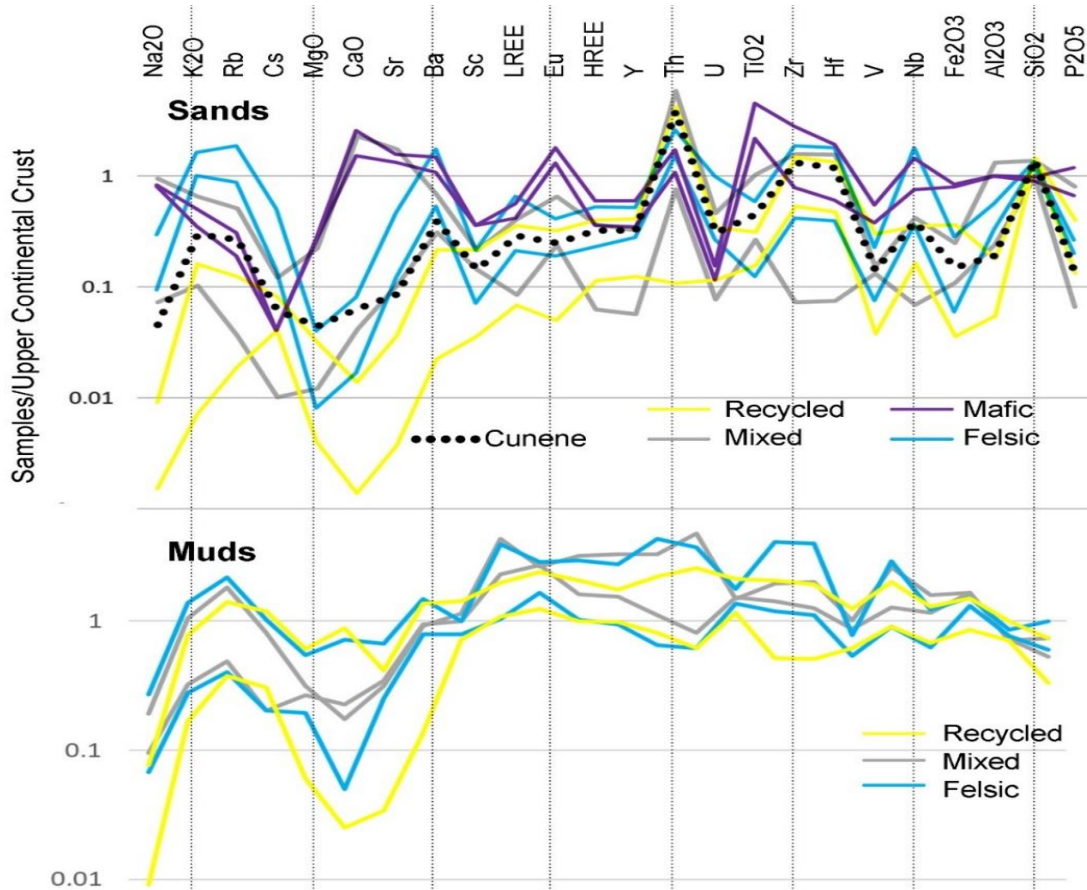


Figura 62 – Composição dos depósitos arenosos e lodosos depois de normalização à UCC. Separam-se depósitos com áreas de alimentação distintas. São representadas nos diagramas as gamas de variação de concentração entre os valores máximos e mínimos.

A figura 63 apresenta uma simplificação da figura 62 para melhor se perceber as diferenças entre sedimentos de diferente calibre. Ela revela claramente que os sedimentos de grão fino são composicionalmente mais homogêneos, apresentando sempre tendência para empobrecimento em SiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , Na_2O , Ca, Mg e Sr. São precisamente estes elementos que mostram teores mais variáveis. Nas componentes arenosas pode ocorrer significativo enriquecimento em Ca e Sr relativamente à UCC. A

sílica é o componente que surge em quantidades menos variáveis, em particular nos sedimentos arenosos.

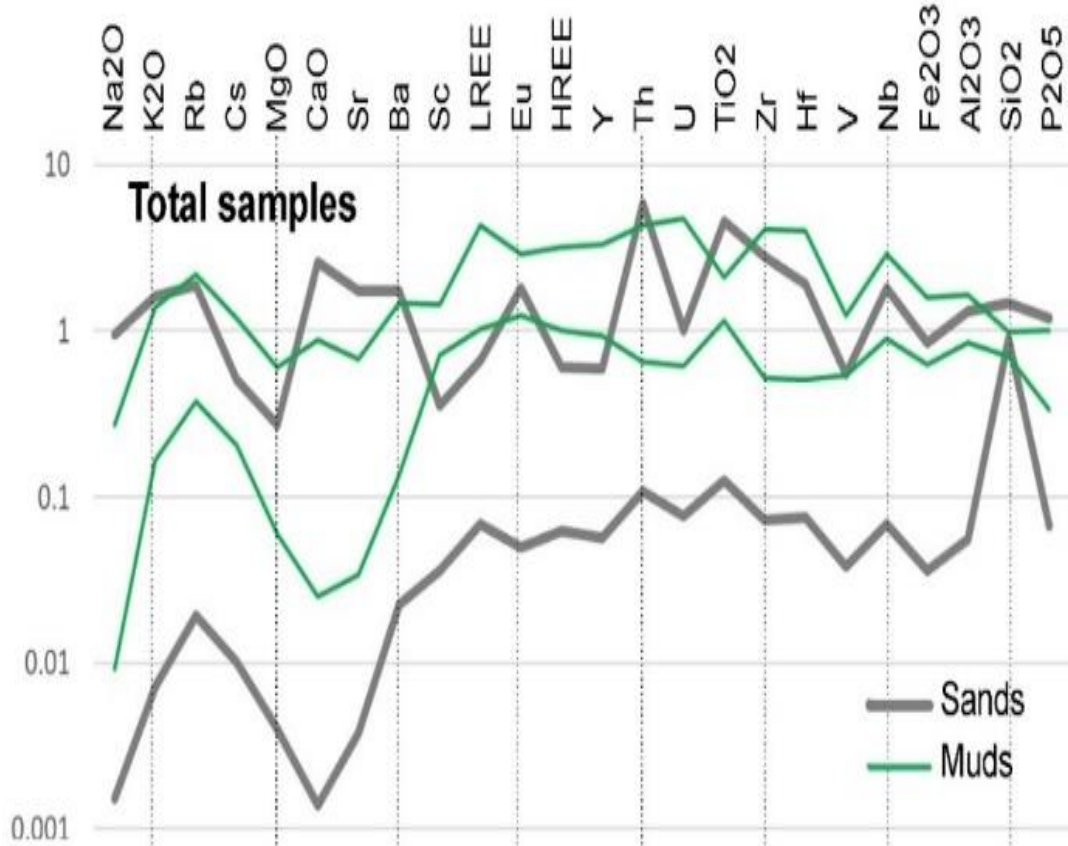


Figura 63 – Simplificação da figura 62, destacando as diferenças entre os sedimentos lodosos e arenosos amostrados.

A grande variabilidade nas concentrações de elementos móveis estará parcialmente ligada a diversas condições de meteorização química determinadas por contrastes climáticos e orográficos. Também com gama composicional relativamente ampla surgem o Th e o Ti, refletindo sobretudo a diversidade litológica das áreas de alimentação. A sílica, que constitui o componente químico mais abundante em todas as amostras, apresenta variabilidade percentual mais baixa, destacando-se sobretudo nos sedimentos arenosos.

Em síntese, os sedimentos arenosos apresentam características bastante distintas consoante a geologia da área de alimentação, com gama composicional muito ampla, em particular para os elementos mais móveis. Os materiais de grão fino já não apresentam características composicionais profundamente distintas que possam ser

atribuídas à geologia da área de alimentação. Apresenta-se na seção seguinte a diferenciação entre sedimentos derivados de áreas distintas.

8.4.2 Terras raras

As terras raras (REE), Sc e Y surgem em maiores quantidades nos materiais de grão fino do que nos arenosos (Tabelas 18 e 19), ainda que algumas amostras arenosas possam revelar algum enriquecimento em Eu, superando lodos empobrecidos neste elemento (Figura 64).

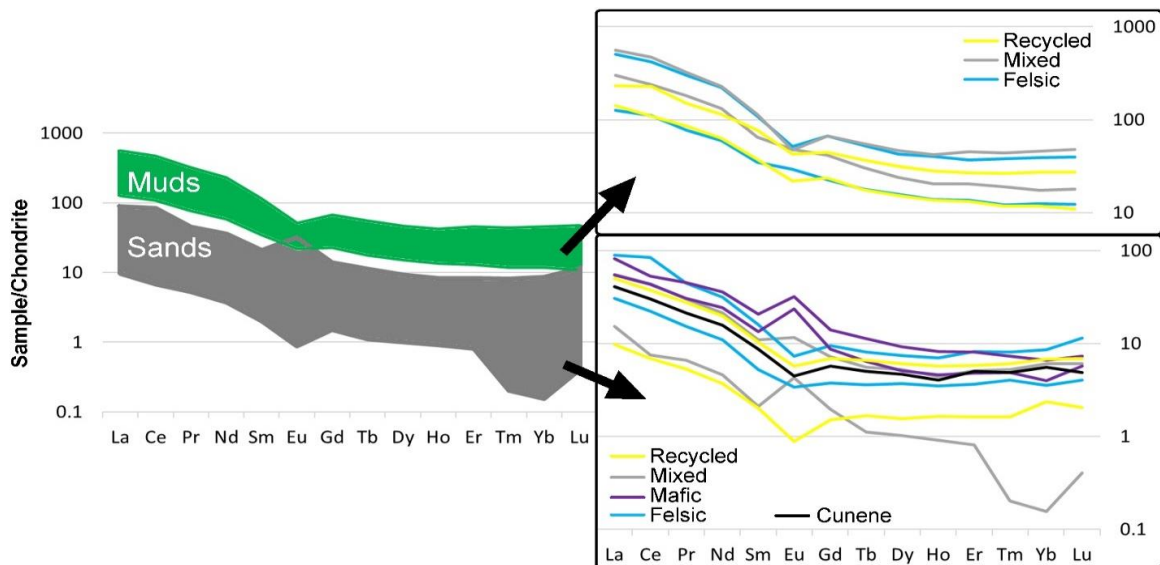


Figura 64 - Composição dos sedimentos em termos de terras raras. Concentrações medidas nas amostras normalizadas ao condrito (McDonough e Sun, 1995).

As amostras lodosas apresentam concentrações consideravelmente elevadas de REE (153,5-619,7 mg/kg), LREE (137,2-571,1 mg/kg), HREE (14,4- 45,0 mg/kg), enquanto as areias apresentam concentrações moderadas de REE (10,8-93,7 mg/kg), LREE (9,1-91,0 mg/kg), HREE (0,9-8,6 mg/kg)

Os REE em areias apresentam forte correlação com Y e moderada correlação com Th (Fig. 65), não tendo sido observada correlação entre REE e o Zr nas areias. A correlação Y-Eu torna-se especialmente robusta em areias após o isolamento de sedimentos com diferentes áreas de alimentação, refletindo a concentração destes elementos em diferentes fontes primárias.

Nas tabelas 18 e 19 é possível observar que os sedimentos de grão fino também

são enriquecidos em Y (19,7-69,4 mg/kg) e Sc (10-20 mg/kg) quando comparados com as areias (Fig. 18 e 19). Os lantanídeos em sedimentos de menor calibre apresentam forte correlação com Y e moderada correlação com Th (Fig. 65), não se observando qualquer correlação entre os REE e o Sc. Correlações razoavelmente boas em lodos são observadas ainda entre Eu e Y e entre Eu e Sc.

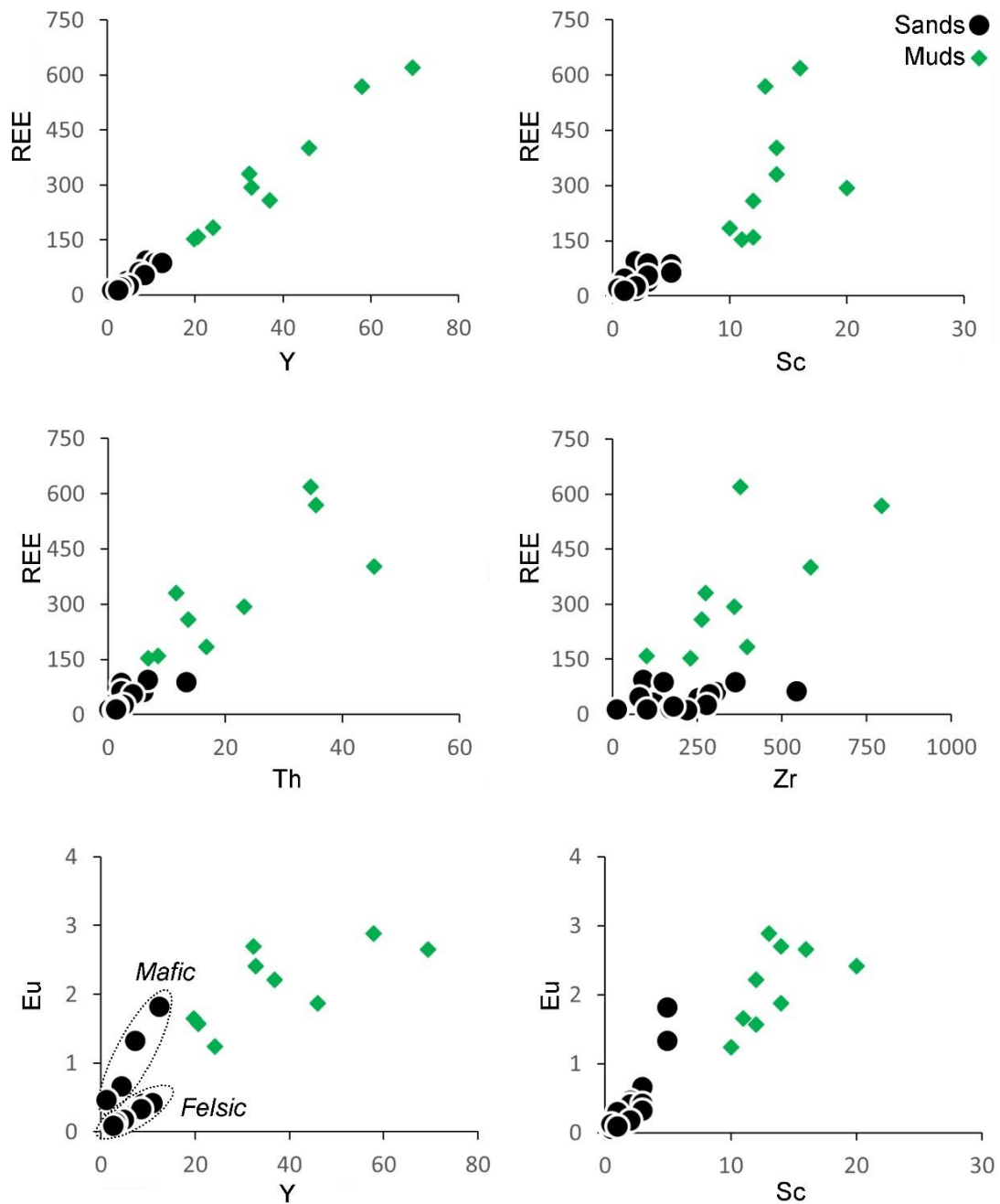


Figura 65 - Relação entre REE (lantanídeos) e Y, Th, Zr e Sc.

Tabela 18 - Dados de Elementos de Terras Raras de areias obtidos no estudo de sedimentos da bacia hidrográfica do Caculuar.

Areia Fonte		Th	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	LREE	HREE	REE	
		mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
20S	Cunene	4,3	254,6	6,8	9,7	18,6	1,99	7,2	1,28	0,25	1,14	0,18	1,14	0,22	0,8	0,12	0,9	0,12	38,77	4,62	43,64	
12S	Misto	6	304,6	6,8	13,2	27,1	2,8	9,8	1,63	0,24	1,44	0,2	1,29	0,24	0,81	0,13	0,98	0,15	54,53	5,24	60,01	
20aS	Misto	1,5	122,6	4,5	7,6	15,8	1,78	7,1	1,32	0,65	1,06	0,15	0,88	0,16	0,47	0,06	0,45	0,07	33,6	3,3	37,55	
37S	Misto	0,2	14,1	1,2	3,6	4,6	0,61	2,1	0,31	0,46	0,39	0,04	0,25	0,05	0,13	0,005	0,025	0,01	11,22	0,9	12,58	
38S	Misto	6,8	91	9	16,8	51,5	3,77	13,2	2,09	0,4	1,78	0,24	1,42	0,32	1	0,15	0,9	0,16	87,36	5,97	93,73	
39S	félsico	2,9	122,7	5,9	7,3	13,7	1,41	5	0,77	0,19	0,75	0,13	0,91	0,19	0,58	0,1	0,57	0,1	28,18	3,33	31,7	
45S	félsico	13,4	364,3	11	21,1	36,7	4,15	14,4	2,36	0,41	1,9	0,29	1,82	0,38	1,32	0,2	1,37	0,28	78,71	7,56	86,68	
46S	félsico	3,8	80,2	7,7	9,6	20,6	2,01	7,2	1,16	0,29	1,04	0,2	1,38	0,33	1,04	0,15	0,96	0,15	40,57	5,25	46,11	
21S	Máfico	2,3	152,4	12,5	19,5	32,3	4,2	16,3	3,06	1,81	2,79	0,41	2,27	0,45	1,29	0,18	1,06	0,18	75,36	8,63	85,8	
42S	Máfico	2,3	544,5	7,3	12,9	26,7	2,86	11,1	2	1,32	1,73	0,23	1,26	0,25	0,77	0,12	0,64	0,14	55,56	5,14	62,02	
4S	Reciclado	1,4	172,2	2,7	3,2	5,7	0,56	2,1	0,42	0,07	0,42	0,06	0,42	0,09	0,28	0,04	0,38	0,05	11,98	1,74	13,79	
19S	félsico	4,2	287,4	8,6	11,9	22,9	2,58	9,1	1,53	0,32	1,38	0,24	1,49	0,31	0,93	0,15	1,1	0,17	48,01	5,77	54,1	
48S	Reciclado	2,7	279,3	4,9	5,2	9,5	1,21	4,4	0,88	0,17	0,72	0,12	0,82	0,17	0,57	0,08	0,64	0,11	21,19	3,23	24,59	
49S	Reciclado	1,1	221,2	2,8	2,4	4,2	0,49	1,7	0,3	0,05	0,3	0,06	0,38	0,09	0,26	0,05	0,42	0,07	9,09	1,63	10,77	
50S	Reciclado	1,5	179,7	3,2	4,2	9	0,82	3,1	0,54	0,12	0,53	0,07	0,52	0,11	0,35	0,05	0,41	0,07	17,66	2,11	19,89	
54S	Reciclado	1,4	103	2,6	2,3	6	0,53	2	0,42	0,08	0,41	0,06	0,41	0,09	0,32	0,05	0,4	0,06	11,25	1,8	13,13	

Tabela 19 - Dados de Elementos de Terras Raras de lodos obtidos no estudo de sedimentos da bacia hidrográfica do Caculuar.

Areia	Fonte	Th	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	LREE	HREE	REE	
		mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
39L	félsico	35,4	793	57,9	120,5	257,9	28,07	101	16,06	2,88	13,27	1,9	10,48	2,19	5,94	0,94	6,31	0,97	523,53	42	568,4	
44L	félsico	45,4	584,9	45,9	92,1	183,1	18,63	64,5	10,47	1,87	8,82	1,27	7,32	1,58	4,83	0,77	5,35	0,91	368,8	30,85	401,5	
15L	Misto	6,8	228,6	19,7	30,1	67,8	7,15	27	5,18	1,65	4,52	0,65	3,88	0,75	2,17	0,3	2,02	0,3	137,23	14,59	153,5	
38L	félsico	34,5	376,5	69,4	133	286,5	29,96	104,7	16,91	2,65	13,32	2,01	11,42	2,31	7,25	1,09	7,4	1,17	571,07	45,97	619,7	
40L	Misto	11,6	274,6	32,4	70,9	147,1	16,91	60,2	9,66	2,7	8,2	1,1	5,86	1,11	3,26	0,47	2,8	0,44	304,77	23,24	330,7	
5L	Reciclado	16,7	397,3	24,1	35,4	85,1	8,54	30,1	5,88	1,24	4,98	0,76	4,36	0,89	2,68	0,41	2,7	0,42	165,02	17,2	183,5	
9L	Reciclado	8,5	100	20,6	33,4	67,2	7,94	28,9	5,56	1,57	4,71	0,64	3,73	0,74	2,1	0,29	1,9	0,27	143	14,38	159	
43L	Reciclado	13,7	262,5	36,9	55,1	101,6	13,95	51,1	9,46	2,21	8,33	1,22	6,8	1,35	3,86	0,53	3,25	0,53	231,21	25,87	259,3	
53L	Reciclado	23,2	359,8	32,8	44	139,8	13,7	52,4	11,48	2,41	8,88	1,34	7,73	1,52	4,32	0,65	4,4	0,67	261,38	29,51	293,3	

Para um melhor entendimento dos padrões de distribuição de REE procedeu-se a uma medição sistemática dos seguintes parâmetros (Anexo 1):

- Fracionamento de REE (La_N/Yb_N): Relação de concentrações, normalizadas ao condrito, de La e Yb;
- Fracionamento de LREE (La_N/Sm_N): Relação de concentrações, normalizadas ao condrito, de La e Sm depois de normalização ao condrito;
- Fracionamento de HREE (Gd_N/Yb_N): Relação concentrações, normalizadas ao condrito, de Gd e Yb depois de normalização ao condrito;
- Anomalia de európio (Eu/Eu^*): $Eu/((Sm \times Gd)^{0.5})$ com normalização ao condrito
- Anomalia de cério (Ce/Ce^*): $Ce/((La \times Pr)^{0.5})$ com normalização ao condrito

Diferenças nestes padrões também podem ser facilmente reconhecidos da análise da Figura 64. Os padrões de REE são mais homogêneos em lodos do que em areias. Exceto para uma mostra em que o Gd_N/Yb_N apresenta-se anormalmente alto (6,31 em 37S). Os padrões de REEs para areias revelam fracionamento de LREE substancialmente maior ($3,41 < La_N/Sm_N < 7,25$) do que fracionamento de HREE ($0,58 < Gd_N/Yb_N < 2,19$). As anomalias de európio são muito variáveis. São claramente positivas em sedimentos alimentados maioritariamente de unidades máficas ($1,85 < Eu/Eu^* < 2,11$) e negativas nos restantes depósitos arenosos ($0,50 < Eu/Eu^* < 0,68$). As anomalias de Ce são variáveis ($0,69 < Ce/Ce^* < 1,51$).

Os padrões de REEs para lodos são caracterizados por fracionamento de LREE ligeiramente maior ($2,39 < La_N/Sm_N < 5,49$) do que fracionamento de HREE ($1,33 < Gd_N/Yb_N < 2,37$). Novamente, as anomalias de Eu são muito variáveis e dependentes da natureza da área de alimentação ($0,58 < Eu/Eu^* < 1,02$). As anomalias em Ce são ligeiras em quase todas as amostras ($0,87 < Ce/Ce^* < 1,15$), exceto em P53L ($Ce/Ce^* = 1,37$).

8.5 Composição dos sedimentos em função da área de alimentação

De acordo ao quadro geológico que a BHC apresenta, a composição dos seus sedimentos pode ser classificada como de fonte félsica, máfica, mista ou reciclada.

8.5.1 Dominados por fontes félsicas

A mineralogia DRX de areias provenientes principalmente de terrenos félsicos revela uma clara prevalência do quartzo (63-90%) sobre o feldspato (0-27%) (Fig.59 e Tabela 13). A fração mineral pesada geralmente apresenta elevada concentração de epidoto (33-64%), ocasionalmente com concentrações comparáveis de zircão (7-41%) e anfíbola em quantidades secundárias (Tabela. 15). Estes resultados estão de acordo com uma investigação anterior, focada na petrografia de areias fluviais do sudoeste angolano (Garzanti et al., 2013a).

Geoquimicamente, as areias derivadas de fontes félsicas distinguem-se facilmente por altos teores de K_2O (>2,8%) e Rb (>82 mg/kg) e, em particular, por apresentarem Ti relativamente baixo, comparado com outros elementos tendencialmente imóveis com maior afinidade félsica, nomeadamente o Th e U (Fig.62, 63 e 66). Também se distinguem por várias características dos padrões de terras raras, como anomalia de Eu positiva em areias derivadas de fontes máfica ($1,85 < Eu/Eu^* < 2,11$), e negativa em ambas as areias félsicas ($0,57 < Eu/Eu^* < 0,79$) e recicladas ($0,50 < Eu/Eu^* < 0,68$). O fracionamento de terras raras leves significativo ($3,41 < La_N/Sm_N < 7,25$) e perfil de terras raras pesadas sub-horizontal ($0,58 < Gd_N/Yb_N < 2,19$) (Cruz et al., 2021).

Os sedimentos de grão fino apresentam frequentemente quantidades semelhantes de feldspato, com mais feldspato potássico do que plagioclase, e quartzo (Tabela 13). São empobrecidos em SiO_2 e tendem a ser substancialmente enriquecidos em Al_2O_3 , REE, U e V, quando comparados com as areias colhidas no mesmo local (Fig. 62 e 63). A fração argilosa desses depósitos é geralmente dominada pela caulinite, seguida pela illite (Tabela 14).

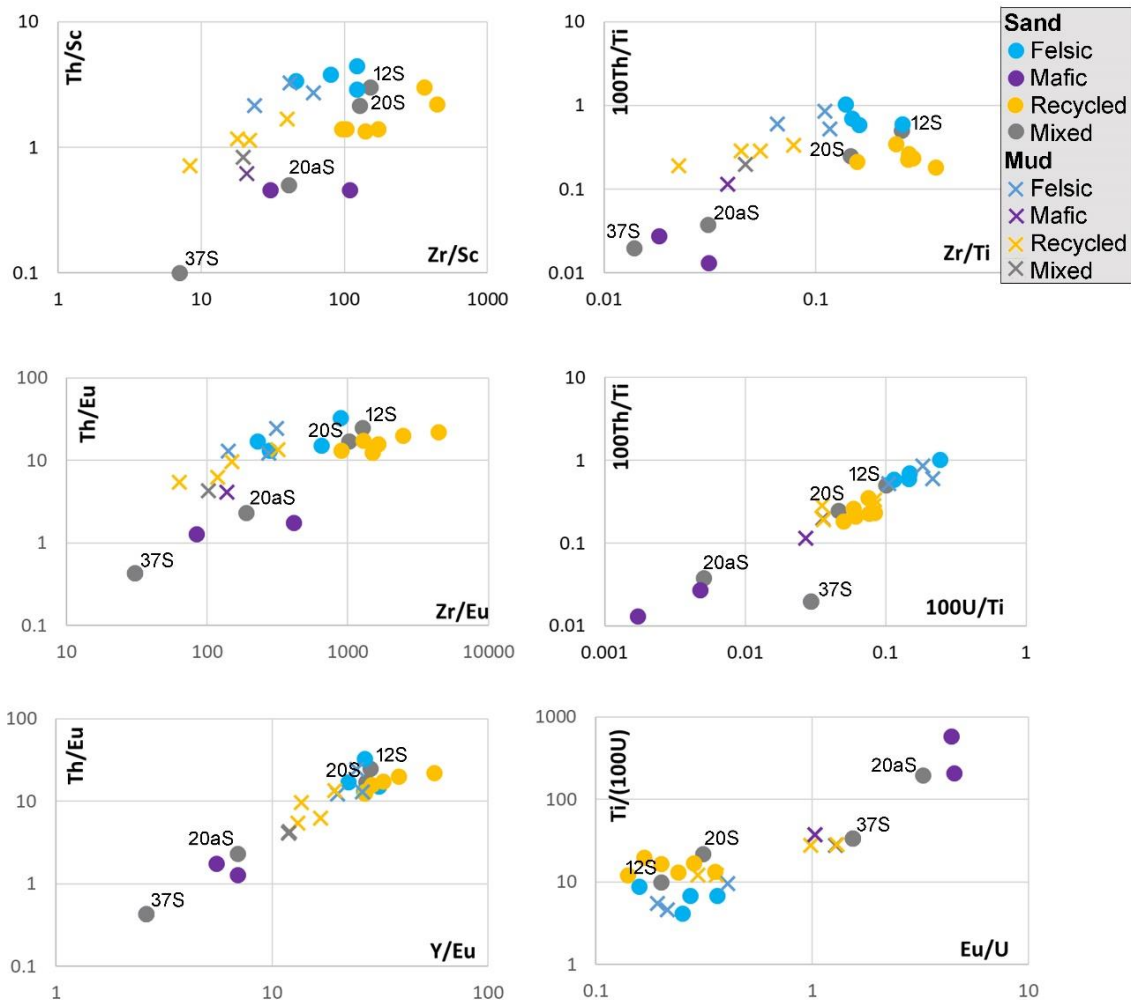


Figura 66 - Biplots de elementos não móveis discriminando sedimentos de acordo com a geologia de sua área de origem. As amostras com origem mista são identificadas.

8.5.2 Dominados por fontes máficas

As areias de origem máfica tendem a ser dominadas por feldspato, em geral com clara prevalência da plagioclase sobre o feldspato potássico. Todavia, quando os cursos de água que drenam também pequenas faixas de rochas ígneas félsicas os sedimentos podem conter quantidades comparáveis de quartzo e feldspato, com quase tanta plagioclase quanto feldspato potássico (Tabela 13). Uma fonte sobretudo máfica é mais bem evidenciada pelas associações de minerais pesados. Designadamente pela prevalência de piroxenas, principalmente hiperstena (>75% da fração transparente), a par de quantidades secundárias ou menores de anfíbola e epídoto (Tabela 15).

Em comparação com sedimentos de origem félsica ou que integram importante componente reciclada de unidades sedimentares, as areias máficas apresentam baixo

SiO₂ (<65%) e alto teor de Al₂O₃ (>15%), CaO (>5%), Fe₂O₃ (>4%), TiO₂ (>1 %) e MgO (>0,6%). A discriminação destes depósitos é claramente conseguida com razões de elementos relativamente não-móveis, nomeadamente usando Eu, Sc, Th, Ti, Y e Zr (Fig. 66).

A informação composicional sobre o material de grão fino limita-se à mineralogia da fração argilosa tomada em depósitos de areia e depósitos de lama recolhidos no limite jusante do Complexo Gabro-anortosítico, no SW de Angola. Este último depósito de lodo contém quantidades similares de plagioclase e quartzo (Fig. 13) e revelam teores relativamente altos de CaO (2,57%), MgO (1,35%) e Na₂O (0,89%). As frações de argila obtidas de amostras de areia e lama têm pouca ou nenhuma illite e geralmente são dominadas por esmectite (até ~80%), mas uma amostra colhida numa zona montante do Complexo gabro-anortosítico, com área de drenagem relativamente húmida, surge enriquecida em caulinite (Tabela 14).

8.5.3 Dominados por fontes sedimentares

As areias de origem sedimentar são caracterizadas por altos teores de quartzo (>90%) e quase nenhum feldspato, enquanto que os filossilicatos ocorrem apenas em quantidades menores (Fig. 59). As associações de minerais pesados das amostras de areia colhidas na sub-bacia de Mucope são dominadas pelo zircão (50-68%), seguido da turmalina (16-24%).

O efeito da diluição do quartzo em sedimentos reciclados também se revela por quantidades extremamente elevadas de SiO₂ (>95%), K₂O muito baixo (<0,45%) e Na₂O (<0,03%) e CaO (<0,05%) muito próximos do limiar de deteção. A abundância de elementos menores que tendem a ser não-móveis é variável, mas as areias do Mucope tendem a mostrar um enriquecimento em Zr, em relação a outros elementos como o Ti, Sc e terras raras (Fig. 62, 63 e 66).

A amostra tomada no curso superior da bacia do Caculuar, onde este rio drena principalmente séries sedimentares e meta-sedimentares do Grupo Chela, destaca-se pela presença de zircão e piroxenas em quantidades semelhantes, produzindo também um pouco mais de Fe₂O₃, TiO₂ e REE do que as outras areias recicladas. Estas

características composicionais são explicadas pelo fato de surgirem corpos diabásicos intercalados na sucessão (meta) sedimentar do Grupo da Chela.

Os depósitos de granulação fina podem ter predominância de quartzo (34-73%) ou de filossilicatos (24-58%) e apresentam quantidades secundárias a menores de feldspato (Tabela 13). Como era de esperar, os sedimentos dominados por quartzo produzem mais sílica, ao passo que a alumina é mais abundante em sedimentos ricos em filossilicatos. Em comum, todos estes sedimentos de grão fino apresentam baixos teores de Na_2O (<0,25%). As frações argilosas obtidas de depósitos de areia e lodo são geralmente dominadas por caulinite (até 92%), possuem pouca ilite e, geralmente, carecem de esmectite (Fig. 60).

8.5.4 De origem mista

As areias provenientes de uma combinação de unidades félsicas, máficas e sedimentares foram amostradas de quatro locais. Um no Cunene, a jusante da confluência com o Caculuar (P20S); dois no Caculuar (a montante (P37S) e a jusante (P12S) da confluência com o Mucupe); e um num pequeno afluente do Caculuar (P20aS). Essas amostras são composicionalmente distintas, refletindo, antes de mais, contribuições variáveis de diferentes unidades-fonte.

As areias do Cunene e do Caculuar inferior são dominadas por quartzo (Fig. 59), apresentando alto teor de sílica (92-93%), baixo de Al_2O_3 (3-4%) e menos de 1% de todos os restantes elementos químicos. A maioria das proporções de elementos não-móveis é comparável às medidas em sedimentos com fonte reciclada (Fig. 62). Em termos de minerais pesados, estes sedimentos contêm maioritariamente epídoto (50% no baixo Caculuar; 35% no Cunene) e zircão (27% no baixo Caculuar; 25% no Cunene), seguidos de piroxenas e turmalina (Fig. 61).

Comparada com essas amostras, a areia de Caculuar recolhida a montante da confluência do Mucupe é pobre em SiO_2 (64,6%) e rica em Al_2O_3 (20,3%), CaO (8,3%) e Na_2O (3,1%). Este depósito também se distingue pelas relações de elementos imóveis (nomeadamente, usando Ti, Zr, Th, Sc e REE), que se revelam típicas de depósitos de origem máfica (Fig. 66). Mineralogicamente contém muito mais feldspato (principalmente plagioclase) do que quartzo (Fig. 59), e a fração mineral pesada

compreende principalmente piroxena (85%), com epídoto e anfíbola em quantidades secundárias (Tabela. 15).

A areia colhida no afluente de Caculuar tem uma composição intermédia, entre os dois extremos referidos anteriormente (i.e., Cunene/Caculuar inferior e Caculuar superior).

As frações argilosas (separadas dos depósitos de areia e lama) dos sedimentos do Cunene e do Caculuar inferior patenteiam quantidades comparáveis de caulinite e esmectite. A esmectite tende a ser predominante nos troços fluviais situados no Complexo Gabro-anortosítico, enquanto que no curso superior do Caculuar a caulinite é dominante e a ilite pode ser o segundo mineral mais abundante (Fig. 60).

CAPÍTULO IX – CONTROLES SOBRE A PRODUÇÃO SEDIMENTAR

9.1 Composição de sedimentos como indicadores de proveniência

Na bacia hidrográfica do Caculuar (BHC) circulam sedimentos arenosos, muitas vezes de caráter grosseiro e mal calibrados, mas com variantes.

Os sedimentos arenosos cujas áreas de drenagem se estendem pela bacia sedimentar do Mucope, onde o fluxo dos canais fluviais é menos energético e os materiais detríticos tendem a permanecer mais tempo nos mesmos locais, encontram-se sedimentos tendencialmente mais finos, bem calibrados e arredondados (texturalmente maduros). Em alguns troços do setor Caculuar (SC) verificam-se maiores quantidades de sedimentos grosseiros, mas sem haver uma verdadeira tendência para o aumento do calibre à medida que se avança para montante. Comumente, nas zonas planálticas (unidade superior das Terras altas da Huíla) da cabeceira do rio Caculuar, drenam sucessões detríticas (Grupo da Chela), verificando-se, até, o domínio de areias resultantes da erosão dessas unidades; mais para jusante, ao nível do planalto principal, onde predominam os granitóides Eburneanos e as rochas do Complexo Gabro-anortosítico, são comuns elementos mais grosseiros. Sabe-se que a composição do material sedimentar depende da fração granulométrica sob análise (von Eynatten et al., 2012, 2016). Qualquer esforço de interpretação da proveniência deve tomar em consideração esta variedade granulométrica.

É sabido que os depósitos arenosos são mais adequados para o rastreio da proveniência do que o material de grão fino, na medida em que a composição destes está muito influenciada pelos processos de meteorização química que ocorrem à superfície da Terra (Viers et al., 2009; Bouchez et al., 2011, 2012; Garzanti et al., 2014; Dinis et al., 2017, 2020; Guo et al., 2018). Os sedimentos arenosos conservam melhor as características de área-fonte primárias. Os sedimentos originados a partir de unidades cristalinas félsicas e máficas apresentam associações marcadamente distintas de minerais pesados, facto favorável em estudos de proveniência (Mange e Maurer, 1992).

A geoquímica da componente arenosa revelou-se igualmente eficaz na identificação da proveniência. No que respeita aos REE, sedimentos com fontes máficas e félsicas apresentam concentrações totais desses elementos comparáveis. Todavia, algumas características dos padrões de REE, como Eu/Eu^* e os parâmetros de fracionamento La_N/Yb_N e Gd_N/Yb_N são diferentes em depósitos com fontes máficas e félsicas (Fig. 67). Genericamente, relações de elementos tendencialmente imóveis durante a meteorização química e que apresentam diferente afinidade magmática, como os REE, Sc, Th, Ti, Y, Zr, entre outros, dão informações valiosas sobre a natureza da área de alimentação. É importante ter presente que estes elementos surgem em quantidades menores nos sedimentos e são fortemente dependentes das concentrações de alguns minerais, pelo que uma interpretação da fonte detrítica não se deve basear em concentrações absolutas, mas sim em relações de concentrações de elementos.

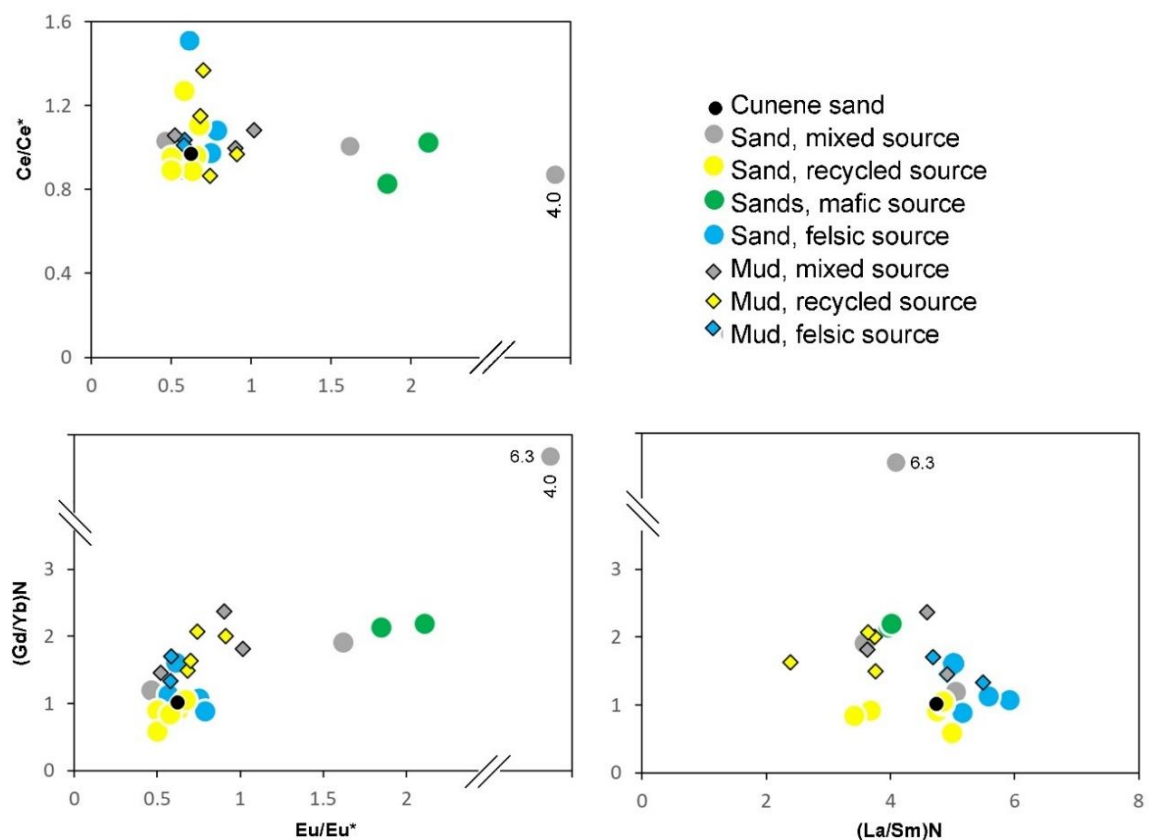


Figura 67 - Parâmetros característicos de padrões de distribuição de REE medidos em depósitos arenosos e lodosos com diferentes áreas de alimentação.

No caso da BHC, que apresenta uma extensa área com unidades sedimentares (Setor Mucope), há o risco de processos físicos de seleção sedimentar contribuírem para

um enviesamento das proporções relativas destes elementos. Uma situação esperada e já reconhecida desde longa data, é a reciclagem sedimentar que ocorre no setor Mucope contribui para o enriquecimento em Zr (MacLennan et al., 1993; Dinis e Oliveira, 2016) ou o empobrecimento em Ti Dinis et al., 2017, 2020; Guo et al., 2018). Tal acontece por estes elementos tenderem a concentrar-se em frações granulométricas distintas (aspeto a considerar mais abaixo neste capítulo). As relações de elementos que se revelaram mais eficazes na discriminação da fonte sedimentar devem envolver elementos que tendem a concentrar-se em frações semelhantes, como o Ti e U (Fig. 68). O diagrama Eu-Y também fornece uma boa discriminação de areias com fontes predominantemente máficas e félsicas, com maior Eu/Y na primeira (Fig. 68).

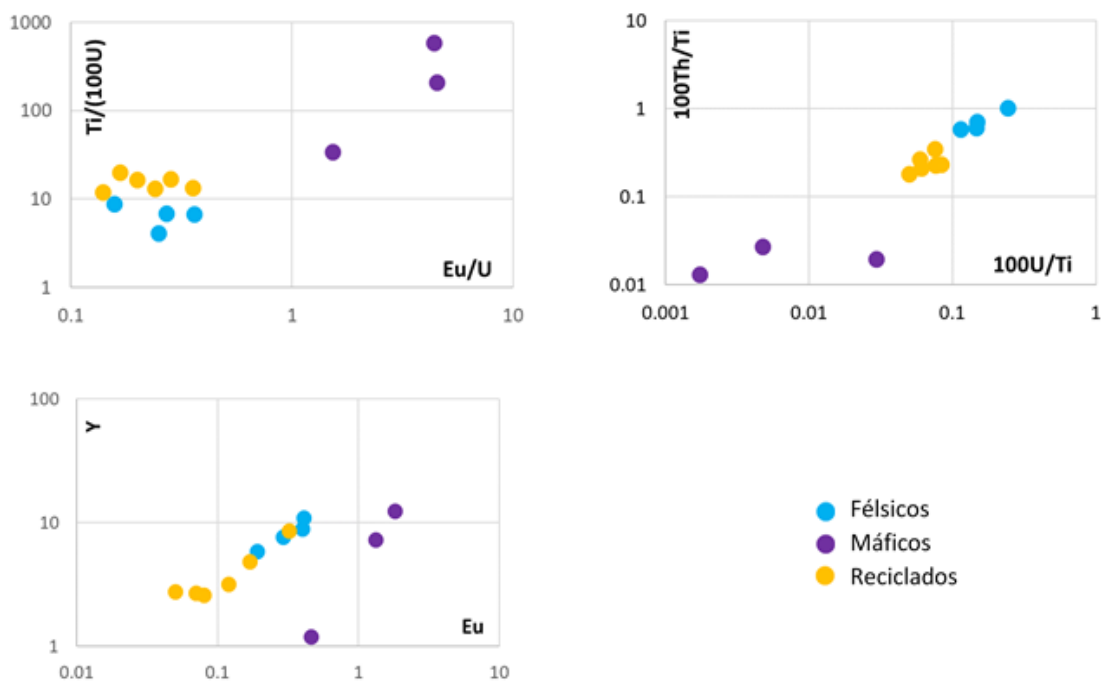


Figura 64 - Discriminação, em gráfico X-Y, de depósitos arenosos com diferentes áreas de alimentação baseada nos teores elementos imóveis.

A discriminação das áreas de origem não é tão óbvia para lodos. As maiores contribuições do complexo gabro-anortosítico, onde os materiais são maioritariamente máficos, parece ocorrer em amostra de fonte mista P15L (Tabela 20), mas a composição ainda não é substancialmente diferente de alguns lodos com proveniência distinta (por exemplo, 9L, 40L, 43L; Tabela 14). Embora a geoquímica de frações de sedimentos de granulação fina, seja uma ferramenta importante nas investigações de proveniência

(Munksgaard et al., 2003; Ferrat et al., 2011; Correia, 1976; Xu et al., 2009; Roser e Korsch, 1989; McLennan et al., 1993), os resultados para a BHC mostram que a interferência de outros processos exógenos torna o reconhecimento de áreas de origem muito mais complicado em sedimentos de grão fino.

9.2 Evidências de fornecimento heterogêneo de diferentes regiões

Os dados composicionais que melhor refletem a proveniência sedimentar na BHC sugerem que as contribuições dos diferentes tipos de rochas não refletem a representação espacial desses tipos de rochas nas áreas de drenagem. Por outras palavras, algumas áreas parecem estar fornecendo mais sedimentos do que outras. O melhor exemplo dessa realidade é a amostra 37S, para a qual os padrões de REE e as associações de minerais pesados exibem assinaturas máficas muito óbvias, mas, na sua bacia de drenagem, as rochas félsicas ocupam uma maior área de afloramento do que as de natureza máfica (Fig. 55).

Do que até aqui foi apresentado fica-se com a percepção de que as fontes félsicas, máficas e recicladas na BHC podem ser facilmente distinguidas pela composição dos seus sedimentos, possibilitando uma avaliação da contribuição relativa dessas unidades geológicas principais para bacias de drenagem heterogênea como acontece na bacia em estudo. Assim, no presente trabalho foram criados modelos para a estimativa de contribuições detríticas baseados na mineralogia da fração densa, na composição química e na mineralogia obtida por DRX para sedimentos arenosos com área de alimentação heterogênea. Ou seja, com proporções significativas de unidades máficas, félsicas e sedimentares na área de drenagem. Designadamente para dois sedimentos do rio Caculuar, a montante da confluência do Mucope (37S) e a jusante da BHC (12S), bem como para um sedimento colhido do rio Cunene, a jusante da confluência do Caculuar (20S).

A quantificação das contribuições relativas de unidades félsicas, máficas e sedimentares para estes pontos de amostragem foi obtida por meio de uma técnica de rastreamento de proveniência. Para tal, amostras arenosas colhidas em tributários que drenam quase exclusivamente uma única unidade geológica principal (félsica, máfica ou

sedimentares), foram usadas para estabelecer as composições dessas (os *end-members* a considerar no modelo).

Antes de modelar as contribuições para depósitos com fontes mistas (P12S, P20S, P37S), foram aplicadas algumas técnicas estatísticas para maximizar a discriminação entre as três fontes de sedimentos usando as variáveis mais adequadas. Estes incluem: (1) o teste de alcance, que descarta parâmetros de entrada que tenham conteúdo maior ou menor no endpoint do que nas fontes; (2) o teste não paramétrico Kruskal-Wallis H para identificar componentes que fornecem discriminação estatisticamente significativa (ou seja, valores de $p < 0,05$) entre as fontes; (3) análise discriminante stepwise baseada na minimização lambda de Wilks (Collins et al., 2017).

No que respeita aos dados de geoquímica, foram usadas as seguintes variáveis: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, Th, U, Zr, Y, La, Sm, Eu, Gd, Ti/U, Eu/U, Ti/Th, Zr/Ti, Zr/Th, Y/Eu, La/Sm, Gd/Lu. Para a mineralogia obtida por XRD, consideraram-se as proporções de quartzo, feldspato potássico e plagioclase. No caso das associações de minerais pesados, recorreu-se às proporções de zircão, turmalina, epidoto e piroxena. As contribuições de cada membro final para o ponto final foram estimadas usando o modelo *Unmixing* desenvolvido na plataforma R FingerPro (Lizaga et al., 2020).

Com este exercício é possível entender melhor as taxas de produção de sedimentos nas diferentes unidades geológicas na BHC e a forma como estas se refletem em diferentes conjuntos de dados composicionais (Figura 69 e Tabela 20). No Cunene e no Caculuvar a jusante da confluência com o Mucope (12S e 20S), os dados de geoquímica e minerais pesados sugerem uma maior contribuição de fontes félsicas do que a área de afloramento destas unidades poderia sugerir. No caso do Caculuvar a montante da confluência com o Mucope (37S), cuja amostra foi colhida próximo do limite jusante da mancha cartográfica do Complexo Gabro-anortosítico, os dados composicionais apontam para uma contribuição máfica superior à percentagem daquela unidade na área de drenagem. Os resultados obtidos com a mineralogia por DRX são menos consistentes, não sendo viáveis, por ausência de variáveis a passar nos testes estatísticos de seleção, no caso de 37S.

Refira-se ainda que os resultados baseados nas associações de minerais pesados indicam sempre as maiores contribuições máficas dos três conjuntos de dados analisados, enquanto a mineralogia de DRX tende a indicar maiores contribuições sedimentares recicladas (setor Mucope).

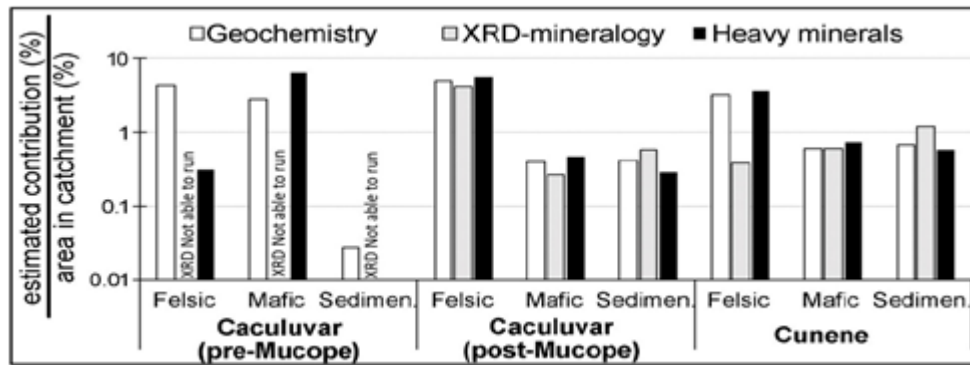


Figura 659 - Taxas de produção de sedimentos nas diferentes unidades geológicas da BHC.

Tabela 20 - Contribuições em percentagens das principais unidades geológicas estimadas com base na geoquímica, minerais pesados e mineralogia por DRX em sedimentos de fonte mista. Goodness of fit (GOF) é a qualidade do desempenho do modelo.

		GOF	<i>Felsic</i>	<i>FelSD</i>	<i>Mafic</i>	<i>MafSD</i>	<i>Recycled</i>	<i>RecSD</i>
<i>12S</i> <i>(Post-Mucope)</i>	Actual área		0.13		0.15		0.73	
	<i>Geochemistry</i>	0.87	0.64	0.09	0.06	0.03	0.30	0.04
	XRD-mineralogy	0.92	0.54	0.18	0.04	0.05	0.42	0.13
	Heavy minerals	0.89	0.72	0.10	0.07	0.06	0.21	0.09
	<i>All datasets</i>	0.85	0.67	0.08	0.05	0.03	0.28	0.07
<i>20S</i> <i>Cunene</i>	Actual área		0.14		0.05		0.81	
	<i>Geochemistry</i>	0.90	0.42	0.05	0.09	0.02	0.49	0.05
	XRD-mineralogy	0.94	0.05	0.07	0.09	0.03	0.86	0.05
	Heavy minerals	0.91	0.47	0.08	0.11	0.07	0.42	0.08
	<i>All datasets</i>	0.89	0.38	0.07	0.08	0.03	0.54	0.06
<i>37S</i> <i>Caculuar</i> <i>(pré-Mucope)</i>	Actual área		0.42		0.40		0.18	
	<i>Geochemistry (1)</i>	0.70	0.56	0.10	0.42	0.08	0.02	0.04
	XRD-mineralogy	Not able to run, only K-feldspar remained						
	Heavy minerals (2)	0.99	0.04	0.03	0.96	0.04	0.00	0.00
	<i>All datasets (3)</i>	0.72	0.47	0.09	0.44	0.10	0.09	0.07

Devido ao enriquecimento de minerais pesados em depósitos de origem máfica (1,45-4,05%) em relação aos de origem félsica (0,71-1,65%) e, em particular, aos que apresentam contribuição significativa da bacia do Mucope (0,06-0,99%), pode-se argumentar que a mineralogia da fração densa, juntamente com as características geoquímicas determinadas principalmente por esses minerais são fortemente condicionadas pelas contribuições máficas. Por outro lado, como a reciclagem contribui para o enriquecimento em quartzo (Suttner et al., 1981; Garzanti et al., 2020), estimativas que considerem as proporções deste mineral devem levar a alguma sobrestimação das contribuições sedimentares. Esta será, particularmente, notória no caso da mineralogia por DRX como analisada para a presente investigação, em que para além do quartzo apenas se consideraram as proporções de duas variedades de feldspato.

Vale a pena notar que, para os depósitos arenosos do setor Mucope, com amplas áreas de drenagem (12S e 20S), os três conjuntos de dados composicionais indicam uma sub-contribuição desta unidade e uma sobre-contribuição de áreas com rochas cristalinas félsicas (Fig. 69 e Tabela 20). As características morfométricas e climáticas das áreas de drenagem em diferentes unidades líticas podem ser usadas para testar se as diferentes contribuições se relacionam com fatores geomorfológicos.

Globalmente, a bacia hidrográfica do Caculuar apresenta uma baixa densidade de drenagem (0,29 Km/km²). Ao longo do curso superior do rio Caculuar, nas Terras Altas da Huíla (TAH), a densidade de drenagem é relativamente mais elevada devido às elevadas cotas na zona de cabeceira (aproximadamente 2000 m), favorecendo as quedas pluviométricas na região (perto de 1000 mm anuais). Este facto, associado à pouca permeabilidade das rochas, justifica uma paisagem muito recortada pela erosão onde o escoamento superficial é favorecido. Acresce que o degrau topográfico que a Serra da Chela impõe na região (Fig. 24) obriga ao aumento do gradiente do rio quando este entra nas unidades félsicas que suportam o Planalto Principal. A ação humana também pode estar a condicionar a produção de sedimentos com fonte félsica. O rápido crescimento de forma desordenada da região do Lubango, o maior centro urbano da região e que se encontra instalado maioritariamente em rochas cristalinas félsica, é passível de promover a erosão destes materiais.

Os baixos aportes detríticos a partir de unidades sedimentares também devem estar refletidas nas características geomorfológicas da sua principal área de produção: a

bacia do Mucope, parte da bacia do Calaári. Apesar de a densidade de drenagem na região em apreço ($1,00 \text{ km}^{-1}$) ser ligeiramente maior do que em unidades ígneas félsicas ($0,91 \text{ km}^{-1}$), a contribuição sedimentar desta região será mesmo relativamente baixa. Concorre para este facto, a declividade muito baixa que o relevo apresenta, desenhado em vales pouco profundos e suportado por cotas que variam entre 1380 m e os 1220 m de altitude (Fig. 28). Também se considera para o caso, as baixas e /ou escassas quedas pluviométricas verificadas na região (784 mm – 699 mm), associadas as altas temperaturas que se impõem na região (21°C e os 28°C), originando uma rápida evapotranspiração. Pode-se considerar, ainda, como fator que concorre para a fraco fornecimento sedimentar na região, o facto da maioria dos depósitos arenosos não consolidados do setor Mucope apresentarem alta porosidade, sobretudo no seu setor norte e intermédio, que associado ao tipo de vegetação arbustiva e ao fraco revestimento gramíneo sobre estes, facilitam uma rápida infiltração, quando ocorrem na região as raras quedas pluviométricas (Fig. 29).

Já no Cunene (20S), onde a bacia do Mucope atinge áreas mais húmidas, a contribuição sedimentar modelada é substancialmente mais elevada, o que pode ser considerado indicação adicional de maior responsabilidade das chuvas sobre os caudais sedimentares produzidos.

Como acima fica dito, os dados composicionais também sugerem uma componente máfica esmagadora, na amostra do Caculuar, a montante da confluência do Mucope (37S), apesar da representação mais ampla de rochas de base félsica na sua área de drenagem (Fig. 69). Como a composição desta amostra é tão típica de origem máfica, as contribuições do modelo são difíceis de realizar (poucas variáveis passaram nos testes estatísticos e a qualidade do ajuste tende a ser baixa (Tabela 20).

Podemos considerar aqui que o fator proximidade terá sido crucial, uma vez que a amostra foi colhida na extremidade, a jusante da área com afloramentos máficos, enquanto as rochas félsicas são dominantes apenas cerca de 75 km, a montante (Fig. 55). Uma amostra colhida um pouco a montante, mais próxima de afloramentos de unidades cristalinas félsicas e suas sucessões sedimentares de cobertura (20aS), é muito menos enriquecida em componentes máficas. Um fornecimento heterogéneo de sedimentos, depende da distância das diferentes unidades geológicas ao local de amostragem, que pode ser crucial. De facto, os materiais sedimentares transportados

como carga de fundo são representativos, apenas uma porção muito limitada da área de drenagem não o é (Ottesen et al., 1989; Hale e Plant, 1994), sendo de prever que as fontes próximas exerçam grande influência na sua composição.

A relativa irregularidade altimétrica que o relevo apresenta na região do Complexo Gabro-anortosítico, com cotas que variam entre os 1421 m e os 1340 m (Fig. 26) e a ocorrência de quedas pluviométricas que mesmo sendo raras são consideravelmente altas quando acontecem (912 mm e 669 mm) concorrem para uma maior produção sedimentar na região. Associam-se ainda as altas temperaturas que se impõem na região (média anual situada entre 21 – 23°) e o alto grau de fracturação que as rochas daquele complexo apresentam (Fig. 14 e Fig. 44), favorecendo a meteorização química e a erosão, contribuindo para um aumento substancial das taxas de produção sedimentar máfico.

9.3 Condições de meteorização refletidas na composição de sedimentos

9.3.1 Indicadores da intensidade de alteração química

Se as frações arenosas são mais adequadas para a identificação da proveniência sedimentar, a alteração química exerce uma influência mais forte na composição de lodos (Dinis et al., 2017, 2020; Guo et al., 2018). Porém, em ambientes quentes e húmidos, também afeta o material arenoso, promovendo a destruição de minerais instáveis, com conseqüente enriquecimento dos mais duráveis (Johnsson et al., 1991; LePera et al., 2001; Garzanti et al., 2013a). A intensidade da meteorização química que afeta uma região específica pode ser estimada através de diversos índices composicionais baseados na mineralogia, geoquímica de solos e depósitos sedimentares (Dinis et al., 2020).

No que respeita aos índices geoquímicos, os que têm sido mais usados têm como base a concentração de elementos principais. Considerámos, para o presente trabalho, o Índice de Alteração Químico (CIA; Nebstitt e Young, 1982), o Índice CIA modificado que não considera CaO (CIX; Garzanti et al., 2014), o Índice de Alteração Máfico (Tabela. 21), que também considera o comportamento dos silicatos de Fe e Mg (MIA; Babechuk et al., 2014). Os valores obtidos para todos estes *proxies* de meteorização

baseiam-se em razões entre as concentrações na amostra de um ou mais elementos não móveis e as concentrações de conjuntos de elementos móveis.

Para além desses índices de meteorização, foram utilizados os parâmetros α_E^{Al} modificados de αE de Gaillardet et al. (1999). Estes autores definiram os índices de mobilidade αE (sendo E o elemento móvel) de diferentes elementos quimicamente instáveis à superfície da Terra a partir de relações entre as concentrações de elementos móveis (Na, Ca, Mg, K, etc.) e as de elementos não móveis com afinidade magmática comparável (Sm para o Na, Ti para o Ca, Al para o Mg, Th para o K, etc.). Estas concentrações são determinadas na amostra e num padrão (no caso, a Crosta Continental Superior). No presente trabalho, adotou-se sempre o elemento não móvel Al, como proposto por Garzanti et al., (2013). Esta opção justifica-se por o Al ser comum em silicatos com diferentes formas e densidades, ao contrário dos elementos não móveis sugeridos inicialmente por Gaillardet e colegas (Ti, Th, Sm e Nd), que se concentram em minerais pesados e são fortemente afetados pelos processos de seleção sedimentar (Garzanti et al., 2019).

Tabela 21 - Índices geoquímicos de meteorização adotados no presente estudo.

Parâmetro	Formula (quando necessário); Resposta à meteorização	Referência
WIP (Índice de Meteorização de Parker)	$(CaO^*/0.7+2Na_2O/0.35+2K_2O/0.25+MgO/0.9) \times 100$ (1)	(Parker, 1970)
CIA (Índice de Alteração Química)	$Al_2O_3 / (Al_2O_3+K_2O+CaO^*+Na_2O) \times 100$ (1)	(Nesbitt & Young, 1982)
α_E^{Al}	(Al/E) amostra/(Al/E) _{UCC} , com E a elemento móvel	(Garzanti et al., 2013)
MIA _(o) (Índice de Alteração Máfica condições de oxidação)	$(Al_2O_3+Fe_2O_3) \times 100 / (Al_2O_3+K_2O+CaO^*+Na_2O+MgO)$ (1)	(Babechuk, 2014)
CIX (modificado IAQ)	$Al_2O_3 / (Al_2O_3+K_2O+Na_2O) \times 100$ (1)	(Garzanti, 2014)

- (1) Usa proporções molares. Cao*: Deve considerar apenas o CaO associado a silicatos. Excepto o WIP, todos os índices tendem a aumentar com a meteorização.

No que respeita à composição mineralógica, as associações de minerais de argila têm sido consideradas àquelas que melhor refletem os processos de meteorização à

superfície (Chamley, 1989; Velde, 1993; Dinis et al., 2020). No caso dos sedimentos estudados na BHC, foram identificados apenas 3 minerais de argilas:

- Ilite: Este mineral pode estar associado às fases iniciais de alteração química de silicatos primários ou resultar da desintegração de minerais micáceos, estando as duas possibilidades genéticas refletidas em aspetos estruturais identificado por DRX (Gingele, 1996). Em qualquer caso, ela deve surgir em maiores quantidades em sedimentos com alimentação maioritariamente félsica e pouco influenciados pela alteração química.

- Esmectite: A sua origem pode ser condicionada por diferentes fatores. A esmectite resulta frequentemente da alteração de rochas vulcânicas, podendo ocorrer logo nas fases mais precoces em consequência da decomposição do vidro vulcânico (Stefánsson e Gislason, 2001; Stroncik e Schmincke, 2002). A meteorização em regiões com grande contraste sazonal, com uma estação seca longa e estação húmida curta, ou de clima sem-árido com formação de lixiviados alcalinos também pode originar esmectite (Chamley, 1989; Velde, 1993).

- Caulinite: Trata-se do mineral de argila que regista a fase final da série de alteração química de aluminossilicatos, sendo típico de sedimentos associados a forte meteorização química. Se é certo que estas associações dependem da rocha de origem, as proporções de caulinite tendem a aumentar independentemente da composição do material de origem (Chamley, 1989; Velde, 1993).

Os índices de meteorização químicos em CIX e MIA para os depósitos arenosos do setor Mucope equiparam-se. Apresentam alta intensidade nos vários depósitos analisados, embora se verifique um relativo acréscimo da meteorização química CIX sobre os sedimentos arenosos do complexo Máfico (Fig. 71).

Realçar que na área da bacia sedimentar do Mucope, devido a reciclagem imposta pelos vários ciclos sedimentares a que a região é sujeita, os índices de meteorização química apresentam-se elevados. Este facto, tal como foi anteriormente frisado, altera a composição de elementos traço das partículas em análise, dificultando a identificação de áreas fonte.

Relativamente aos índices de meteorização química em α_{Na}^{Al} e o α_{Mg}^{Al} , os depósitos arenosos são pouco afetados, sobretudo no Complexo Gabro-anortosítico, onde os referidos índices encontram-se significativamente baixos. Verificam-se algumas exceções para depósitos da bacia do Mucope e para depósitos de localizados sobre formações cristalinas félsica (Fig. 70).

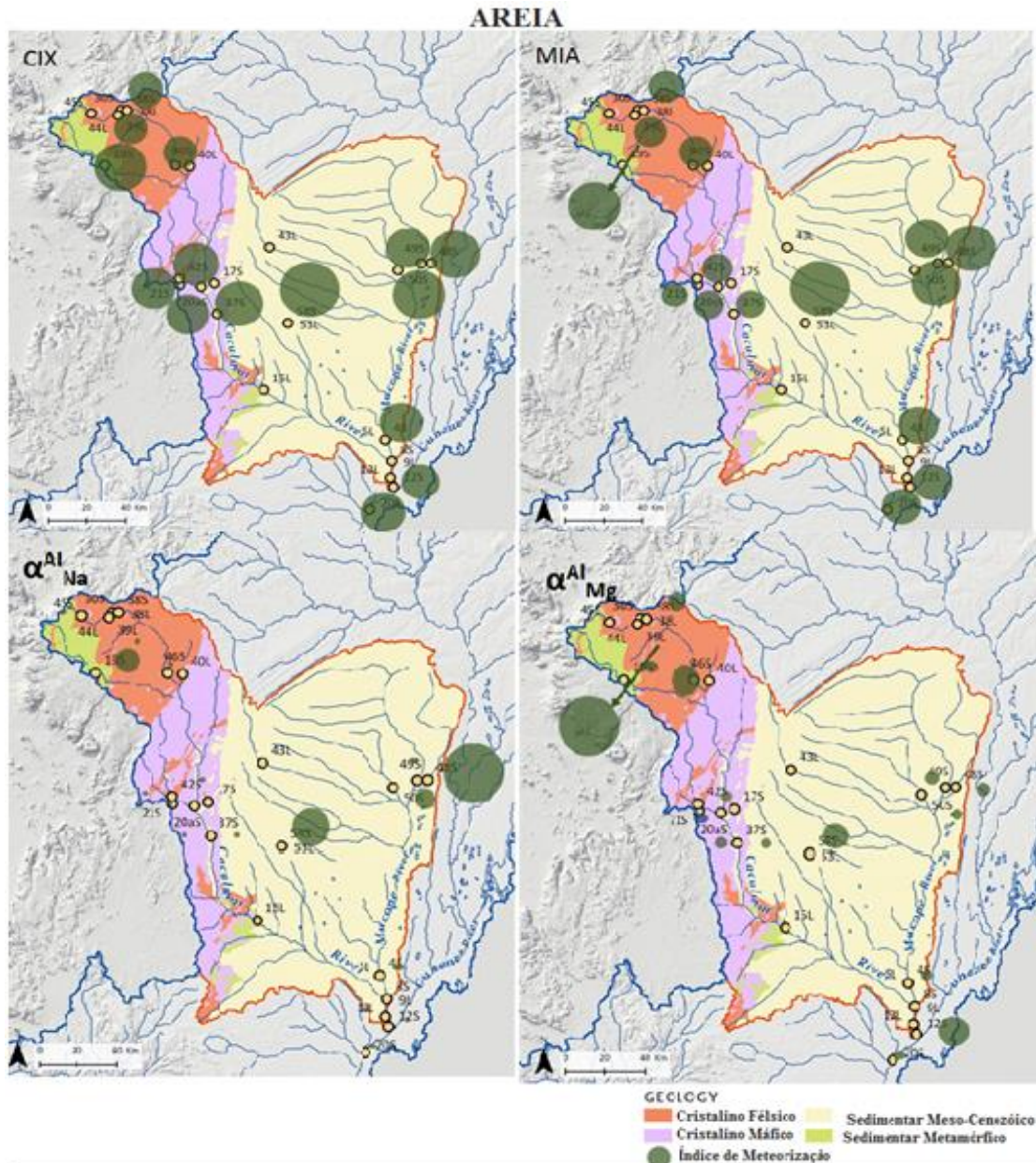


Figura 70 - Índices de intensidade de alteração química (CIX, MIA, α_{Na}^{Al} e α_{Mg}^{Al}) obtidos com depósitos de areia.

Com exceção dos depósitos lodosos do complexo Gabro-anortosítico, os sedimentos da BHC, apresentam uma intensidade elevada de meteorização em CIX,

MIA, verificada de forma relativamente uniforme, em todas as fontes geológicas em que a alteração das partículas é manifestada (Fig. 71).

Assim, tal situação justifica-se pelo facto de os sedimentos lodosos apresentarem maior complexidade em estudos de rastreio de proveniência. Ao contrário, a alteração química em α^{Al}_{Na} e α^{Al}_{Mg} apresenta índices significativamente baixos e quase uniforme em todos os depósitos lodosos da bacia hidrográfica do Caculuar. No entanto, para um dos depósitos da bacia sedimentar do Mucope, verifica-se uma exceção devido a alta intensidade de meteorização em α^{Al}_{Na} que o depósito apresenta (Fig. 71).

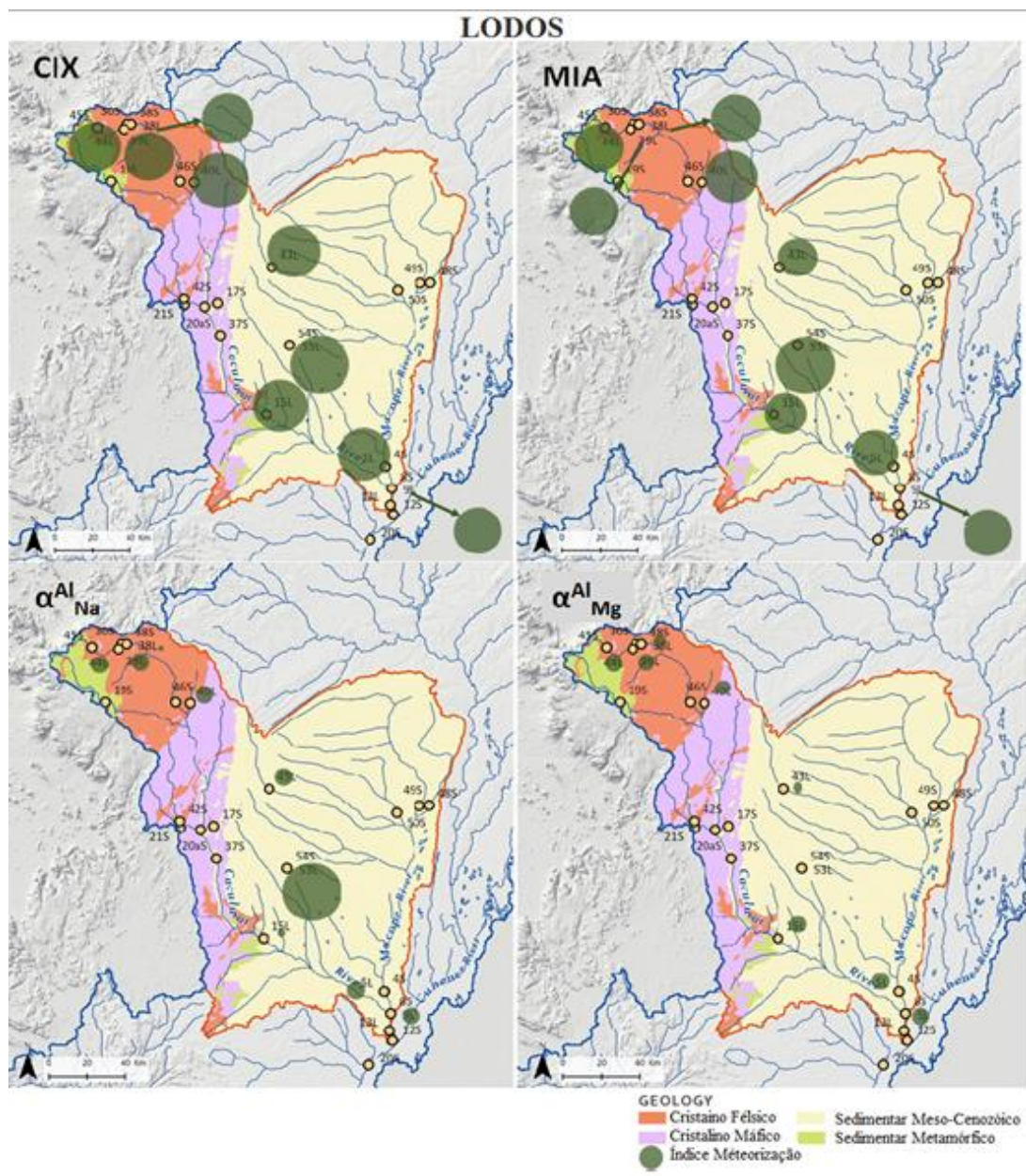


Figura 71 - Índices de intensidade de alteração química (CIX, MIA, α^{Al}_{Na} e α^{Al}_{Mg}) obtidos com depósitos lodosos.

A comparação dos valores obtidos para diferentes índices de meteorização permite tirar algumas conclusões (Fig. 70 e 71). Apesar de alguma dispersão e dos valores anômalos obtidos para uma amostra, em termos de empobrecimento em Na e Ca, são observadas correlações razoáveis entre os diferentes *proxies* de alteração química determinados com depósitos lodosos. A dispersão é significativamente maior nas areias (Fig. 72), verificando-se:

- α_K^{Al} muito elevado onde a fonte é principalmente máfica, mostrando-se, portanto, mais pobre em K e elementos associados.

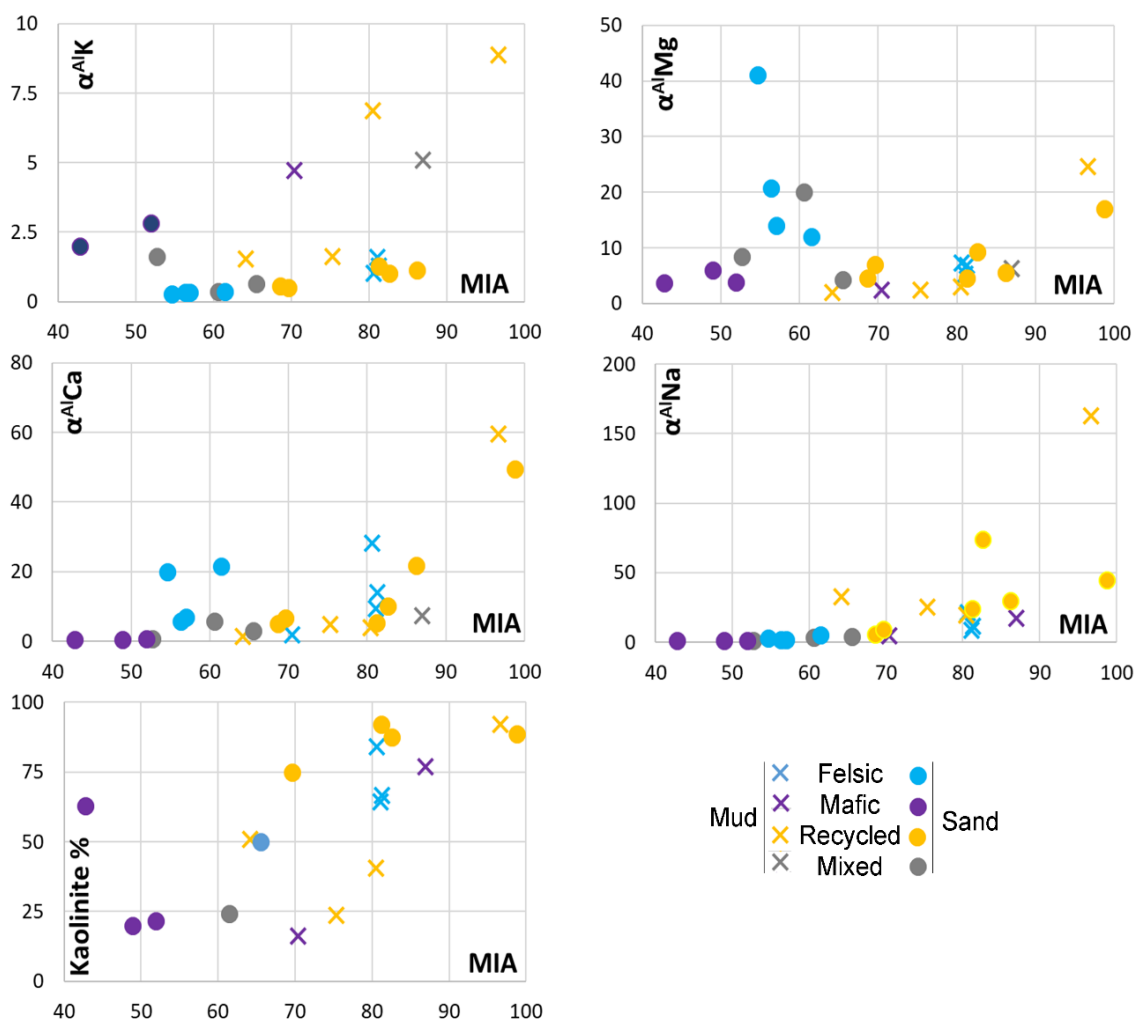


Figura 72 - Gráficos de dispersão com comparação de diferentes parâmetros usados para avaliar a intensidade da meteorização.

- α_{Mg}^{Al} e α_{Ca}^{Al} muito elevados onde a fonte é félsica, mostrando-se, portanto, mais pobre em Na, Ca e elementos associados.

Tais relações demonstram a forte dependência composicional que um depósito arenoso tem da natureza da fonte sedimentar e a sua menor eficácia na análise das transformações condicionadas pela meteorização química quando comparada com frações mais finas.

9.3.1.1 Influência sobre um grupo específico de elementos: as REE

Para perceber melhor a forma como a alteração química afeta a composição de sedimentos, em particular as concentrações de elementos que tendem a ser considerados imóveis, foi realizada uma análise de componentes principais (PCA) envolvendo este grupo de elementos e os índices de alteração química.

A PCA separa muito os conjuntos de amostras de areia e lodo (Fig. 73 – A). No entanto, uma amostra de areia colhida no curso superior da bacia hidrográfica do Caculuar, proveniente de unidades metas-sedimentares, é representada juntamente com lodos. Este PCA também agrupa a maioria de variáveis indicativas de intensidade de meteorização (CIA, CIX, MIA, α_{Na}^{Al} e α_{Ca}^{Al}) com o conjunto dos REE leves, REE pesadas e Eu na região do PCA onde os depósitos lodosos surgem lançados.

Apenas α_{Mg}^{Al} e α_K^{Al} , que são fortemente influenciados pela composição da fonte primária (Dinis et al., 2017; Parer, 1970), não são agrupados com os demais parâmetros de meteorização, sendo representados em lados opostos do mapa PCA (Fig. 73 A e B).

Para remover o efeito do tamanho de grão na composição do sedimento, duas PCA adicionais foram realizadas para depósitos exclusivamente de lodo e areia. Devido ao número limitado de amostras, algumas variáveis consideradas redundantes não foram incluídas (Gd_N/Yb_N e MIA em ambas PCA; CIX, α_K^{Al} e α_{Ca}^{Al} na PCA para lodos) e apenas $\sum REE$ foi considerado.

No mapa PCA para depósitos de areia, Eu/Eu^* e La_N/Yb_N aparecem ligados em oposição a Ce/Ce^* , enquanto os índices de meteorização são representados ortogonalmente, indicando que a alteração superficial não é um fator determinante para

os padrões de REE (Fig. 73 – B). Em relação aos lodos, os índices de meteorização parecem se correlacionar com Ce/Ce* em oposição aos índices de fracionamento (Fig. 73 – C), sugerindo uma concentração de Ce durante a alteração da superfície. O número limitado de amostras de lodo não permite conclusões seguras sobre os efeitos de meteorização. Mas eles são compatíveis com a mobilização preferencial de REE leves (Garzanti e Resentini, 2016) e a concentração de Ce em óxidos secundários formados durante a meteorização (Laveuf e Cornu, 2009; Davranche et al., 2008).

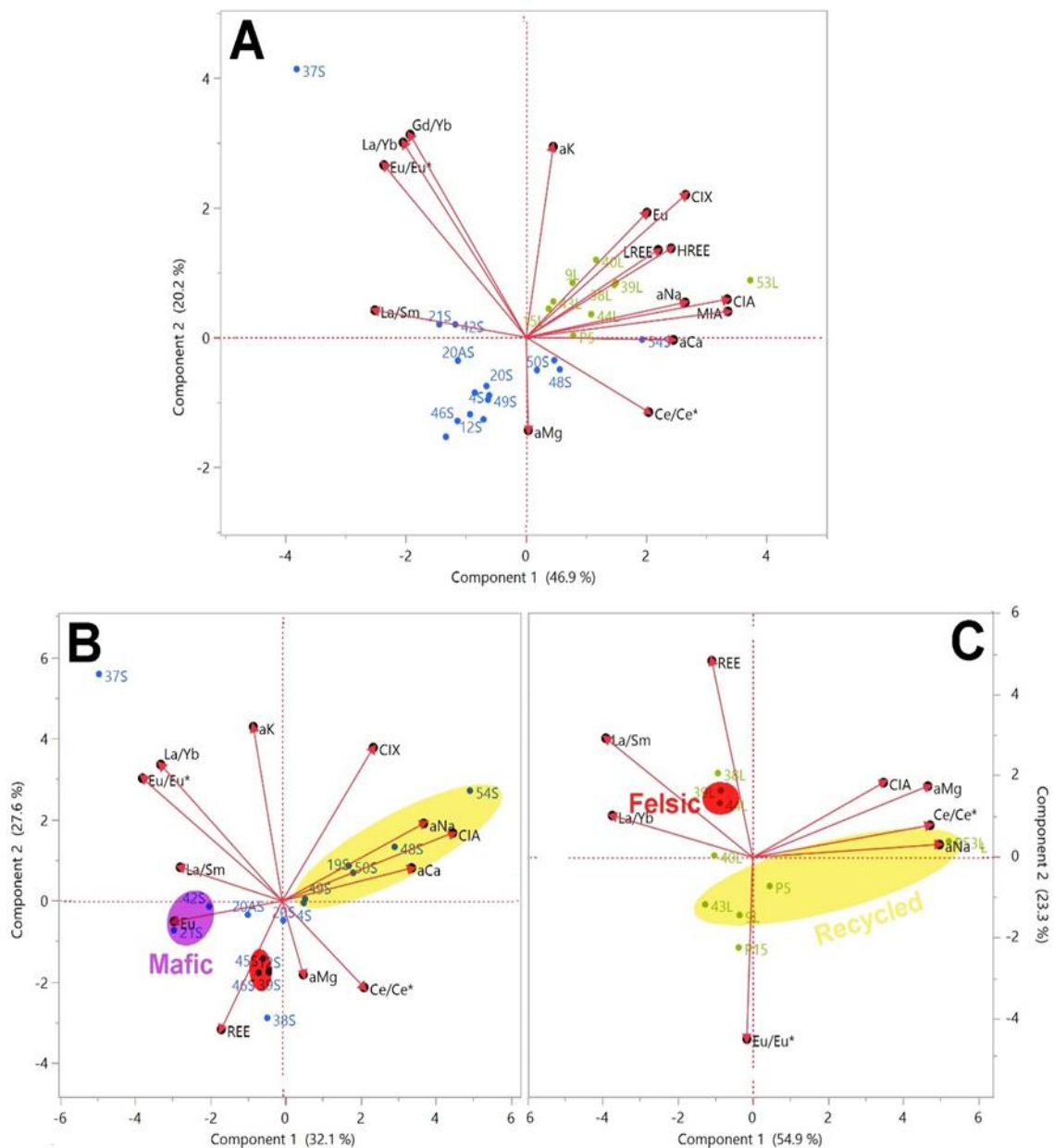


Figura 73 - Projeção de amostras e variáveis nos dois principais componentes obtidos a partir duma seleção de teores de REE, parâmetros que caracterizam a distribuição de REE e índices de meteorização. São apresentados resultados para a totalidade das amostras (A) e exclusivamente para depósitos de areia (B) e lodo (C).

A PCA para lodos também mostra teores de REE em oposição a Eu/Eu*. Como os minerais secundários portadores de REE tendem a apresentar uma anomalia negativa mais forte do Eu (Eu/Eu* inferior) do que os minerais primários dos quais eles resultam (por exemplo, feldspato, mica e silicatos ferromagnesianos (Li et al., 2020; Gao e Wedepohl, 1995), a meteorização química pode estar promovendo algum enriquecimento em REE.

9.4 Alterações composicionais em ciclos sedimentares

A reciclagem sedimentar acontece quando os materiais detríticos são alimentados a partir de outras unidades sedimentares. Quando um depósito integra alguma componente reciclada a sua composição não reflete necessariamente as condições ambientais associadas à geração desse depósito, mas apresenta características parcialmente herdadas de unidades sedimentares formadas no passado. Numa área de alimentação em que ocorrem exclusivamente unidades sedimentares que já passaram por diversos ciclos deposicionais, como as geradas no setor Mucope, parte oriental da bacia hidrográfica do Cuculuvar, as características composicionais serão determinadas pelo somatório das transformações produzidas durante esta sucessão de ciclos. As unidades sedimentares assim produzidas podem sugerir intensa alteração química e abrasão mecânica sendo estas virtualmente nulas ou muito reduzidas durante o último ciclo (Dinis, 2021).

Sabemos que os múltiplos ciclos deposicionais podem resultar em areias muito ricas em quartzo, como as que são produzidas no setor Mucope. Uma intensa diluição em quartzo acontece devido ao enriquecimento progressivo em minerais estáveis do ponto de vista químico e mecânico (Garzanti et al., 2019). Grosso modo, procurou-se, nesta seção, apresentar algumas ideias sobre os processos que condicionam as transformações composicionais que se podem relacionar com o efeito acumulativo de vários ciclos deposicionais.

9.4.1 Processos químicos

O diagrama mostra claramente como a diluição de quartzo em areias recicladas é responsável pelo empobrecimento em REE (Fig. 74). Este conjunto de amostras também é caracterizado por um Eu/Eu^* particularmente baixo, respondendo à destruição dos feldspatos, e perfis de REE mais planos, devido à solubilidade dos REE leves.

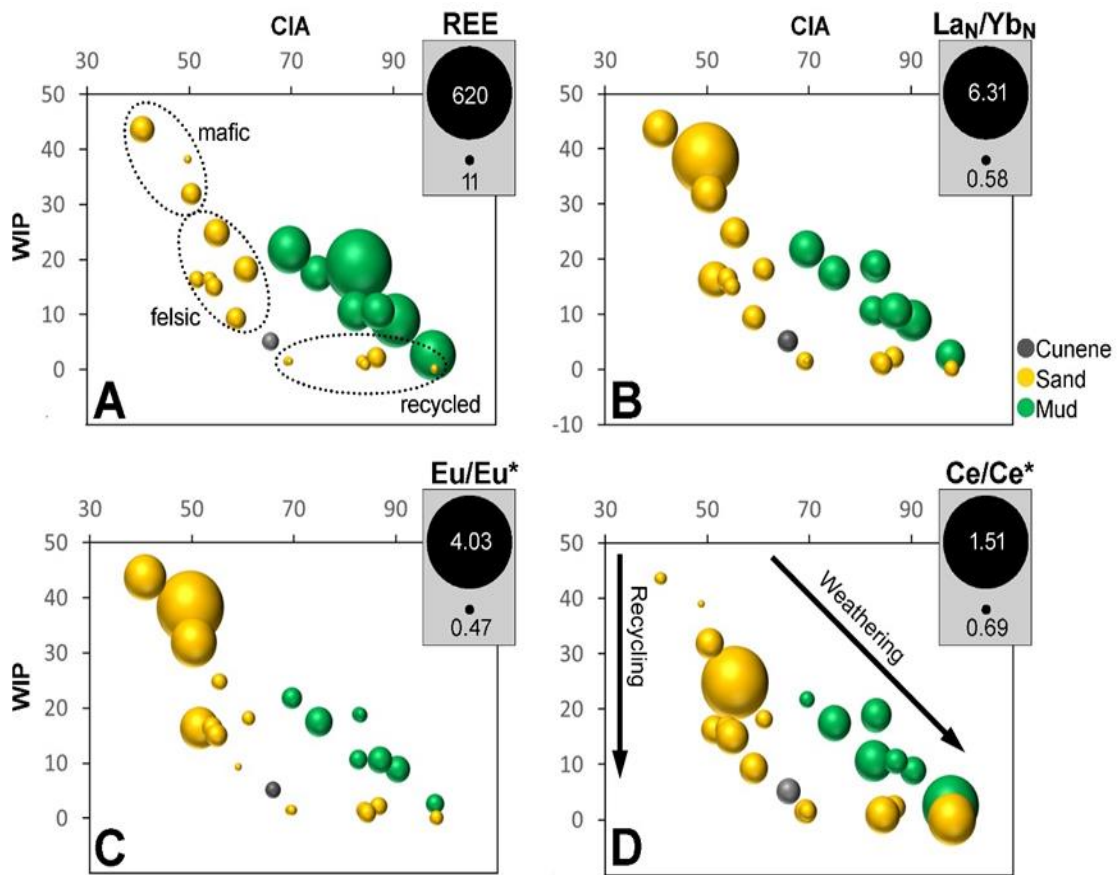


Figura 664 - Diagrama de bolhas com representação dos índices de meteorização CIA e WIP e o tamanho da bolha proporcional a concentrações e padrões de distribuição de REE. Os tamanhos das bolhas representam $\sum REE$ (A), fracionamento de REE (B), anomalia de Eu (C), e anomalia de Ce (D).

Como esperado, a composição das lamias não é tão afetada pela diluição do quartzo como observado com as areias. Geoquimicamente, os lodos associados a processos de reciclagem sedimentar colhidos no setor Mucope são sempre fortemente empobrecidos em Na_2O , mas não necessariamente em CaO e MgO . Assim, a reciclagem

impõe grande eliminação de Na, enquanto outros elementos alcalinos ou alcalino-terrosos podem ficar retidos. A presença de carbonatos em sedimentos da bacia do Calaári (setor Mucope) sugere que algum Ca e Mg podem estar associada a estes minerais. Adicionalmente, a lixiviação destes elementos tende a ser limitada por processos de adsorção em minerais de argilas, como a esmectite, que foi identificada nestes depósitos. Trabalhos anteriores têm demonstrado significativa adsorção de Ca por argilas esmectíticas (Sposito et al., 1983; Tournassat et al., 2009). A esmectite também pode incorporar Mg nas suas folhas octaédricas e em espaços entre camadas, contribuindo assim para explicar a ocorrência de quantidades relativamente elevadas de Mg.

A complexidade introduzida pela reciclagem na interpretação dos índices de alteração química também é confirmada pelas relações entre a mineralogia da argila e a pluviosidade (Fig. 75). Os teores de caulinite em fontes máficas e félsicas primárias parecem correlacionar-se razoavelmente com a precipitação atmosférica, mas não se observa qualquer relação para amostras com componente reciclado significativo, porque a caulinite pode derivar das suas unidades sedimentares de alimentação.

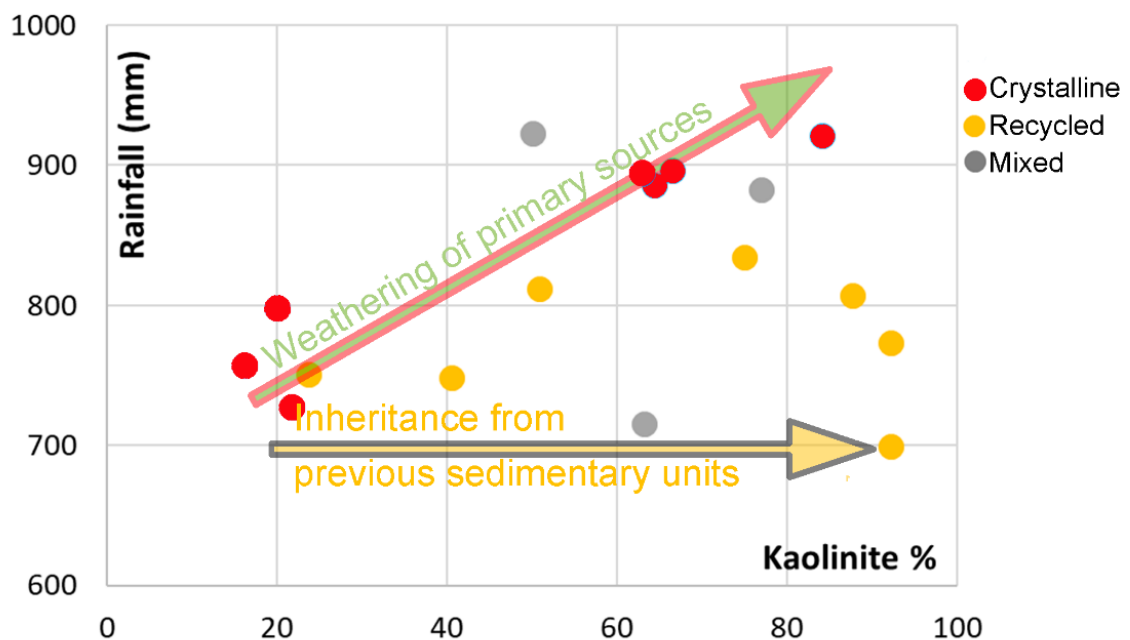


Figura 75 - Relação entre percentagens de caulinite e precipitação média nas respectivas áreas de alimentação. Uma possível correlação só se observa quando não são considerados depósitos que integram quantidade significativa de material sedimentar reciclado.

9.4.2 Processos físicos

A segregação de material sedimentar com diferentes tamanhos, formas e densidades desempenha um papel fundamental para a composição dos sedimentos (Su et al., 2017; Wu et al., 2019; Bayon et al., 2015; González-Álvarez e Kerrich, 2012; Garzanti et al., 2010). Com a reciclagem sedimentar ocorre uma diminuição mais pronunciada do teor de Ti do que da maioria dos outros elementos não-móveis.

A desintegração mecânica dos minerais mais instáveis também pode alterar a composição do sedimento. Por exemplo, uma diminuição a jusante em feldspatos, em relação ao quartzo, já foi atribuída a desagregação mecânica (Savage et al., 1988; McBride et al., 1996), mas os trabalhos anteriores demonstraram que a maioria dos minerais encontrados em estruturas detríticas resiste até mesmo a transporte ultra-longo (Garzanti et al., 2015).

Os processos físicos associados a ciclos sedimentares parecem ser responsáveis por um esgotamento em Ti em relação às rochas geradoras. De facto, este elemento tende a se concentrar em frações de grão fino, que são facilmente arrastadas pela corrente durante um ciclo sedimentar.

Trabalhos anteriores que tomaram em consideração a composição de sedimentos dos rios Caculuar e Mucope mostraram que uma das razões para a fração argilosa refletir particularmente bem as transformações composicionais associadas a um determinado ciclo deposicional é o facto de serem mais facilmente expulsas do sistema, não havendo tanta propensão para a herança de condições ambientais prévias (Dinis et al., 2020).

A forma como os processos físicos influenciam a composição de sedimentos surge bem patente a partir de uma PCA envolvendo variáveis de composição química, com destaque para os REE (Fig. 76). Como ponto de partida, refira-se que quantidades significativas de REE em sedimentos fluviais são hospedadas por partículas cujas concentrações são fortemente influenciadas por processos de seleção sedimentar, como os minerais pesados (Garzanti et al., 2011; Yang et al., 2002) e os minerais argilosos (Vital e Stattegger, 2000; He et al., 2015; Cullers, 1975).

Para os depósitos estudados, a PCA realizada com dados geoquímicos permite identificar um primeiro componente que justifica mais de metade da variância (62 %) e separa de forma perfeita sedimentos arenosos e lodosos (Fig. 76). Este componente apresenta pesos elevados da Si (valores negativos) em clara oposição ao Al (valores positivos). Na generalidade dos elementos que se concentram em minerais pesados também surgem projetados com valores positivos de PC1.

O segundo componente (PC2; 15.6 % da variabilidade composicional) apresenta valores positivos elevados de Na e Ca, que são projetadas com o Eu/Eu*. Esta proximidade reflete a presença de Eu na papioclase (McLennan, 1989), que é abundante em depósitos derivados de unidades máficas. Com valores negativos, ainda que moderados, surge a anomalia do Ce/Ce*. Esta oposição sugere um enriquecimento em Ce em sedimentos com pouco feldspato.

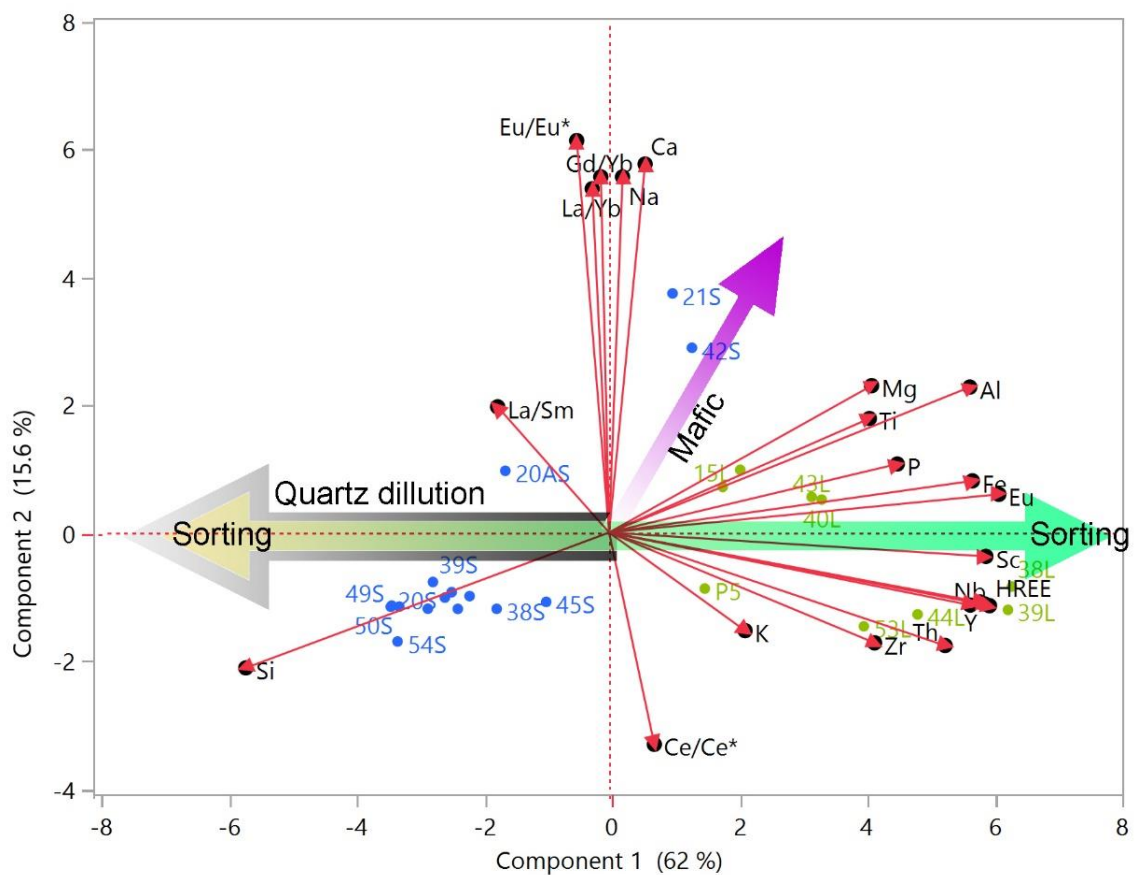


Figura 76 - Mapa dos principais componentes obtidos a partir da seleção dos elementos maiores, concentração de REE e parâmetros que caracterizam a composição dos REE.

Este PCA mostra assim o efeito que os múltiplos ciclos sedimentares responsáveis pela segregação de uma fração enriquecida em quartzo pode ter na composição dos sedimentos. A calibragem é responsável pela separação de partículas de grão fino (argila e a areia fina, dependendo das condições de fluxo), que são preferencialmente transportadas em suspensão, de partículas mais grossas, transportadas principalmente como carga de fundo (Culler, 1975). Os lodos são caracterizados pelo enriquecimento em elementos que tendem a ser hospedados em filossilicatos, como Al (minerais argilosos e micas), Fe e Mg (por exemplo, biotite, clorite alguma ilite) e K (moscovite e alguma ilite). O titânio, juntamente com muitos minerais portadores de REE, também tendem a se concentrar com as frações mais finas. Por outro lado, as areias são enriquecidas em quartzo juntamente com quantidades variáveis de feldspato e minerais pesados de menores dimensões. Os REE também podem ser adsorvidos em minerais argilosos e óxidos de Fe-Mn, que podem conter a maior parte da componente lixiviável dos REE (Su et al., 2017). Com exceção de algumas areias de origem máfica, esses depósitos contêm pequenas quantidades de minerais pesados.

Em síntese, a seleção sedimentar tende a produzir areias com baixos teores de REE. Exceções ocasionais são o Eu, hospedado em feldspatos, e o Ce, provavelmente, associado a *coatings* em grãos mais volumosos (Fig. 76).

CAPÍTULO X – CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECIMENTO DE POTENCIAIS RECURSOS GEOLÓGICOS

É reconhecido o elevado potencial em termos de recursos naturais do território angolano. Todavia, não está disponível documentação onde se apresenta uma sistemática avaliação dos recursos geológicos na região Sudoeste do país. A necessidade de descobrir e mapear novos depósitos minerais no território em apreço exige estudos geológicos e exploratórios robustos, cientificamente eficazes. Estudos de averiguação ou de prospeção de depósitos minerais são suportáveis, se houver investigações multidisciplinares com colaboração efetiva entre academias, interesse entre órgãos governamentais, interesse de companhias mineiras e institutos de pesquisa, entre outros; dado os suportes financeiros e os recursos humanos qualificados que são necessários para levar a cabo esse projeto.

Quando se encontram concentrações naturais de materiais geológicos com potencial interesse económico pode-se falar em recursos geológicos (Malkani, 2020). Os recursos são identificados e analisados, se for possível, apresentando com algum rigor a geometria do corpo que o integra, bem como a distribuição de teores, de forma a avaliar a qualidade e quantidade desse corpo (Harben, 1996). Também se enquadra no conceito de recursos geológicos, as potenciais acumulações ainda não identificadas, mas que se julga existirem, podendo estes serem classificados como hipotéticos, por exemplo, quando o contexto geológico permite supor a associação com determinada província metalogenética, ou especulativos – recursos que podem ocorrer em condições favoráveis, mas que geralmente ainda não foram identificadas (Malkani, 2020). Um outro aspeto a considerar, quando se procede a análise dos recursos é a sua viabilidade económica (Quennell, 1951). Os teores, volumes e outras condicionantes não intrínsecas ao depósito mineral acabam por determinar se a exploração é economicamente viável em condições marginais ou, simplesmente inviável (Alnawafleh, et. al., 2013; Gomes, 1990; Malkani, 2020).

No caso da possível exploração de um recurso identificado ser economicamente viável entra-se no domínio das reservas (e.g., Brost et al., 1973; Mckelvey e Kleppe, 1976). O conceito de reserva depende, assim, para além das propriedades geométricas e composicionais do depósito, de outros fatores tecnológicos (a presença de tecnologia que permita a sua extração e processamento), económicos (a cotação) e políticos ou

Sociais. Esta organização dos recursos é apresentada de forma elegante através do clássico diagrama (Fig. 77).



Figura 67 - Classificação dos recursos minerais (retirado de Gomes, 1990).

Números recentes referem um crescimento da exportação durante os últimos anos, atingindo-se perto de 150 mil metros cúbicos de “granito” processado na província da Huíla em 2022, mostrando a importância que este ramo de atividade tem para a economia local (Fig. 78) Também enquadrável nos recursos com exploração industrial, merece referência as águas da Chela, exploradas em unidades siliciosas do Grupo da Chela, observadas no Planalto da Humpata. Estas, são caracterizadas por baixa mineralização e pH levemente ácido (André, 2013). Números de meados da década passada apontavam para uma produção da ordem de 50 mil litros dia (novojornal, 2013). Os trabalhos realizados sobre sedimentos fluviais pouco podem contribuir para o conhecimento destes recursos mencionados.

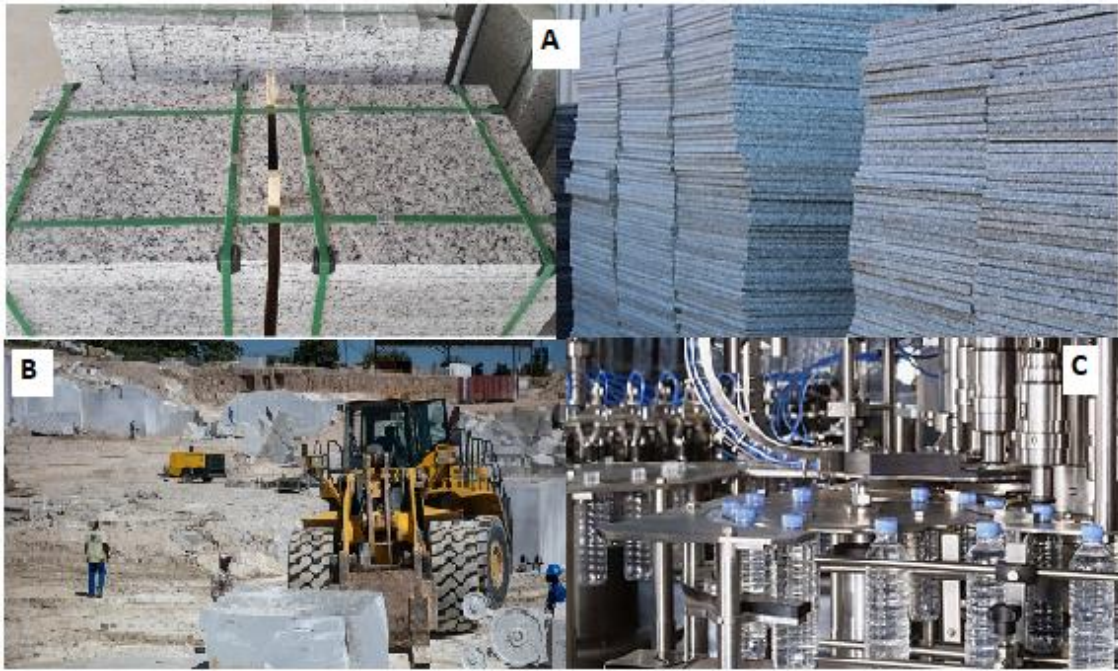


Figura 78 - Exploração e uso de recursos minerais na região da BHC; A – peças ornamentais produzidas com o granito regional; B – Exploração de granito para matéria – prima em indústrias locais e para exportação; C – Produção de água no Planalto da Humpata.

Estão identificados no seio da bacia hidrográfica do Caculuar diversos recursos geológicos com potencial interesse económico (Fig. 79), sendo que alguns já são alvo de exploração industrial. Merece aqui destaque, a pedra ornamental que tem sido explorada, tanto nas unidades do ciclo Eburneano como do complexo Gabro-anortosítico.

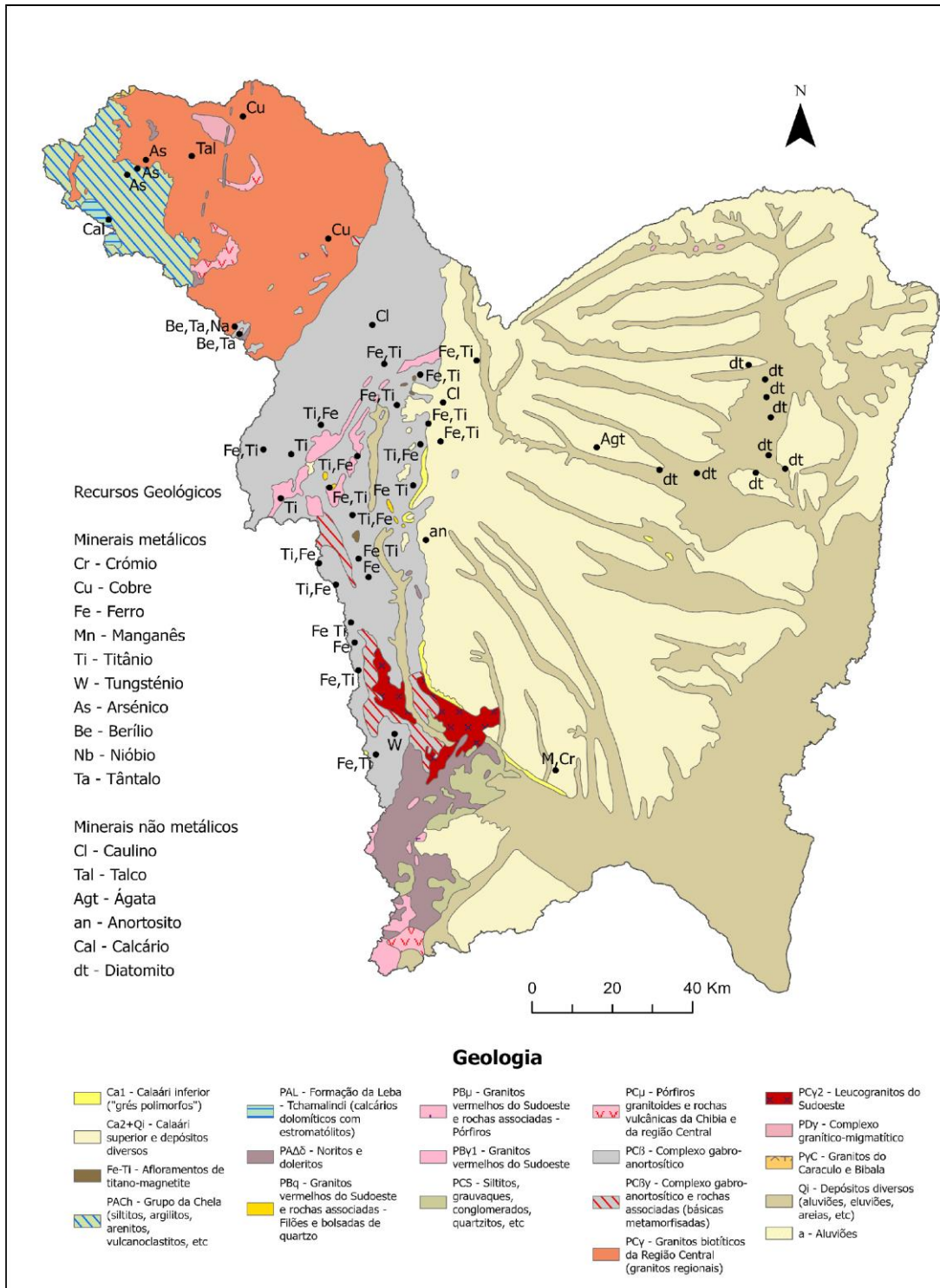


Figura 689 - Carta geológica da BHC com indicação de recursos geológicos identificados (baseado em Manual et al, 2005).

Os teores determinados para os vários elementos químicos e minerais não fazem supor a existência de quaisquer depósitos de tipo “*placer*”. De qualquer forma, o

levantamento das características composicionais de sedimentos fluviais da bacia hidrográfica do Caculuar (BHC) permite tecer algumas considerações sobre os recursos geológicos regionais.

10.1 Minerais industriais

A categoria dos minerais industriais integra, entre outros, materiais não metálicos que podem ser usados, após processos de transformação pouco complexos, em indústrias diversas, como as da cerâmica e do vidro, ou quase diretamente, como matérias-primas para a construção civil. Os dados obtidos para a BHC permitem reconhecer um claro potencial em termos de argilas e quartzo.

10.1.1. Quartzo

O quartzo é desde longa data uma matéria prima fundamental na indústria, sendo usado também em diversos produtos cerâmicos, químicos, farmacêuticos, metalúrgicos, entre outros (Gomes, 1990; Guzzo, 2008). Mais recentemente, o quartzo tem sido adotado na exploração de hidrocarbonetos, auxiliando como um propante nos processos de fracturação hidráulica, mantendo as fraturas abertas. As propriedades da sílica como semi-condutor também fazem do quartzo puro um produto de grande interesse para processos industriais associados às novas tecnologias, como por exemplo, no domínio das fibras óticas e das células fotovoltaicas. Uma exploração industrial de quartzo/sílica na região do Mucope iria em grande medida contribuir para a diminuição de várias dificuldades económicas e financeiras que a população local enfrenta.

Os resultados obtidos no presente estudo mostram que o quartzo é o principal mineral existente em depósitos arenosos alimentados pela Bacia do Calaári (Mucope). Segundo os dados de XRD, este mineral é praticamente predominante na área de confluência do rio Mucope com o Caculuar (4S), e também em algumas amostras colhidas em posições a montante (48S e 50S). Estas areias apresentam mais de 97% de sílica. De resto, observa-se apenas alumina limitada a valores da ordem de 1%, os óxidos de ferro, cálcio e potássio constituindo menos de 0,4% e aproximadamente 0,1% de TiO_2 e Zr. As amostras enriquecidas em quartzo têm em comum valores de perda ao rubro significativamente superiores aos de alumina (1-1,9%).

Tais teores de sílica enquadram assim alguns depósitos arenosos amostrados na categoria das “areias siliciosas magras” (Frohlich, 1999). Para além de quantidades reduzidas de feldspato, parte significativa dos outros constituintes estará associado à fração densa (sobretudo zircão e opacos, integrando Fe, Ti, Zr) ou a alguma componente carbonatada ou matéria não mineral (perda ao rubro e Ca). Dada a granulometria e o carácter friável dos depósitos estudados, a separação destas frações pode ser conseguida facilmente através de métodos simples de processamento mineral. Para mais, uma prospeção mais fina deve assegurar a identificação de unidades no seio da Bacia do Calaári (setor Mucope) com níveis de pureza em quartzo bastante melhores.

Importa lembrar que a abundância de quartzo em sedimentos da Bacia do Calaári resultará duma sucessão de processos químicos e físicos em diferentes ciclos deposicionais. Para além de intensa alteração química e abrasão mecânica próximo da superfície, a presença de depósitos quartzosos ultrapuros deve envolver transformações diagenéticas profundas e prolongadas no tempo (Garzanti et al., 2020). A geração dos sedimentos em trânsito no Setor Mucope envolveu transporte fluvial de material detrítico para a Bacia do Calaári durante o Cretácico terminal e, sobretudo, o Cenozóico, permitindo a acumulação duma sucessão sedimentar que pode atingir algumas centenas de metros de espessura, ainda que esta varie significativamente entre diferentes setores da bacia. Posteriormente ocorreu um soerguimento tectónico e retrabalhamento dos sedimentos em sistemas eólicos, particularmente, durante períodos secos do Pliocénico e Quaternário (Haddon e McCarthy, 2005).

Também como fonte de sílica e com origem no Setor Mucope, mas sem as características cristalinas do quartzo, merece aqui referência o diatomito. Trata-se de uma rocha porosa de baixa densidade resultante da acumulação de carapaças de algas de diatomáceas que tem múltiplas aplicações como filtros, isolantes, absorventes, abrasivos, mas também na agricultura, construção civil, indústrias química e farmacêutica, etc. Estão documentadas ocorrências de diatomitos em corpos palustres ou lacustres da Bacia do Calaári (Fig. 79). Todavia, a existência destes materiais não se refletiu nos sedimentos fluviais estudados.

10.1.2 Argilas

Na BHC, os mantos de alteração que podem servir como fonte de argilas são facilmente identificados, sobretudo sobre unidades cristalinas tanto de natureza máfica como félsica. Estes alcançam facilmente 3 metros de espessura (Marques, 1977). Ocorrem ainda em terrenos planos e em vales fortemente erodidos pela ação de correntes superficiais e pela ação antrópica.

As argilas na BHC têm sido exploradas sobretudo para a produção de tijolos (Fig. 80). Nos anos do pós-guerra civil esta atividade foi de grande importância em virtude da demanda para a construção civil. As argilas destinam-se ainda à produção de diversos utensílios de cerâmica, etc. Existe há décadas, no Lubango, uma fábrica de grande porte, que recorre a depósitos de argila da região para a produção de material de construção civil (Fig. 80).



Figura 8069 - exploração industrial de argila na cidade do Lubango (<https://www.google.com/search>).

Os seus depósitos argilosos são explorados abaixo da demanda que a região apresenta. Este facto tem condicionado o poder de aquisição do material produzido, pela maior parte da população local, devido aos altos preços de comercialização praticados, bem como devido, ao baixo poder de resposta às necessidades da população.

Encontram-se ainda inúmeros locais de exploração ativa ou recentemente abandonada de depósitos argila, sendo que a maior parte deles são explorados sem estudos geológicos e ambientais prévios. Muitos, criados circunstancialmente aquando da construção de moradias precárias que abrigam grande parte da população da área em estudo, destinam-se ao fabrico de tijolos em adobe (Fig. 81).



Figura 81 - Uso artesanal de argilas, para a produção de adobes para a construção de moradias; fabrico artesanal de vasos outros utensílios domésticos (<https://www.google.com/search>).

Dos minerais de argila identificados, a caulinite é a única que está sempre presente (24-92%, média 58%). Com maior ocorrência no setor Mucope, onde pode ser quase exclusiva, existem altos teores de caulinite um pouco por toda a extensão da BHC, com exceção do complexo máfico (Tabela 14). Todavia, no setor Mucope, não foi

fácil amostrar sedimentos francamente lodosos, provavelmente por haver uma tendência para mobilização preferencial das partículas de menor calibre durante os processos de reciclagem sedimentar. Não se nota qualquer diferença consistente em termos de proporções de caulinite quando se comparam as frações argilosas extraídas de sedimentos arenosos e lodosos alimentados por áreas com diferentes características litológicas.

A caulinite é o mineral que está associado a alteração química mais intensa, favorecida por condições ácidas sob temperatura e humidade elevadas (Fig. 82), verificando-se que as proporções de caulinite tendem a aumentar independentemente da composição do material de origem (Chamley, 1989; Velde, 1993). Assim, admitindo que não há condições para a formação de crostas lateríticas (dominadas por óxidos de ferro) ou bauxíticas (dominadas por óxidos de alumínio), quando os perfis de alteração são mais espessos, é de prever um enriquecimento em caulinite nos seus níveis mais elevados.

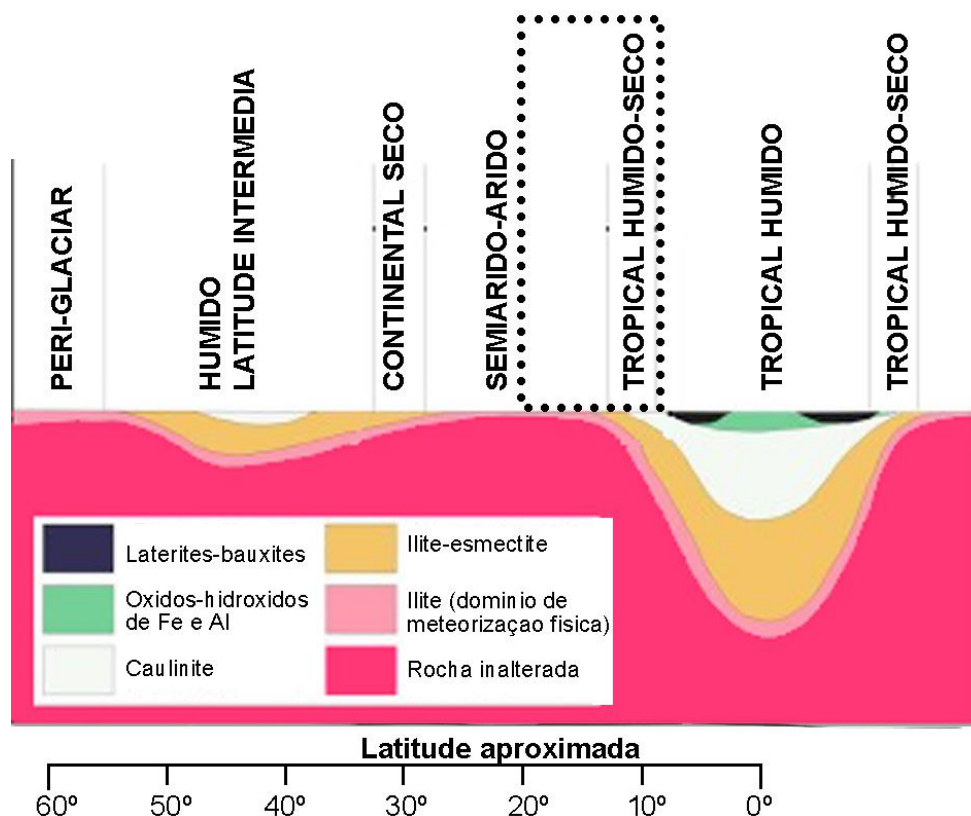


Figura 82 - Diferentes características dos perfis de alteração em função da latitude e condições climáticas (Summerfield, 2014).

As argilas expansivas do grupo da esmecite são também comuns em alguns sedimentos fluviais da BHC. Algumas características deste mineral, como a elevada capacidade de troca catiónica e propriedades de hidratação, conferem-lhe diversas possibilidades de aplicação específica (Kloprogge, 1999). Destaca-se a sua utilização na indústria cerâmica, de cosméticos, no tratamento de rejeitos e descontaminação de solos (Lantenois et al. 2008 e Anadão et al. 2010). Estes minerais são particularmente abundantes em sedimentos de linhas de água que drenam o Complexo-Gabro-anortosítico, mas também no setor Mucope. Dada a escassez da fração fina em sedimentos que drenam o setor Mucope, os dados composicionais obtidos neste trabalho não revelam a presença de qualquer depósito enriquecido em argilas expansivas nesta região. Mas a prospeção de mantos de alteração sobre o Complexo Gabro-anortosítico, em particular nas regiões de menor latitude onde as condições climáticas são mais húmidas, afigura-se mais promissora.

10.2 Terras raras e elementos associados

A demanda por elementos terras raras (REE) no mercado mundial tem crescido substancialmente, por serem de grande aplicabilidade para as novas tecnologias, com ênfase especial em energias verdes, eletrônica, informática, bem como em práticas agrícolas inovadoras (p.ex., Zhou, 2017; Balaram, 2019; Dushyantha et al., 2020). Os depósitos de REE podem ser formados por processos primários magmáticos, metamórficos ou hidrotermais ou associados a processos secundários envolvendo enriquecimento por meteorização de fontes primárias e posterior acumulação em depósitos sedimentares (Kanazawa e Kamitani, 2006; Balaram, 2019).

Angola, recentemente ganhou relevância o projeto de exploração destes elementos de Longonjo, na província do Huambo que resulta de parceria entre instituições de Angola e Austrália. Nessa região afloram unidades ígneas do Cretácico com sienitos nefelínicos e carbonatitos. É, pois, presumível que a fonte primária destes depósitos seja de tipo ígneo associado a carbonatitos ou rochas alcalinas (Kanazawa e Kamitani, 2006). Estas rochas enriquecidas em terras raras estarão geneticamente relacionadas com a intrusão de magmas alcalinos na crosta continental (McBirney, 1993; Voncken, 2016).

Longonjo localiza-se na zona de cabeceira da bacia hidrográfica do Catumbela, contribuindo para a alimentação de um “placer” enriquecido em terras raras que se desenvolve em cordões de praia imediatamente a norte da foz do Rio Catumbela (Dinis et al., 2017).

As unidades ígneas de Longonjo afloram a mais de 250 km para NNE da BHC, estando identificadas pequenas manchas com rochas similares ao longo de um corredor estrutural que corta o território angolano segundo a direção NE-SW, *i.e.*, zona de falha da Lucapa (Fig. 83). Trata-se de uma estrutura crustal profunda que parece prolongar-se desde a República Democrática do Congo até ao Atlântico Sul, estando, para alguns autores, geneticamente ligada à Crista de Walvis (Walvis Ridge), que se supõe condicionada pelo *Hot Spot* de Tristão da Cunha (Fromm et al., 2015; Foulger, 2018). A zona de falha da Lucapa passaria assim próximo do Lubango, mas não há registo de sienitos nefelínicos e/ou carbonatitos cretácicos, semelhantes aos aflorantes em Longonjo, na BHC.

Ainda que a porção da BHC a drenar o corredor da Lucapa seja reduzida, podemos admitir que as unidades da Bacia do Calaári tenham sido parcialmente alimentadas a partir desse corredor. Nestes sedimentos também se verificam-se significativos enriquecimentos em zircão nas associações de minerais pesados, mas as quantidades absolutas desta fração em depósitos alimentados da Bacia do Calaári são as mais baixas de todos os depósitos regionais. De fato, a ocorrência de elementos que podem ser associados a minerais pesados que tendem a concentrar-se em frações silto-arenosas acaba por ser muito reduzida devido à diluição promovida pelo enriquecimento em quartzo. Algo que, como se viu atrás, está bem patente no setor Mucope da BHC.

Os sedimentos lodosos da BHC já apresentam concentrações consideravelmente mais elevadas de REE que os sedimentos arenosos (Fig. 64). Os teores mais elevados são encontrados em lamas colhidas em troços fluviais com áreas de drenagem húmidas que se desenvolvem sobretudo em unidades eburneanas maioritariamente félsicas (amostras 38L e 39L, com ~0,05% de REE; (Tabela. 19). Aqui os teores de REE são próximos dos observados nos depósitos secundários associados a mantos de alteração desenvolvidos em rochas graníticas, de teores relativamente baixos, como em Longan (Kanazawa e Kamitani, 2006). Estes sedimentos são também os que se encontram mais enriquecidos em Zr e Y.

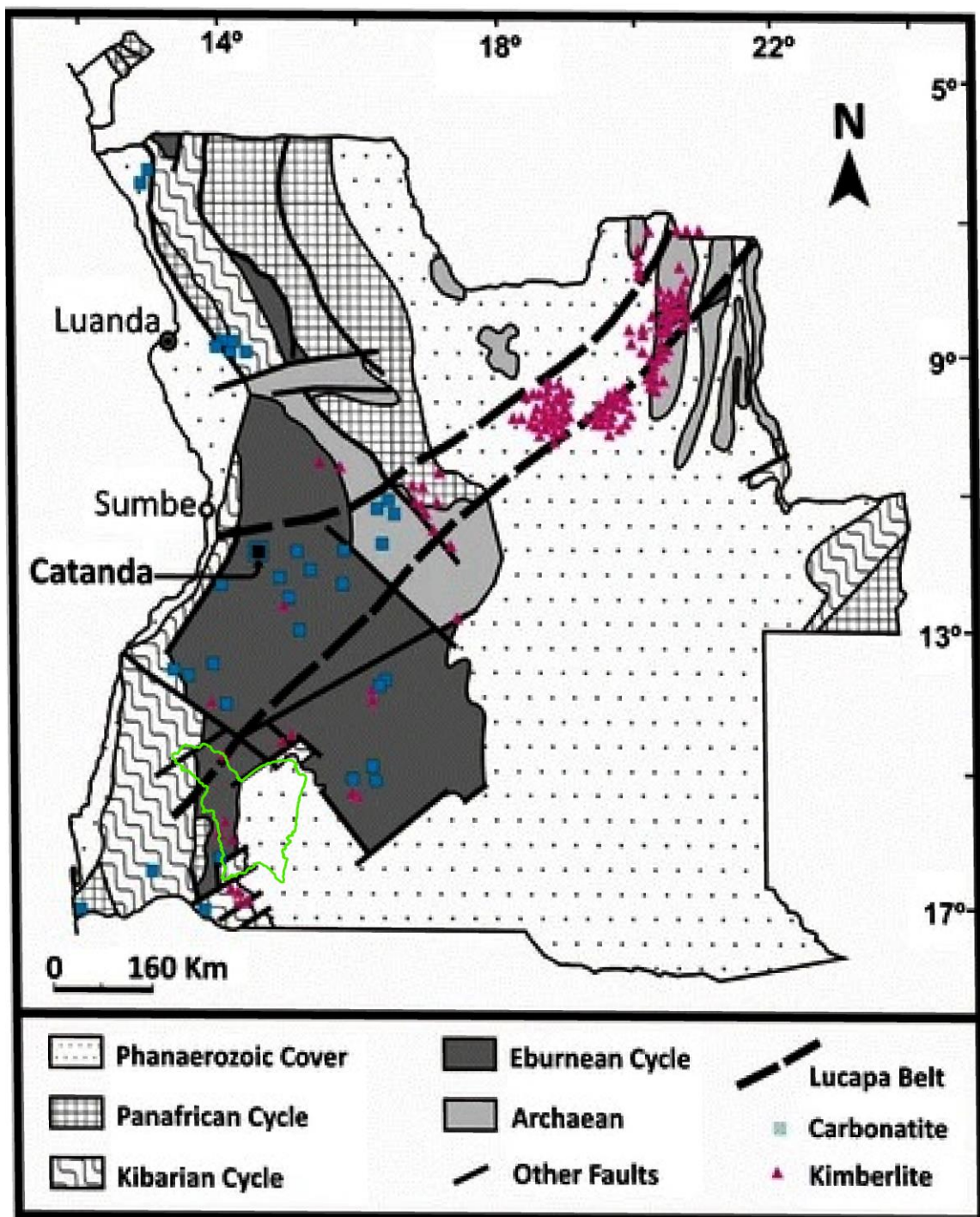


Figura 83 – O corredor da Lucapa e a sua ligação a afloramentos de carbonatitos e quimberlitos (retirado de Campey et al., 2014). A porção NW da BHC (traço amarelo) alcança este corredor estrutural.

10.3. Metais ferrosos

Estão documentadas mineralizações eluvio-aluvionares em carapaça, do tipo “chapéu de ferro”, sobre unidades do Complexo Gabro-anortosítico (Fig. 79). Estas

rochas magmáticas, para além de silicatos de Fe Mg (em particular, piroxena e olivina), já apresentam quantidades significativas de óxidos de Fe-Ti (Ashwal e Twist, 1994; Gleißner et al., 2010). Apesar das unidades do Complexo Gabro-anortosítico aflorarem em zonas onde as condições climáticas não são favoráveis a alteração extrema (Cwb e BSh; Capítulo VII), a sua vulnerabilidade à alteração química e condições climáticas regionais passadas podem ter favorecido a formação de depósitos minerais com enriquecimento superficial em óxidos de Fe-Ti. Neste aspeto, a oxidação de minerais ferro-magnesianos terá um papel fundamental para a formação dos resíduos locais de meteorização.

Os depósitos alimentados do Complexo Gabro-anortosítico são aqueles que revelam as maiores proporções de minerais pesados, incluído grandes quantidades relativas de minerais opacos, atingindo 2 a 4 vezes os valores medidos de minerais transparentes. Mas os teores determinados para o Fe (máximo de 4,28%) ou Ti (máximo de 2,91 %) nos sedimentos estudados, em particular devido ao reduzido número de amostras em linhas de água que drenam estas unidades, não contribuem significativamente para a identificação de jazidas com interesse económico. Sugerem mesmo que, genericamente e apesar de eventuais situações especiais de carácter local, as concentrações destes metais e elementos associados nas áreas de drenagem estarão longe daquilo que tem sido considerado relevante para as jazidas supergénicas de metais básicos ou metais ferrosos (Moura, 2016).

CAPÍTULO XI – CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Bacia hidrográfica do Caculuar (BHC), em virtude da forma como se distribuem as unidades líticas com diferentes características composicionais e da sua heterogeneidade morfológica e climática, é um excelente laboratório natural para estudar os processos que condicionam a produção de sedimentos. A investigação sobre os sedimentos em trânsito na BHC, com ênfase na contribuição sedimentar de suas principais fontes geológicas e nas transformações composicionais no decurso de ciclos deposicionais, permitiu retirar as seguintes conclusões:

- As componentes arenosas e lodosas são determinadas por diferentes fatores, com a primeira a depender sobretudo da geologia da área de alimentação e a segunda a estar fortemente condicionada pelos processos de meteorização.
- Sedimentos alimentados das unidades cristalinas félsicas e máficas da BHC e das unidades sedimentares oriundas do setor Mucope apresentam características composicionais marcadamente distintas. Esta diversidade composicional permite proceder a estimativas de contribuição detrítica de diferentes setores. De acordo com os modelos criados, baseados na mineralogia por DRX, geoquímica e associações de minerais pesados, algumas áreas parecem estar a fornecer mais sedimentos do que outras.
- As características morfométricas e climáticas nas áreas de drenagem exercem forte influência sobre as contribuições sedimentares de diferentes unidades líticas da BHC. A alimentação no curso superior do rio Caculuar, sobre formações cristalinas maioritariamente félsicas, é favorecida pela orografia, com declives acentuados, e pelo clima, com quedas pluviométricas altas. Já no setor Mucope, devido a relativa planura do seu relevo e à baixa precipitação, a contribuição sedimentar é mais baixa, apesar de aqui se encontrarem depósitos sedimentares não consolidados.
- Verificou-se também que, a montante da confluência com o Mucope, próximos do limite jusante da área de afloramento das unidades do Complexo Gabro-anortosítico, a contribuição máfica é esmagadora, apesar das unidades máficas não serem dominantes na área de drenagem. Aqui, a ausência de harmonia entre

as áreas de afloramento de diferentes unidades líticas e as características do sedimento produzido é atribuída à maior influência que as fontes próximas têm sobre a composição do sedimento.

- Uma vez que as contribuições dos diferentes tipos de rochas não refletem a representação espacial desses tipos de rochas nas áreas de drenagem e os resultados baseados em diferentes dados composicionais não são consensuais (associações de minerais pesados tendem a sobrestimar contribuições máficas, enquanto a mineralogia de DRX tende a sobrestimar a componente reciclada), uma interpretação da geologia da área de alimentação com base na natureza do sedimento produzido deve ser concretizada com cuidado. Em particular, deve recorrer-se ao número mais diversificado possível de dados composicionais.
- A ligação entre a composição das frações finas dos sedimentos e as condições de alteração química nas áreas de drenagem é confirmada pelas correlações razoáveis entre os diferentes *proxies* de meteorização baseados em dados químicos e mineralógicos.
- A alteração superficial não é um fator determinante para os padrões de muitos elementos imóveis, como os elementos de terras raras (REE). Todavia, com a meteorização ocorre alguma mobilização de Eu, e parece haver tendência para empobrecimento preferencial em REE leves a par de enriquecimento em Ce. A meteorização química também pode promover algum enriquecimento em REE nas frações mais finas. Apesar das condições climáticas atuais não favorecerem alteração química intensa, uma longa história de exposição sub-aérea, eventualmente sob condições mais húmidas no passado, em áreas aplanadas estará associada à formação de depósitos supergênicos de Fe-Ti.
- No que respeita aos sedimentos arenosos, os que se revelam mais influenciados pela meteorização química, produto de múltiplos ciclos deposicionais, são muito ricos em quartzo e sílica e apresentam baixos teores em todos os restantes elementos/minerais. Naturalmente, é nestes sedimentos que os teores em REE são mais baixos. Mas os depósitos enriquecidos em silício podem constituir importante recurso regional.
- A complexidade introduzida pela reciclagem na interpretação dos índices de alteração química é confirmada pelas relações entre a mineralogia da argila e a

pluviosidade. Nota-se que os teores de caulinite em fontes máficas e félsicas primárias parecem correlacionar-se razoavelmente com a precipitação atmosférica, mas não se observa qualquer relação para amostras significativa componente reciclada.

- Os processos físicos envolvidos nos vários ciclos deposicionais, designadamente aqueles que se associam à seleção sedimentar em função do volume, densidade e forma (calibragem) e da resistência mecânica, acabam por ter um papel decisivo na composição química dos sedimentos produzidos num sistema fortemente influenciado pela reciclagem sedimentar.

O presente trabalho constitui uma importante contribuição para o conhecimento dos sedimentos detríticos na região SW de Angola e dos processos exógenos, físicos e químicos, que condicionam a sua composição. Para lá dos limites da área geográfica sob investigação, o trabalho mostra a importância de se conhecer a complexidade de diversos processos exógenos quando se pretende usar a composição de sedimentos como meio para reconstruir condições ambientais em áreas de drenagens.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahmad, M. Z. e Singh, P. (2020). Implication of weathering and mineral sorting on rare earth element geochemistry of Pleistocene-Holocene sediments from Cauvery delta, south India. *Earth Syst. Sci*, 129, 1 – 22.
- Alloys and Compounds, 408-412: 1339-1343.
- Almeida, H. A. (2016). *Climatologia aplicada a Geografia*. Campina Grande. Amaro, S. L. (2015) *Contribuição para o conhecimento de caulinos de formações Cretácicas e plio-quadernárias da Bacia Lusitânica*. Universidade de Lisboa: tese de mestrado não publicada.
- Alnawafleh, H., Tarawneh, K. e Alrawashdeh, R. (2013). Geologic and economic potentials of minerals and industrial rocks in Jordan. *Natural Science*, 5, 756-769. doi: 10.4236/ns.2013.56092.
- Andrade, M. M. (1954). Rochas graníticas de Angola. Lisboa, Junta de Investigações Ultramar. 464.
- André, E. A. M. (2013). *Caracterização hidrogeológica do sistema aquífero da Chela na zona da Humpata*. Tese de mestrado, Universidade de Coimbra: tese de mestrado não publicada.
- Angola. Serviço Geológico de Angola.
- Araújo, A. G., Guimarães, F., Perevalov, O. V., Voinovsky, A. S., Tselikovosky, A. F., Agueev, Y. L., Polskoi, F. R., Khodirev, V. L. e Kondrátiev, A. I. (1992). *Geologia de Angola - Notícia Explicativa da Carta Geológica de Angola à escala de 1:1000 000*. Serv. Geologic. Angola.
- Arribas, J., Johnsson, M. J. e Critelli, S. (2007). Sedimentary provenance and petrogenesis: Perspectives from petrography and geochemistry. *Geological Society of America*.
- Ashwal, L. D. e Twist, D. (1994). The Kunene complex, Angola/Namibia: a composite
- Aubert, D., Stille, P. e Probst, A. (2021). REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, 387 – 406.

- Babechuk, M.G., Widdowson, M. e Kamber, B.S. (2014). Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chem. Geol.* 2014, 363, 56–75.
- Balaram, V. (2019). Rare earth elements: A review of applications, occurrence, exploration, analysis, recycling, and environmental impact. *Geoscience. Front.* 10, 1285 – 1303.
- Barbosa, L. A. G. (1970). Carta fitogeográfica de Angola.
- Bayon, G., Toucanne, S., Skonieczny, C., André, L., Bermell, S., Cheron, S. e Barrat, J. A. (2015). Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 170, 17-38.
- Bocato, V. R. C. (2006). Metodologia da pesquisa bibliográfica na área odontológica e artigo cientificamente como forma de comunicação. *Rev. Odontol. Univ. cidade são paulo, São Paulo*, v. 18, n. 3, pp, 265-274.
- Bouchez, J., Gaillardet, J., France-Lanord, C., Maurice, L. e Dutra-Maia, P. (2011). Grain size control of river suspended sediment geochemistry: Clues from Amazon River depth profiles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12,
- Brobst, D. A., Pratt, W. P. e McKelvey, V. E. (1973). Summary of United States mineral resources (No. 682). US Geological Survey.
- Campeny, M., Mangas, J., Melgarejo, J. C., Bambi, A., Alfonso, P., Gernon, T. e Manuel, J. (2014). The Catanda extrusive carbonatites (Kwanza Sul, Angola): an example of explosive carbonatitic volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 76, 1-15.
- Carvalho, H. (1984). Estratigrafia do Precâmbrico de Angola. *Garcia de Orta*, 7, 1–2.
- Carvalho, H. e Alves, P. H. (1990). Complexo Gabro-Anortosítico do SW de Angola/NW da Namíbia. Notas sobre a geologia geral. Tentativa de interpretação genética (Gabbro-Anortosite Complex of SW Angola/NW Namíbia. Notes about the general geology. An essay of genetic interpretation), *Com. Inst. Inv. Cient. Tropical, Sér. Ciências da Terra, Lisboa*, 2, 66 pp.

- Carvalho, H. e Fernandes, F.C. (1973). Notícia explicativa da Carta Geológica, escala 1:100.000. Folha Sul D-33, U- Chibemba. Direcção Provincial dos Serviços de Geologia e Minas, Luanda.
- Carvalho, H. e Pereira, E. (1969). Fenómenos de bordadura e metamorfização dos gabros da região de Vila de Almoester (Angola, África Ocidental Portuguesa), Bol. Serv. Geol. Min. Angola, Luanda, 20, pp. 25-53.
- Carvalho, H. e Simões, M. V. C. (1971). – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 376 (Macota), Serv. Geol. Min. Angola, Luanda, 53 pp.
- Carvalho, H., Tassinari, C., Alves, P., Guimarães, F. e Simões, M. (2000). Geochronological review of the Precambrian in Western Angola: links with Brazil. *African. Earth Sc*, 31, 383 – 402.
- CEP (2009). Carta geral dos solos de Angola. 12. Províncias de Luanda, Bengo e Cuanza Norte. Lisboa, Instituto de Investigação Científica Tropical (em preparação).
- CEP (1995). Carta Geral dos Solos de Angola. 8. Província de Malanje. Memórias (2ª Série), 71. Instituto de Investigação Científica Tropical, Lisboa.
- Chamley, H. (1989). *Clay Mineralogy*. Springer, Berlin.
- Chen, D. J., Lu, J., Shen, Y. N., Dahlgren, R. A. e Jin, S. Q. (2009). Estimation of critical nutrient amounts based on input-output analysis in an agriculture watershed of eastern China. *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 159 – 167.
- Christofolletti, A. (1970). Análise morfométrica de bacias hidrográficas no Planalto de Poços de Caldas, Tese (Livre Docência). Universidade Estadual Paulista.
- Collins, A.L., Pulley, S., Foster, I.D.L., Gellis, A., Porto, P. e Horowitz, A.J. (2017). Sediment source fingerprinting as an aid to catchment management: A review of the current state of knowledge and a methodological decision-tree for end-users. *Journal of Environmental Management*, 194, 86–108.

- Condie, K. C., Dengate, J. e Cullers, R. L. (1995). Behavior of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Range. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 279–294.
- Cook, C., Reason, J. C. e Hewitson, B. C. (2004). Wet and dry spells within particularly wet and dry summers in the South African summer rainfall region. *Climate Research*, 26, 17 – 31.
- Correia, H. (1973). Sobre a existência de rochas vulcanoclásticas na “Formação da Chela” (região do Planalto da Humpata). *Rev. Ciên. Geol. Cursos de Ciências*, Universidade de Luanda, vol.1, pp. 27-32.
- Correia, H. (1976). O Grupo da Chela e Formação da Leba como novas unidades litoestratigráficas resultantes da redefinição da Formação da Chela na região do Planalto da Humpata (Sudoeste de Angola). *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 20, 65 – 130.
- Crepani, E., Medeiros, J. S. Filho, P. H., Florenzano, T. G., Duarte, V. e Barbosa, C. C. F. (2001). Sensoriamento remoto e geoprocessamento aplicados ao zoneamento ecológico-econômico e ao ordenamento territorial. São José dos Campos: INPE, 124 p. (INPE-8454-RPQ/722).
- Crétat, J., Pohl, B., Dieppois, B., Berthou, S. e Pergaud, J. (2019). The Angola Low: relationship with southern African rainfall and ENSO. *Climate Dynamic*, 52, 1783 –1803.
- Cruz, A., Dinis, P. A., Gomes, A. e Leite, P. (2021). Influence of Sediment Cycling on the Rare-Earth Element Geochemistry of Fluvial Deposits (Caculuar–Mucupe, Cunene River Basin, Angola). *Geosciences*, 11, 384.
- Cruz, A., Dinis, P. A., Lučić, M, Gomes, A. e Leite, P. (2022). Spatial variation in sediment production and surface transformation in subtropical fluvial basins (Caculuar River, south-west Angola); Implication for the composition of sedimentary deposits). *Depositional Rec.* 1–16.
- Cullers, R. L., Chaudhuri, S., Arnold, B., Lee, M. e Wolf, C. W. (1975). Rare earth distributions in clay minerals and the clay-sized fraction of the Lower Permian

- Havensville and Eskridge shales of Kansas and Oklahoma. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 1691–1703.
- Davranche, M.; Pourret, O.; Gruau, G.; Dia, A.; Jin, D. e Gaertner, D. (2008). Competitive binding of REE to humic acid and manganese oxide: Impact of reaction kinetics on development of cerium anomaly and REE adsorption. *Chem. Geol.* 247, 154–170.
- De Vente, J. e Poesen, J. (2005). Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: scale issues and semi-quantitative models. *Earth-science reviews*, 71(1–2), 95–125.
- De Waele, B., Johnson, S.P. e Pisarevsky, S. A. (2008). Palaeoproterozoic to Neoproterozoic growth and evolution of the eastern Congo Craton: its role in the Rodinia puzzle. *Precambrian Research*, 160, 127–141.
- Di Gregório, A. e Jensen, L. (1998). *Land Cover Classification System (LCCS): classification, concepts and user manual*, Rome: FAO, pp. 1 – 42.
- Dieppois, B., Rouault, M. e New, M. (2015). The impact of ENSO on Southern African rainfall in CMIP5 ocean atmosphere coupled climate models. *Clim. Dynam.* 2015, 45, 2425–2442.
- Dinis, P. A. (2021). Herdado ou conquistado? Uma questão fundamental na leitura do registo sedimentar. In: Abrantes, I., Callapez, P. M., Correia, G. P., Gomes, E., Lopes, B., Lopes, F. C., Pires, E., & Rola, A. (Eds.), “Uma visão holística da Terra e do Espaço nas suas vertentes naturais e humanas. Homenagem à Professora Celeste Romualdo Gomes”. Coimbra: CITEUC, pp. 183-200.
- Dinis, P. A. e Castilho, A. M. (2012). Integrating sieving and laser data to obtain bulk grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Research*, 82: 747-754.
- Dinis, P. A., Freitas, M.C. e Santos, P. (2019). *Sedimentos. In Rios de Portugal: comunidades, processos e alterações*. Imprensa da Universidade de Coimbra/Coimbra University Press, pp. 51-73.

- Dinis, P. A., Pereira, A. C., Quinzeca, D. e Jombi, D. (2017). Gamma-ray dose rate surveys help investigating century-scale beach ridge progradation in the wave-dominated Catumbela delta (Angola). *Geo-Marine Letters*, 37(5), 489-500.
- Dinis, P. e Oliveira, Á. (2016). Provenance of Pliocene clay deposits from the Iberian Atlantic Margin and compositional changes during recycling. *Sedimentary Geology*, 336, 171–182.
- Dinis, P., Garzanti, E., Vermeesch, P. e Huvi, J. (2017). Climatic zonation and weathering control on sediment composition (Angola). *Chemical Geology*, 467, 110–121.
- Dinis, P.A., Garzanti, E., Hahn, A., Vermeesch, P. e Cabral-Pinto, M. (2020). Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth-Science Reviews*, 201, 103039.
- Diniz, C. (1973). – Características Mesológicas de Angola. 482.
- Diniz, C. (2006). Unidades Mesológicas de Angola. 2ª ed. IPAD. Lisboa.
- Dixon, J. L., Hartshorn, A. S., Heimsath, A. M., Dibiase, R. A. e Whipple, K. X. (2012). Chemical weathering response to tectonic forcing: A soils perspective from the San Gabriel Mountains, California. *California Earth and Planetary Science Letters*, 323, 40–49.
- Drüppel, K., Littmann, S., Romer, R. L. e Okrusch, M. (2007). Petrology and isotopic geochemistry of the Mesoproterozoic anorthosite and related rocks of the Kunene Intrusive Complex, NW Namibia. *Precambrian Research*, 156, 1–31.
- Dushyantha, N., Batapola, N., Ilankoon, I. M. S. K., Rohitha, S., Premasiri, R., Abeysinghe, B. e Dissanayake, K. (2020). The story of rare earth elements (REEs): Occurrences, global distribution, genesis, geology, mineralogy and globaproduction. *Ore Geol. Rev.*, 122, 103521.
- Elesbon, A. A. A., Guedes, H. A. S., Da Silva, D. D. e Castro, I., (2011). Uso de dados SRTM e plataforma SIG na caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do Braço Norte do Rio São Mateus-Brasil. *Rem: Revista Escola de Minas*, 64(3), 281-288.

- Ernest, R. E., Pereira, E., Hamilton, M. A., Pisarevsky, S. A., Rodrigues, J., Tassinari, C. C. e Van-Dunem, V. (2013). Mesoproterozoic intraplate magmatic ‘barcode’ record of the Angola portion of the Congo Craton: newly dated magmatic events at 1505 and 1110 Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions. *Precamb. Res.*, 230, 103–118.
- ESA, 2017. Land Cover CCI Product User Guide Version 2.0. http://maps.elie.ucl.ac.be/CCI/viewer/download/ESACCI-LC-Ph2-PUGv2_2.0.pdf.
- Eurostat (2018). Archive: Small and large farms in the EU – statistics from the farm structure survey. Revision as of 28 September 2018 by Corselo.
- Feio, M. (1946). Evolução da escadaria de aplanções do sudoeste de Angola, *Garcia de Orta*, 12 (2), pp. 323–354.
- Feio, M. (1981). O relevo do sudoeste de Angola: estudo de geomorfologia. *Mem. Junta de inv.cien. do ultramar*. Lisboa.
- Ferrat, M.; Weiss, D.J.; Strekopytov, S.; Dong, S.; Chen, H.; Najorka, J. e Sinha, R. (2011). Improved provenance tracing of Asian dust sources using rare earth elements and selected trace elements for palaeomonsoon studies on the eastern Tibetan Plateau. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 75, 6374–6399.
- Folk, R. L. e Ward, W. C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. sedim. Petrology*, 27, 3-27.
- Foulger, G. R. (2018). Origin of the South Atlantic igneous province. *Volcanology and*
- Fritzsons, E.; Mantovani, L. E. e Aguiar, A. V. (2008). Relação entre altitude e temperatura: uma contribuição ao zoneamento climático no estado do Paraná. *REA – Revista de estudos ambientais* v.10, n. 1, p. 49-64.
- Frohlich, F. (1999). Quartz et silice (Recueil 2003 des Econotes de la cellule d’intelligence économique du brgm). *Géochronique*, 69, 1-7.
- Fromm, T., Planert, L., Jokat, W., Ryberg, T., Behrmann, J. H., Weber, M.H. e Haberland, C. (2015). South Atlantic opening: a plume-induced breakup? *Geology* 43, 931–934.

- Gabet, E.J. e Mudd, S.M. (2009). A theoretical model coupling chemical weathering rates with denudation rates. *Geology*, 37, 151–154.
- Gaillardet, J., Dupré, B. e Allègre, C.J. (1999). Geochemistry of large river suspended sediments: silicate weathering or recycling tracer? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 4037–4051.
- Gao, S. e Wedepohl, K.H. (1995). The negative Eu anomaly in Archean sedimentary rocks: Implications for decomposition age and importance of their granitic sources. *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 81–94.
- Garzanti, E. e Andò S. (2007). Heavy-mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation. In: Mange, M., Wright, D.T. (Eds.), *Heavy Minerals in Use, Developments in Sedimentology Series*, vol. 58. Elsevier, Amsterdam, pp. 517 – 545.
- Garzanti, E. e Resentini, A. (2016). Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sediment. Geol.* 336, 81–95.
- Garzanti, E., Andó, S., France-Lanord, C., Censi, P., Vignola, P., Galy, V. e Lupker, M. (2011). Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 2. Suspended-load silt (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh). *Earth and Planetary Science Letters*, 302, 107–120.
- Garzanti, E., Andò, S., France-Lanord, C., Vezzoli, G., Censi, P., Galy, V. e Najman, Y. (2010). Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments: 1. Bedload sand (Ganga-Brahmaputra, Bangladesh). *Earth Planet. Sci. Lett.* 299, 368–381.
- Garzanti, E., Padoan, M., Andò, S., Resentini, A., Vezzoli, G. e Lustrino, M. (2013). Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: sand petrology and geochemistry in the East African Rift. *The Journal of Geology*, 121, 547-580.
- Garzanti, E., Padoan, M., Andò, S., Resentini, A., Vezzoli, G. e Lustrino, M. (2013^a). Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: sand petrology and geochemistry in the East African Rift. *The Journal of Geology*, 121, 547-580.

- Garzanti, E., Padoan, M., Setti, M., López-Galindo, A., e Villa, I. M., (2014). Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa). *Chemical Geology*, 366, 61-74.
- Garzanti, E., Resentini, A., Andò, S., Vezzoli, G., Pereira, A. e Vermeesch, P. (2015). Physical controls on sand composition and relative durability of detrital minerals during ultra-long distance littoral and aeolian transport (Namibia and southern Angola). *Sedimentology*, 62, 971 – 996.
- Garzanti, E., Vermeesch, P., Andó, S. e Limonta, M., Vezzoli, G., Dinis, P., Hahn, A., Baudet, D., de Grave, J. e Yaya, N.K. (2019). Congo river sand and the equatorial quartz factory. *Earth Sci. Rev.* (in press).
- Garzanti, E., Vermeesch, P., Vezzoli, G., Andò, S., Botti, E., Limonta, M., Dinis, P., Hann, A., Baudet, D., de Grave, J. e Yaya, N.K. (2020). Congo River sand and the equatorial quartz factory. *Earth Science Review*, 197, 102918.
- Garzanti, E., Wang, J.-G., Vezzoli, G. e Limonta, M. (2016). Tracing provenance and sediment fluxes in the Irrawaddy River basin (Myanmar). *Chemical Geology*, 440, 73 – 90.
- Garzanti, Eduardo, Padoan, M., Setti, M., López-Galindo, A. e Villa, I. M. (2014). Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa). *Chemical Geology*, 366, 61–74.
- Geothermal research, 355, 2-20.
- Gingele, F.X. (1996). Holocene climatic optimum in Southwest Africa—evidence from the marine clay mineral record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 122, 77–87.
- Gleißner, P., Drüppel, K. e Taubald, H. (2010). Magmatic evolution of anorthosites of the Kunene Intrusive Complex, NW Namibia: Evidence from oxygen isotope data and trace element zoning. *Journal of Petrology*, 51(4), 897-919.
- Gomes, C.F. (1990). *Minerais industriais. Matérias primas cerâmicas*. Instituto Nacional de Investigação Científica, Aveiro.

- González-Álvarez, I. e Kerrich, R. (2012). Weathering intensity in the Mesoproterozoic and modern large-river systems: a comparative study in the Belt-Purcell Supergroup. Canada and USA. *Precamb. Res.*, 174 – 196.
- González-Hidalgo, J. C., De Luis, M. e Batalla, R. J. (2009). Effects of the largest daily events on total soil erosion by rainwater. An analysis of the USLE database. *Earth Surface processes and landforms*, 34, 2070–2077.
- Guiomar N., Godinho S., Pinto-Correia T., Almeida M., Bartolini F., Bezák P., Biró M., Bjørkhaug H., Bojnec Š., Brunori G., Corazzin M., Czekaj M., Davidova S., Kania J., Kristensen S., Marraccini E., Molnár Zs., Niedermayr J., O'Rourke E., Ortiz-Miranda D., Redman M., Sipiläinen T., Sooväli-Sepping H., Šūmane S., Surová D., Sutherland L.A., Tcherkezova E., Tisenkopfs T., Tsiligiridis T., Tudor M.M., Wagner K. e Wästfelt A. (2018). Typology and distribution of small farms in Europe: Towards a better picture. *Land Use Policy*, no. 75: 784–798.
- Guo, Y.; Yang, S.; Su, N.; Li, C.; Yin, P. e Wang, Z. (2018). Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 227, 48–63.
- Guzzo, P.L. (2008). Quartzo. In: Luz. A.B., Lins, F.A.F (Eds.). *Rochas e minerais industriais*, CETEM/MCT, Rio de Janeiro.
- Haddon, I. G. e McCarthy, T. S. (2005). The Mesozoic-Cenozoic interior sag basins of Central Africa: the Late-Cretaceous-Cenozoic Kalahari and Okavango basins. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 316–333.
- Hale, M. e Plant, J.A. (1994). Drainage geochemistry. In: Govett GJS (Ed), *Handbook of Exploration Geochemistry*. Elsevier, 6.
- Harben, P.W. e Kuzavart, M. (1996). *Industrial Minerals. A Global Geology*. Industrials Information Ltd. Metal Bulletin, PLC London, 409.
- He, M.; Zheng, H.; Clift, P.D.; Tada, R.; Wu, W. e Luo, C. (2015). Geochemistry of fine-grained sediments in the Yangtze River and the implications for provenance and chemical weathering in East Asia. *Prog. Earth Planet. Sci.* 2, 1–20.

- Horton, R. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of American Bulletin*, 56, 807–813.
- Hu, Z. e Gao, S. (2008). Upper crustal abundances of trace elements: A revision and update. *Chem. Geol.* 2008, 253, 205–221.
- Huntley, B. J. (2019). Angola in Outline: Physiography, Climate and Patterns of Biodiversity. Em B. Huntley, V. Russo, F. Lages, N. Ferrand (eds.), *Biodiversity of Angola*. Springer, p. 15–42.
- IUSS Grupo de Trabajo WRB. (2007). Base Referencial Mundial del Recurso Suelo. Primera actualización 2007. Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos No. 103. FAO, Roma.
- IUSS Working Group WRB (2014). World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. *World Soil Resources Reports No. 106*. FAO, Rome.
- Jessen, O. (1936). Los grandes unites Geomorfologiqués d'Angola. *Boletim de serviços de Pedologia e Minas*. 13, 13 – 15.
- Johnsson, M. J., Stallard, R. F. e Lundberg, N. (1991). Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: Sands of the Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia. *Geological Society of America Reports*, 103, 1622–1647.
- Johnsson, Mark J. e Basu, A. (1993). Processes controlling the composition of clastic sediments (Orgs.). *Geological Society of America*.
- Kahle, M., Kleber, M. e Jahn, R. (2002). Review of XRD-based quantitative analyses of clay minerals in soils: the suitability of mineral intensity factors. *Geoderma*, 109: 191-205.
- Kanazawa, Y. e Kamitani, M. (2006). Rare earth minerals and resources in the world.
- Keller, A. C. (2009). *Science in environmental policy: the politics of objective advice*. Cambridge: MIT Press.

- Krumbein, W. C. e Pettijohn, F. J. (1938). *Manual of Sedimentary Petrography*, New York.
- Laveuf, C. e Cornu, S. (2009). A review on the potentiality of rare earth elements to trace pedogenetic processes. *Geoderma* 154, 1–12.
- Le Pera, E., Arribas, J., Critelli, S. e Tortosa, A. (2001). The effects of source rocks and chemical weathering on the petrogenesis of siliciclastic sand from the Neto River (Calabria, Italy): implications for provenance studies. *Sedimentology*, 48, 357-378.
- Lencastre, A. e Franco, F. M. (2010). *Lições de Hidrologia* (3ª ed.). Lisboa: Fundação da Faculdade de Ciências e Tecnologia.
- Li, M.Y.H., Zhou, M.F. e Williams-Jones, A.E. (2020). Controls on the dynamics of Rare Earth Elements during subtropical hillslope processes and formation of regolith-hosted deposits. *Econ. Geol.* 115, 1097–1118.
- Lizaga, I., Latorre, B., Gaspar, L. e Navas, A. (2020). FingerPro: An R Package for Tracking the Provenance of Sediment. *Water Resources Management*, 34, 3879–3894.
- Lopes, F. C., Andrade, A. I., Henriques, M. H., Quinta-Ferreira, M., Reis, R. P. e Barata, M. T. (2012). *Para conhecer a Terra: memórias e notícias de Geociências no espaço lusófono*. Imprensa da Universidade de Coimbra.
- Machado, G. e Souza, J. O. P. (2005). Análise Morfométrica da Bacia Hidrográfica do rio Chôco – Ibaiti – PR. *Anais do X Encontro de Geógrafos da América Latina – 20 a 26 de março de 2005 – Universidade de São Paulo*.
- Madeira, M. e Ricardo, R. P. (2015). Complexo de troca, classificação e gestão dos Solos Ferralíticos de Angola. *Rev. de Ciências Agrárias*, Lisboa, v. 38, n. 3, pp. 394-410.
- Malkani, M. (2020). *Mineral Resources of Gilgit Baltistan and Azad Kashmir, Pakistan*.
- Mange, M. A. W. e Maurer, H. F. (1992). *Heavy Minerals in Colour*. London, Chapman and Hall, 147 p.

- Manuel, J., Silva, M. F. S. e Khórochev. (2005). Carta dos Recursos Minerais de
- Marques, M. M. (1977). Esboço das grandes unidades geomorfológicas de Angola. Garcia de Orta, 2: 41-44. massif-type anorthosite complex. Geological Magazine, 131(5), 579-591.
- Martins, M., Cruz, A., Gomes, A., Roy, D. e Dinis, P. (2019) Eventos hidrometeorológicos gravosos e inundações urbanas na cidade do Lubango: desafios para o OT. Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Vol. XI, 2019, 157-161.
- Mayer, A., Hofmann, A.W., Sinigoi, S. e Morais, E. (2004). Mesoproterozoic Sm–Nd and U–Pb ages for the Kunene Anorthosite Complex of SW Angola. Precambrian Research, 133, 187–206.
- McBirney, A. R. (1993). Igneous petrology (2nd ed.). London Jones and Bartlett Publishers, pp 446–450.
- Mcbride, E. F., Abel-Wahab, A. e Mcgilvery, T. A. (1996). Loss of sand-size feldspar and rock fragments along the South Texas Barrier Island, USA. Sedimentary Geology, 107, 37–44.
- McDonough, W.F. e Sun, S.S. (1995). The composition of the Earth. Chem. Geol. 120, 223–253.
- McKelvey, V. E. e Kleepe, T. (1976). Principles of the mineral resource classification system of the US Bureau of Mines and US Geological Survey. Geological Survey Bulletin.
- McLennan, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. Em B. R. Lipin and G. A. Mckay (Orgs.), Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Min. Soc. Amer., pp. 169–200.
- McSweeney, C., New, M., Lizcano, G. e Lu, X. (2010). The UNDP Climate Change Country Profiles: improving the accessibility of observed and projected climate information for studies of climate change in developing countries. Bulletin of the American Meteorological Society, 91, 157 –166.

- Medeiros, C. A. (1976). A colonização das terras altas da Huíla (Angola). Estudo de Geografia Humana. Memórias do Centro de Estudos Geográficos. Universidade de Lisboa 705p.
- Melton, M. A. (1957). An analysis of the relations among elements of climate, surface properties, and geomorphology. Dept. Geol. Columbia Univ. Tech. Rep. 11, 389-042.
- Miranda, A. M. P. L. (1997). Contribuição da alteração deutérica para a génese do depósito de caulino de S. Vicente de pereira jusá. Departamento de geociências, universidade de Aveiro.
- Moore, D. M. e Reynolds, R. C. (1997). X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals (2^o ed). Oxford University Press.
- Morais, E., Sinigoi, S., Mayer, A., Mucana, A. e Rufino N. J. (1998). The Kunene gabbroanorthosite complex: preliminary results based on new field and chemical data. African Geoscience Review, 5, 485–498.
- Morishima, W. e Akasaka, I. (2010). Seasonal trends of rainfall and surface temperature over southern Africa. African Study Monographs, Suppl.40: 67 – 76.
- Morton, A. C. e Hallsworth, C. R. (1999). Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. Sedimentary Geology, 124, 3 – 29.
- Moura, A. (2016). Geologia económica dos metais básicos e metais ferrosos. Palimage.
- MPA (1959). Carta Geral dos Solos de Angola. 1. Distrito de Huíla. Memórias (2^a Série), 9. Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa.
- MPA (1961). Carta Geral dos Solos de Angola. 2. Distrito de Huambo. Memórias (2^a Série), 27. Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa.
- Mpengo, H., Lopes, F. C., Pereira, A. e Mantas, V. (2011). A detecção remota como suporte à caracterização morfo-estrutural do bordo ocidental do planalto da Huíla (SW de Angola). Em L. J. P. F. Neves, A. J. S. C. Pereira, C. R. G.

- Gomes, L. C. G. Pereira, & A. O. Tavares (Orgs.), *Modelação de Sistemas Geológicos: Homenagem a M. M.*, pp. 253 – 265.
- Munksgaard, N.C., Lim, K. e Parry, D.L. (2003). Rare earth elements as provenance indicators in North Australian estuarine and coastal marine sediments. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 57, 399–409.
- Nesbitt, H.W. e Young, G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 1982, 299, 715–717.
- Ottesen, R.T., Bogen, J., Bölviken, B. e Volden, T. (1989). Overbank sediment: a representative sample medium for regional geochemical mapping. *Journal of Geochemical Exploration*, 32, 257-277.
- Pandey, A., Himanshu, S. K., Mishra, S. K. e Singh, V. P. (2016). Physically based soil erosion and sediment yield models revisited. *Catena*, 147, 595-620.
- Pereira, E., Neto, M. G. M e Cruz, A. G. (2010). Evolução do conhecimento geológico do soco cristalino (Angola 1483-1975). *Ciências Geológicas – Ensino e Investigação da sua História. Geologia das Ex-Colónias de África*, Lisboa, pp. 51-60.
- Pereira, E., Tassinari, C. C., Rodrigues, J. F., e Van-Dúnem, M. V. (2011). New data on the deposition age of the volcano-sedimentary Chela Group and its Eburnean basement: implications to post-Eburnean crustal evolution of the SW of Angola. *Comunicações Geológicas*, 98, 29-40.
- Quennell, A. (1951). The geology and mineral resources of (former). Transjordan: *Colonial Geology and Mineral Resources*, 2, 85-115.
- Ramos, C. (2009) *Dinâmica Fluvial e Ordenamento do Território (Programa de unidade curricular do 2º ciclo)*. SLIF-6. Lisboa: Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa, 94 pp.
- Ramos, C. (2009). *Dinâmica fluvial e ordenamento do território*. Centro de Estudos Geográficos, SLIF 6, Universidade de Lisboa, Lisboa.

- Rasmussen, C., Brantley, S., Richter, D. D., Blum, A., Dixon, J. e White, A. F. (2011). Strong climate and tectonic control on plagioclase weathering in granitic terrain. *Earth and Planetary Science Letters*, 301, 521–530.
- Riebe, C. S., Kirchner, J. W. e Finkel, R. C. (2004). Erosional and climatic effects on longterm chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes. *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 547–562.
- Rocha, J. S. e Correia, F. N. (1994). *Defence from Floods and Floodplain Management*, editado por J. Gardiner, O. Starosolszky e V. Yevjevich, NATO ASI Series, Series E: Applied Sciences - Vol.299, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht (Holanda), pp. 395 - 417.
- Roser, B. P. e Korsch, R. J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, 67, 119–139.
- Rudnick, R.L. e Gao, S. (2003). Composition of the Continental Crust. In *Treatise on Geochemistry: The Crust*; Rudnick, R.L., Holland, H.D., Turekian, K.K., Eds.; Elsevier: Oxford, pp. 1–64.
- Savage, K. M. e Potter, P. E. (1991). Petrology of modern sands of the rios Guaviare and Inirida, southern Colombia: tropical climate and sand composition. *The Journal of Geology*, 99, 289–298.
- Savage, K. M., De Cesero, P. e Potter, P. E. (1988). Mineralogic maturity of modern sand along a high-energy tropical coast: Baixada de Jacarepegua, Rio de Janeiro. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 317–328.
- Schukin, S. (2012). *Creating the Environmental Conditions for Violence*. Center for Environment and National Security.
- Schumm, S. A. (1956). Evolution of Drainage Systems & Slopes in Badlands at Perth, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America*, 67, 597–646.
- Shreve, R. L. (1967). Infinite topologically random channel networks, *Journal of Geology*, Vol. 77, pp. 397-414.

- Silva, A. F. e Simões, M. V. C. (1980). Geologia da região de Caluquembe (Angola), Livro de Homenagem ao Professor Doutor Carlos Teixeira pela sua jubilação, Bol. Soc. Geol. Portugal, Lisboa, 22, pp.363-375.
- Silva, A. F., Macedo, C. A. R. e Ferreira, J. T. (1975). Interpretação das determinações de idades K/Ar de algumas rochas do Precâmbrico das regiões de Vila Paiva Couceiro, Quilengues, Chicomba e Caluquembe (Angola), Mem. Serv. Geol. Min. Angola, Luanda, 15, 15 pp.
- Silva, M. J. (2015). VIII Congresso sobre Planeamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa. Resumos. Associação Portuguesa de Recursos Hídricos, 2015 – 140 pp.
- Simões, M. V. C. (1971). Contribuição para o Conhecimento Petrológico de alguns Filões Noríticos de Angola, Bol. Serv. Geol. Min. Angola, Luanda, 23, pp. 21-35.
- SINFIC (2005). Plano de urbanização da cidade de Ondjiva: Caraterização Biofísica. Vol. 1.
- Singh, P. e Rajamani, V. (2001). REE geochemistry of recent clastic sediments from the Kaveri floodplains, southern India: implication to source area weathering and sedimentary processes. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 65, 3093-3108.
- Sposito, G., Holtzclaw, K. M., Jouany, C. e Charlet, L. (1983). Cation selectivity in sodium-calcium, sodium-magnesium, and calcium-magnesium exchange on Wyoming bentonite at 298 K. *Soil Science Society of America Journal*, 47, 917–921.
- SSS – Soil Survey Staff (1999). Soil taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2nd edition. Agriculture Handbook 436. Washington D. C., Natural Resources Conservation Service, United states Department of Agriculture, 871 p.
- Stefánsson, A. e Gíslason, S.R. (2001). Chemical weathering of basalts, Southwest Iceland: effect of rock crystallinity and secondary minerals on chemical fluxes to the ocean. *Am. J. Sci.* 301, 513–556.

- Strahler, A.N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. New Haven: Transactions: American Geophysical Union 38, 913-920.
- Stroncik, N.A. e Schmincke, H.U. (2002). Palagonite—a review. *Int. J. Earth Sci.* 91, 680–697.
- Su, N., Yang, S., Guo, Y., Yue, W., Wang, X., Yin, P. e Huang, X. (2017). Revisit of rare earth element fractionation during chemical weathering and river sediment transport. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 18, 935-955.
- Summerfield, M. A. (2014). *Global geomorphology*. Routledge.
- Suttner, L.J., Basau, A.S. e Mack, G.H. (1981). Climate and Origin of Quartz Arenites. *Journal of Sedimentary Petrology.* 51, 235 – 246.
- Syvitski, J. P. (2002). Sediment discharge variability in Arctic rivers: implications for a warmer future. *Polar Research*, 21(2), 323–330.
- Tournassat, C., Gailhanou, H., Crouzet, C., Braibant, G., Gautier, A. e Gaucher, E. C. (2009). Cation exchange selectivity coefficient values on smectite and mixed-layer illite/smectite minerals. *Soil Science Society of America Journal*. Soil Science Society of America, 73(3), 928–942.
- Vale, F. (1971). Carta geológica de Angola na escala de 1:100.000. Nota explicativa da folha n° 336 (Sá da Bandeira). Luanda, Serv. Geol. Minas Angola, 36.
- Vale, F. (1973). Carta geológica de Angola na escala de 1:100.000. Notícia explicativa da folha n° 355 (Humpata-Cainde). Mem. n.º 7, 45.
- Vale, F. S. e Simões, M. C. (1971). Notícia explicativa da Carta Geológica, escala 1:100.000. Folha n°336-Sá da Bandeira. Em Direcção Provincial dos Serviços de Geologia e Minas Angola. 36 p.
- Velde, B. (1995). *Origin and Mineralogy of Clays*. Springer, Berlin.
- Viers, J., Dupré, B., e Gaillardet, J. (2009). Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database. *Science of the total Environment* 407, 853-868.

- Villela, S. M. e Mattos, A. (1975). *Hidrologia Aplicada*, Editora MC Graw Hill.
- Vital, H. e Stattegger, K. (2000). Major and trace elements of stream sediments from the lowermost Amazon River. *Chem. Geol.*, 168, 151–168.
- von Eynatten, H., Tolosana-Delgado, R. e Karius, V. (2012). Sediment generation in modern glacial settings: source-rock and grain-size control on sediment composition. *Sedimentary Geology*, 280, 80–92.
- von Eynatten, H., Tolosana-Delgado, R., Karius, V., Bachmann, K. e Caracciolo, L., (2016). Sediment generation in humid Mediterranean setting: Grain-size and source-rock control on sediment geochemistry and mineralogy (Sila Massif, Calabria). *Sedimentary Geology*, 336, 68-80.
- Voncken, J. H. L. (2016). *The rare earth elements: an introduction*. Cham, Switzerland: Springer International Publishing.
- Wang, L., Han, X., Ding, S., Liang, T., Zhang, Y., Xiao, J. e Zhang, H. (2019). Combining multiple methods for provenance discrimination based on rare earth element geochemistry in lake sediment. *Sci. Total Environ.*, 672, 264–274.
- West, A. J., Galy, A. e Bickle, M. (2005). Tectonic and climatic controls on silicate weathering. *Earth Planetary Science Letters*, 235, 211–228.
- Wischmeier, W. H. (1959). A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation. *Soil Science Society of America Journal*, 23(3), 246 –249.
- World reference base for soil resources (2006). *A framework for international classification, correlation and communication*.
- Wu, K., Liu, S., Kandasamy, S., Jin, A., Lou, Z., Li, J. e Shi, X. (2019). Grain-size effect on rare earth elements in Pahang River and Kelantan River, Peninsular Malaysia: Implications for sediment provenance in the southern South China Sea. *Conti. Shelf Res.*, 189.
- Xu, Z., Lim, D., Choi, J., Yang, S. e Jung, H. (2009). Rare earth elements in bottom sediments of major rivers around the Yellow Sea: Implications for sediment provenance. *Geo-Mar. Lett.*, 29, 291–300.

Yang, S. Y., Jung, H. S., Choi, M. S. e Li, C. X. (2002). The rare earth element compositions of the Changjiang (Yangtze) and Huanghe (Yellow) river sediments. *Earth Planet. Sci. Lett*, 201, 407– 419.

Yusoff, Z. M., Ngwenya, B. T. e Parson, I. (2013). Mobility and fractionation of REEs during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia. *Malaysia. Chem. Geol*, 71– 86.

Zhou, B. (2017). Global potential of rare earth resources and rare earth demand from clean technologies. *Minerals*, 7, 203.

<http://worldclim.org/>

<http://2016africalandcover20m.esrin.esa.int/>

<http://www.diva-gis.org/gdata>

<http://srtm.usgs.gov/> e <https://dwtkns.com/srtm30m/>

<http://koeppe-geiger.vu-wien.ac.at/index.htm>

<http://worldclim.org/version2>

<http://acmelab.com>

ANEXOS

Anexo 1- Dados das características morfométricas da BHC

1.1 Características geométricas da BHC

	Fórmula	Resultado	Valor Mínimo	Valor Máximo
Área da bacia Km ² (A)		25184,84 km ²		
Perímetro Km (P)		1099,09 km		
Comprimento da Bacia Km (L)		273,25 km		
Comprimento do curso de água principal Km		362,21 km		
Comprimento total dos cursos de água Km		7332,10 km		
Factor de Forma (Horton) (Kf)	$Kf = A/L^2$	0,34	0 (Bacia alongada)	1 (Bacia arredondada)
Índice de Gravelius ou Coeficiente de Compacidade (Kc)	$Kc = 0,28 P/\sqrt{A}$	1,94	1 (Bacia circular)	
Índice de Circularidade (Miller) (Ic)	$Ic = 4\pi A/P^2$	0,26		1 (Bacia circular)
Índice de Alongamento (Schumm) (Ia)	$Ia = 2\sqrt{(A/\pi)}/L$	0,66		1 (Bacia Circular)

1.2- Rede de drenagem da BHC

Ordem dos cursos de água		6º ordem		
Magnitude		704		
Número total de cursos de água (N)		1415		
Densidade de Drenagem (Dd)	$Dd = Ct/A$	0,29 km/km ²	0,5 km/km ² (Bacias mal drenadas)	3,5 km/km ² (Bacias bem drenadas)
Densidade Hídrica (Dh) ou Densidade de Rios	$Dh = N/A$	0,03 canais/km ²		
Coefficiente de Torrencialidade	$Ct = Dh \times Dd$	0,01		
Coefficiente de Manutenção (Cm)	$Cm = 1/Dd \times 1000$	3434,88 m		

Comprimento da BHC (m)	273249.461
Comprimento do curso de água principal (m)	362209.938

1.3- Dados sobre o relevo da BHC

	Fórmula	Resultados
Altitude Máxima		2325
Altitude Mínima		1092
Altitude média da bacia (Z)	$Z = \sum z_i A_i / A$	1303,47
Altura média da bacia (H)	$H = \sum h_i A_i / A$	211,47
Amplitude Altimétrica (D)	$D = A_m - a_m$	1233
Coefficiente de Massividade (Cm)	$C_m = H / A$	0,01
Coefficiente Orográfico (Co)	$C_o = H \times C_m$	1,78
Índice de Rugosidade (Ir)	$I_r = D \times D_d$	358,96
Relação de Relevo (Rr)	$R_r = D / C_b$	0,005
Retângulo Equivalente (Le)	$Le = 0,89 K_c \sqrt{A (1 + (\sqrt{1 - (1,12/K_c)^2})}$	497,48
Índice de Declive de Roche (IdR) (m/km)	$I_dR = (A_m - a_m) / Le$	2,5
Declive do canal fluvial principal (m/km)	$D_c = D_h / C_h$	3,4041

1.4 Dados da Curva Hipsométrica da BHC

Classe	Cota Mínima	Cota Máxima	Altitude Média entre curvas de nível (m)	Área Km ²	Área Acumulada	Área (%)
1	1092	1200	1159,20	7816,93	7816,93	30,5
2	1201	1400	1284,81	13138,91	20955,84	51,2
3	1401	1600	1465,09	2917,87	23873,71	11,4
4	1601	1800	1681,04	957,98	24831,69	3,7
5	1801	2000	1882,52	484,23	25315,93	1,9
6	2001	2200	2094,60	220,98	25536,90	0,9
7	2201	2325	2245,24	116,81	25653,71	0,5
				25653,71		100

Altitude Média (m)	Área Km²	zi* Ai
1159,20	7816,93	9061366,928
1284,81	13138,91	16880983,32
1465,09	2917,87	4274936,42
1681,04	957,98	1610407,129
1882,52	484,23	911575,9884
2094,60	220,98	462855,2104
2245,24	116,81	262267,5284
	25653,71	33464392,5

ANEXO 2- Temperatura da BHC

2.1- Dados referentes a tendências da temperatura na Humpata, Quihita e Cahama (norte a sul da BHC).

	Hump./1998	Hump./1999	Hump./2000	Luban./1998	Lubang./1999	Lubang./2000	Quihita/1998	Quihita/1999	Quihita/2000	Cahama/1998	Cahama/1999	Cahama/2000
Janeiro	20,8	19,4	20,8	20,1	20,7	19,8	24,4	25,7	24,8	26,5	27,5	27,8
Fevereiro	19,5	17,3	18,5	20,1	20,5	19,9	23,2	24,3	26,4	26,7	25,6	28,6
Março	17,4	18,4	21,4	21,6	19,7	19,7	24,8	25,9	25,2	28,5	26,3	28,5
Abril	16,6	16,4	20,6	21	19,5	19,9	23,4	24,5	24,8	24,5	27,5	25,5
Maiο	14,3	15,7	14,3	19,3	18,5	18,7	21, 2	22,3	20,7	22,5	24,5	24,5
Junho	13,8	12,8	12,5	16,6	16,5	17,5	19,5	17,3	17,6	21,3	22,3	20,4
Julho	12,7	13,2	13,2	18	16,7	17,7	17,6	15,4	14,4	20,5	19,4	19,5
Agosto	15,3	14,2	14,3	19,6	19,1	18,2	22,4	20,5	19,8	24,8	23,7	25,2
Setembro	16,2	18,8	16,8	19,6	20,4	21,7	24,6	23,9	22,4	26,5	25,8	26,5
Outubro	18,9	18	20,5	22,2	21	20,9	25,6	25,6	24,6	27,5	28,4	26,3
Novembro	19,6	16,2	20,6	21,6	21,5	21,5	24,3	26,3	25,7	28,5	26,8	29,8
Dezembro	18,4	20,4	19,5	21,1	20,1	21,2	25,7	26,8	26,7	29,6	27,3	28,7
Médias	17,0	16,7	17,8	20,0	19,5	19,7	23,2	23,2	22,8	25,6	25,4	25,9

2.2- Temperatura no Lubango (1951 – 1971).

Meses	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971
Janeiro	20,1	20,7	19,8	20	21,5	20,6	20,6	21,6	21,2	21,1	21,3	20,6	18,8	20,6	20,5	20,6	21,3	21,2	22,2	20,6	21,3
Fevereiro	20,1	20,5	19,9	19,8	20,7	20,5	21	22,1	20,9	19,7	20,2	21,7	19,9	22,1	21,7	22,1	20,2	20,9	20,9	21,7	20,2
Março	21,6	19,7	19,7	19,8	20,2	20,8	20,2	20,7	20,7	20,1	20,9	21	20,7	20,7	20,2	19,8	20,9	20,7	20,7	21	20,9
Abril	21	19,5	19,9	19,7	20,6	20	20,2	20,6	22,3	19,6	20,4	21	19,9	20,6	20,6	20,6	20,4	22,3	22,3	21	20,4
Mai	19,3	18,5	18,7	18,4	18,2	18,2	20	18,8	20,4	19,3	20,7	20,2	19,7	18,8	18,2	18,8	20,1	20,4	20,4	20,2	20,1
Junho	16,6	16,5	17,5	17,8	16,5	16,9	19,2	17,8	16,5	16,7	17,7	17,7	17,5	16,7	16,5	17,8	17,7	16,5	16,5	17,7	17,7
Julho	18	16,7	17,7	16,8	12,3	17,1	18,1	18,2	17,7	18,1	17,3	17,1	16,7	17,2	12,3	18,2	17,3	17,7	17,8	17,1	17,3
Agosto	19,6	19,1	18,2	19,5	19,7	20,9	20,6	19,9	21,4	20,3	20,4	19,4	18,2	19,9	18,7	19,9	20,4	21,4	21,4	19,4	20,4
Setembro	19,6	20,4	21,7	21	21,5	22	22,8	22	23,3	23,2	22,8	22,6	21,7	22	21,5	22	22,8	23,3	23,3	22,6	22,8
Outubro	22,2	21	20,9	22,9	19,2	21,9	22,8	22,4	23	23,4	22,9	24,1	20,9	22,4	20,2	22,4	22,9	23	23	24,1	22,9
Novembro	21,6	21,5	21,5	21,3	21,8	21,2	22,5	21,7	22,3	21,7	22	22,4	21,5	21,7	21,8	20,6	22	22,3	22,3	22,4	21,8
Dezembro	21,1	20,1	21,2	21,3	20,5	21,5	22,2	20,7	22,4	21,2	22,1	20,3	22,1	20,7	20,5	21,7	22,1	22,4	22,4	20,3	22,5
Médias	20	19,5	19,7	19,8	19,4	20,1	20,8	20,5	21	20,3	20,7	20,6	19,8	20,3	19,4	20,3	20,6	21	21,1	20,6	20,7

2.3- Temperatura no Lubango (1998 – 2020).

Meses	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020
Janeiro	20,1	20,7	19,8	20,0	21,5	20,6	20,6	21,6	21,2	21,1	21,3	20,6	18,8	20,6	20,5	20,6	21,3	21,2	22,2	20,6	21,3	21,1	18,8
Fevereiro	20,1	20,5	19,9	19,8	20,7	20,5	21,0	22,1	20,9	19,7	20,2	21,7	19,9	22,1	21,7	22,1	20,2	20,9	20,9	21,7	20,2	20,1	19,9
Março	21,6	19,7	19,7	19,8	20,2	20,8	20,2	20,7	20,7	20,1	20,9	21,0	20,7	20,7	20,2	19,8	20,9	20,7	20,7	21,0	20,9	21,6	20,7
Abril	21,0	19,5	19,9	19,7	20,6	20,0	20,2	20,6	22,3	19,6	20,4	21,0	19,9	20,6	20,6	20,6	20,4	22,3	22,3	21,0	20,4	21,0	19,9
Maiο	19,3	18,5	18,7	18,4	18,2	18,2	20,0	18,8	20,4	19,3	20,7	20,2	19,7	18,8	18,2	18,8	20,1	20,4	20,4	20,2	20,1	19,3	19,7
Junho	16,6	16,5	17,5	17,8	16,5	16,9	19,2	17,8	16,5	16,7	17,7	17,7	17,5	16,7	16,5	17,8	17,7	16,5	16,5	17,7	17,7	16,6	17,5
Julho	18,0	16,7	17,7	16,8	12,3	17,1	18,1	18,2	17,7	18,1	17,3	17,1	16,7	17,2	12,3	18,2	17,3	17,7	17,8	17,1	17,3	18,0	16,7
Agosto	19,6	19,1	18,2	19,5	19,7	20,9	20,6	19,9	21,4	20,3	20,4	19,4	18,2	19,9	18,7	19,9	20,4	21,4	21,4	19,4	20,4	19,6	18,3
Setembro	19,6	20,4	21,7	21,0	21,5	22,0	22,8	22,0	23,3	23,2	22,8	22,6	21,7	22,0	21,5	22,0	22,8	23,3	23,3	22,6	22,8	19,6	21,7
Outubro	22,2	21,0	20,9	22,9	19,2	21,9	22,8	22,4	23,0	23,4	22,9	24,1	20,9	22,4	20,2	22,4	22,9	23,0	23,0	24,1	22,9	22,2	20,9
Novembro	21,6	21,5	21,5	21,3	21,8	21,2	22,5	21,7	22,3	21,7	22,0	22,4	21,5	21,7	21,8	20,6	22,0	22,3	22,3	22,4	21,8	21,6	21,5
Dezembro	21,1	20,1	21,2	21,3	20,5	21,5	22,2	20,7	22,4	21,2	22,1	20,3	22,1	20,7	20,5	21,7	22,1	22,4	22,4	20,3	22,5	21,1	22,1
Médias	20,0	19,5	19,7	19,8	19,4	20,1	20,8	20,5	21,0	20,3	20,7	20,6	19,8	20,3	19,4	20,3	20,6	21,0	21,1	20,6	20,7	20,1	19,8

2.4 Temperatura no Sul da BHC (localidade da Cahama em 2016).

jan/16	fev/16	mar/16	abr/16	mai/16	jun/16	jul/16	ago/16	set/16	out/16	nov/16	dez/16
27,0	17,3	23,7	25,9	23,4	23,8	23,9	26,0	25,1	30,5	25,8	28,0
25,0	17,7	26,3	20,9	24,3	23,6	24,4	25,2	26,2	26,7	25,9	25,0
27,3	20,7	23,7	21,4	24,8	22,3	23,7	25,7	25,1	27,2	25,8	27,3
25,2	22,7	22,8	24,5	25,4	22,6	22,8	24,4	25,5	26,5	25,2	25,2
25,8	24,9	23,3	25,6	25,6	23,1	22,0	23,2	24,7	26,9	19,3	25,8
26,7	23,2	19,9	26,0	26,5	23,8	21,9	22,4	27,1	26,2	22,2	26,7
26,3	20,8	21,7	23,6	26,6	24,4	21,9	22,9	26,6	27,0	22,2	26,3
25,1	25,7	21,7	22,7	24,8	23,0	21,2	22,8	27,5	26,0	25,9	25,1
26,9	27,8	21,3	24,9	25,2	23,6	19,6	23,6	27,8	28,0	25,9	26,9
24,5	26,9	23,0	24,1	25,0	22,0	19,5	23,8	28,0	28,9	22,5	24,5
25,3	23,7	25,2	23,3	25,8	21,5	18,8	24,5	26,1	29,0	24,3	25,3
23,3	20,6	22,5	23,6	25,9	22,5	19,3	24,9	26,0	26,2	25,0	23,3
25,5	25,4	25,3	24,6	25,1	23,5	20,6	26,2	27,6	29,6	26,4	25,5
27,3	24,4	25,4	24,4	24,5	22,8	21,1	24,2	27,5	29,1	23,0	27,3
25,7	25,8	25,8	24,3	25,7	23,6	21,3	25,0	27,5	27,1	26,6	25,7
25,5	23,0	23,0	24,9	24,8	24,2	22,7	26,5	24,9	25,0	26,4	25,5
24,6	26,5	24,9	25,8	24,8	23,9	21,5	25,9	28,2	26,0	25,1	26,6
25,7	27,9	26,7	23,4	23,9	24,2	20,8	26,0	26,3	27,4	26,2	26,7
24,7	20,8	23,9	25,0	23,3	23,3	20,3	25,5	27,4	27,4	26,7	25,7
26,7	23,5	25,9	22,3	21,8	22,1	19,8	26,3	27,7	27,5	25,6	26,7
25,8	25,1	24,2	25,3	21,3	22,1	20,1	26,5	27,1	27,4	22,6	25,8
24,3	21,0	26,7	26,4	19,4	21,5	22,7	25,0	28,8	29,9	21,6	24,3
25,4	25,5	25,2	25,9	21,1	21,2	23,0	26,1	28,2	30,0	25,1	25,4
24,2	20,4	25,3	25,8	21,6	18,7	23,6	26,1	26,8	28,4	25,6	25,2
25,7	21,6	25,6	25,8	22,1	17,7	21,8	24,9	26,3	23,0	23,8	25,7
26,6	21,2	24,5	24,8	23,1	20,8	22,8	24,9	25,9	25,7	25,4	26,6
26,7	20,6	25,9	23,7	21,3	22,2	21,9	24,5	26,5	24,6	27,7	26,7
24,5	21,3	24,7	23,5	19,6	23,1	22,0	24,5	27,9	22,9	27,6	24,5
25,8	20,3	26,0	24,6	20,9	23,3	25,6	24,8	28,3	23,0	24,3	25,8
26,5		27,5	23,5	21,3	23,2	25,5	25,8	29,0	26,4	21,8	26,5
25,3		23,3		22,4		24,9	26,9		25,3		25,3
MÉDIAS MENSAIS											
25,6	22,9	24,3	24,3	23,6	22,6	21,9	25,0	26,9	26,9	24,7	25,8

Anexo 4 – Dados de Parâmetros característicos de padrões de distribuição de REE medidos em depósitos arenosos e lodosos

Amostra	Fonte	Eu/Eu*	Ce/Ce*	(La/Yb)N	(La/Sm)N	(Gd/Yb)N
LODO						
P39L	Félsica	0,58	1,04	12,97	4,69	1,70
P44L	Félsica	0,58	1,01	11,69	5,49	1,33
P15L	Mista	1,02	1,08	10,12	3,63	1,81
P38L	Félsica	0,52	1,06	12,21	4,91	1,46
P40L	Mista	0,90	1,00	17,20	4,58	2,37
P5L	Reciclada	0,68	1,15	8,91	3,76	1,49
P9L	Reciclada	0,91	0,97	11,94	3,75	2,01
P43L	Reciclada	0,74	0,87	11,52	3,64	2,07
P53L	Reciclada	0,70	1,37	6,79	2,39	1,63
AREIA						
P20S	Cunene	0,62	0,97	7,32	4,73	1,02
P12S	Mista	0,47	1,03	9,15	5,06	1,19
P20aS	Mista	1,62	1,01	11,47	3,60	1,91
P37S	Mista	4,03	0,69	97,82	7,25	12,62
P38S	Mista	0,62	1,51	12,68	5,02	1,60
P39S	Félsica	0,75	0,97	8,70	5,92	1,06
P45S	Félsica	0,57	0,90	10,46	5,58	1,12
P46S	Félsica	0,79	1,08	6,79	5,17	0,88
P21S	Máfica	1,85	0,83	12,50	3,98	2,13
P42S	Máfica	2,11	1,02	13,69	4,03	2,19
P4S	Reciclada	0,50	0,95	5,72	4,76	0,89
P19S	Félsica	0,66	0,96	7,35	4,86	1,01
P48S	Reciclada	0,63	0,89	5,52	3,69	0,91
P49S	Reciclada	0,50	0,89	3,88	5,00	0,58
P50S	Reciclada	0,68	1,11	6,96	4,86	1,05
P54S	Reciclada	0,58	1,27	3,91	3,42	0,83

Anexo 5- Índice de alteração química dos minerais da BHC

Amostra	Fonte	WIP	CIA	CIX	MIA	α_{Mg}^{Al}	α_{Ca}^{Al}	α_{Na}^{Al}	α_{K}^{Al}
LODO									
39L	Félsica	18,68	83,04	84,29	81,28	6,78	14,09	11,37	1,26
44L	Félsica	18,88	82,82	82,72	80,60	7,31	28,22	21,03	1,02
15L	Mista	17,47	74,98	89,78	70,42	2,42	1,84	4,84	4,72
38L	Félsica	18,91	83,15	85,82	81,10	5,26	9,42	8,58	1,58
40L	Mista	8,92	90,39	94,45	86,95	6,20	7,32	17,42	5,08
5L	Reciclada	10,62	82,63	88,18	75,35	2,38	4,86	25,36	1,64
9L	Reciclada	10,56	86,95	95,56	80,48	2,99	3,90	19,59	6,87
43L	Reciclada	21,79	69,59	87,85	64,20	1,98	1,35	32,70	1,54
53L	Reciclada	2,59	97,74	97,63	96,68	24,65	59,47	162,51	8,88
AREIA									
20S	Cunene	5,10	65,90	71,85	65,52	4,32	2,99	4,18	0,64
12S	Mista	9,31	59,11	61,05	60,57	20,08	5,81	3,31	0,37
20aS	Mista	16,32	51,48	71,32	52,67	8,38	0,73	1,25	1,61
37S	Mista	38,22	49,71	78,81	48,94	5,93	0,57	1,38	12,70
38S	Mista	24,78	55,40	57,06	56,99	13,98	6,98	1,90	0,35
39S	Félsica	16,40	54,00	54,21	54,63	41,15	19,85	3,01	0,27
45S	Félsica	18,12	61,14	61,39	61,48	11,95	21,62	5,08	0,35
46S	Félsica	15,00	54,85	56,72	56,35	20,73	5,72	2,03	0,33
21S	Máfica	43,63	40,85	71,97	42,77	3,67	0,39	1,20	1,98
42S	Máfica	31,86	50,41	73,87	51,92	3,80	0,66	1,23	2,82
4S	Reciclada	1,46	69,26	70,69	68,61	4,56	4,95	6,02	0,55
19S	Félsica	2,16	86,62	84,29	86,21	5,62	21,68	29,62	1,13
48S	Reciclada	1,45	83,79	83,50	82,59	9,34	10,14	73,89	1,02
49S	Reciclada	1,49	69,63	70,01	69,60	6,92	6,68	9,13	0,50
50S	Reciclada	0,89	84,41	85,63	81,22	4,55	5,27	23,99	1,28
54S	Reciclada	0,10	98,00	97,26	98,75	17,07	49,42	45,02	9,64

Article

Influence of Sediment Cycling on the Rare-Earth Element Geochemistry of Fluvial Deposits (Caculuar–Mucope, Cunene River Basin, Angola)

Armanda Cruz ¹, Pedro A. Dinis ^{1,*}, Alberto Gomes ² and Paula Leite ²

¹ MARE-Marine and Environmental Sciences Centre, Department of Earth Sciences, University of Coimbra, 3030-790 Coimbra, Portugal; armandatrindade@hotmail.com

² CEGOT—Centre of Studies in Geography and Spatial Planning, Department of Geography, University of Porto, 4150-564 Porto, Portugal; atgomes@letras.up.pt (A.G.); paulacpintoite@gmail.com (P.L.)

* Correspondence: pdinis@dct.uc.pt

Abstract: The rare-earth element (REE) geochemistry of sedimentary deposits has been used in provenance investigations despite the transformation that this group of elements may suffer during a depositional cycle. In the present investigation, we used the geochemistry and XRD mineralogy of a set of sand and mud fluvial deposits to evaluate the ability of REE parameters in provenance tracing, and the changes in REE geochemistry associated with weathering and sorting. The analyzed deposits were generated in a subtropical drainage basin where mafic and felsic units are evenly represented, and these crystalline rocks are covered by sedimentary successions in a wide portion of the basin. A few element ratios appear to hold robust information about primary sources (Eu/Y, Eu/Eu*, La_N/Yb_N, La_N/Sm_N, and Gd_N/Yb_N), and the provenance signal is best preserved in sand than in mud deposits. Sediment cycles, however, change the REE geochemistry, affecting mud and sand deposits differently. They are responsible for significant REE depletion through quartz dilution in sands and may promote discernible changes in REE patterns in muds (e.g., increase in Ce content and some light REE depletion relative to heavy REE).

Keywords: rare-earth elements; fluvial sediments; recognition of primary sources; exogenous compositional transformations; Cunene River Basin



Citation: Cruz, A.; Dinis, P.A.; Gomes, A.; Leite, P. Influence of Sediment Cycling on the Rare-Earth Element Geochemistry of Fluvial Deposits (Caculuar–Mucope, Cunene River Basin, Angola). *Geosciences* **2021**, *11*, 384. <https://doi.org/10.3390/geosciences11090384>

Academic Editors: Philippe Claeys and Jesus Martinez-Frias

Received: 18 July 2021

Accepted: 8 September 2021

Published: 11 September 2021

Publisher's Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Copyright: © 2021 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

Rare-earth elements (REE) have received major attention due to their economic importance for new technologies, with special emphasis on green energies, electronics, informatics, and innovative agricultural practices. An increasing demand for REE has thus been observed worldwide during recent decades [1,2]. REE deposits can be formed through magmatic, metamorphic or hydrothermal primary processes or be associated with secondary processes involving weathering and erosion of primary sources [1,3]. As REE tend to be insoluble in surface environments, their concentrations in a sedimentary deposit reflect the respective source area geology. Hence, the REE patterns of river sediments, besides being used to identify commercially valuable deposits, are frequently applied in provenance investigations without a direct economic focus [4–9]. However, the REE patterns of river sediments can be affected by exogenous processes, such as weathering [10–14] and sorting [5,11–17]. For example, fine-grained deposits are expected to be particularly influenced by weathering-related transformations [18,19], but REE geochemistry is still widely used to trace the provenance of mud deposits [6,7,20,21]. The cumulative effects of exogenous changes associated with multiple depositional cycles are likely to have a major influence on REE geochemistry where the recycled component is abundant.

The present investigation is focused on the geochemistry of a set of present-day sand and mud deposits from the Caculuar River basin, a sub-basin of the Cunene River in

the subtropical SW of Angola (Figure 1). It aims to better understand (1) the source rock control on the REE contents of the produced sediment and (2) the exogenous processes that influence the REE geochemistry. In the study region, two trunk rivers are separated by a ridgeline striking broadly north–south, leaving the Caculuar sub-basin to the west and the Mucope sub-basin river to the east (Figure 2). The Caculuar trunk river flows through an upstream sector, where felsic igneous rocks largely prevail, and a downstream sector, mainly with mafic igneous rocks, before entering the Kalahari Basin; the Mucope is entirely placed in the Kalahari Basin, thus draining exclusively a recent sedimentary succession. Several geological features of the investigated area, such as the similar representation of mafic and felsic crystalline rocks, and the good separation of regions with sharply different geologies, provide unique conditions to assess how the recycling of sediments with different primary sources controls REE geochemistry.

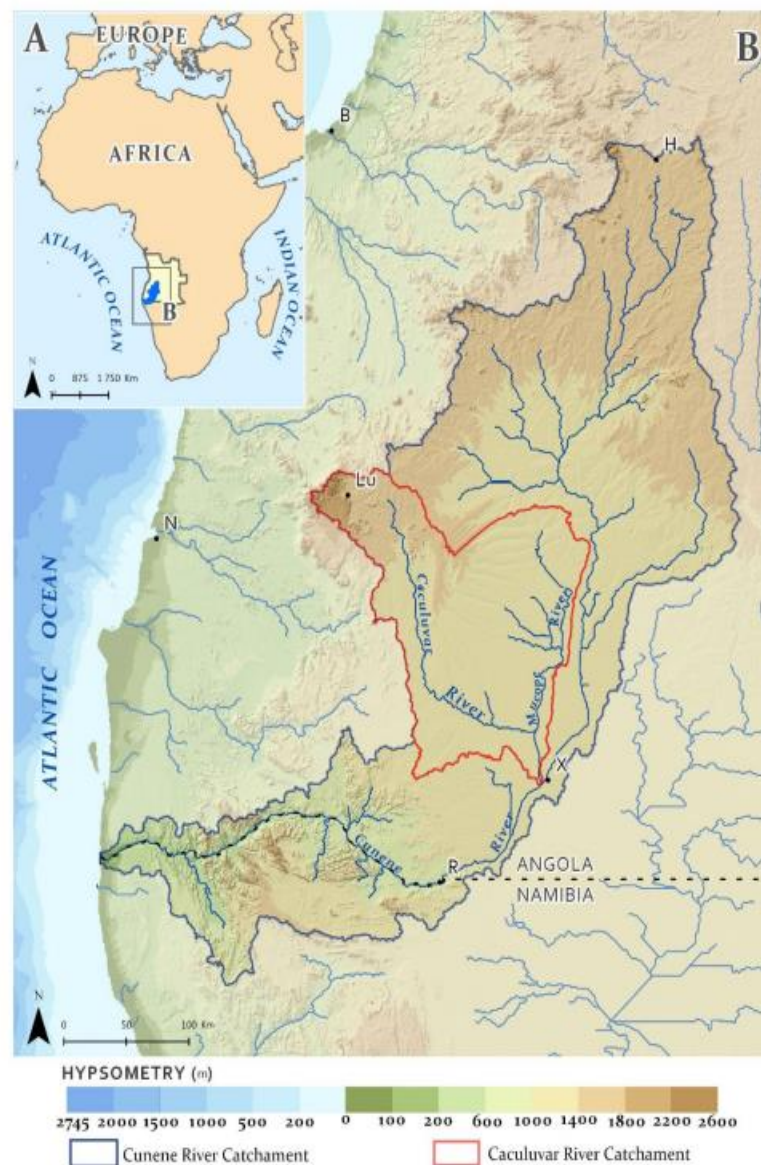


Figure 1. Location of the Cunene (A) and Caculuar (B) basins in the SW of Africa.

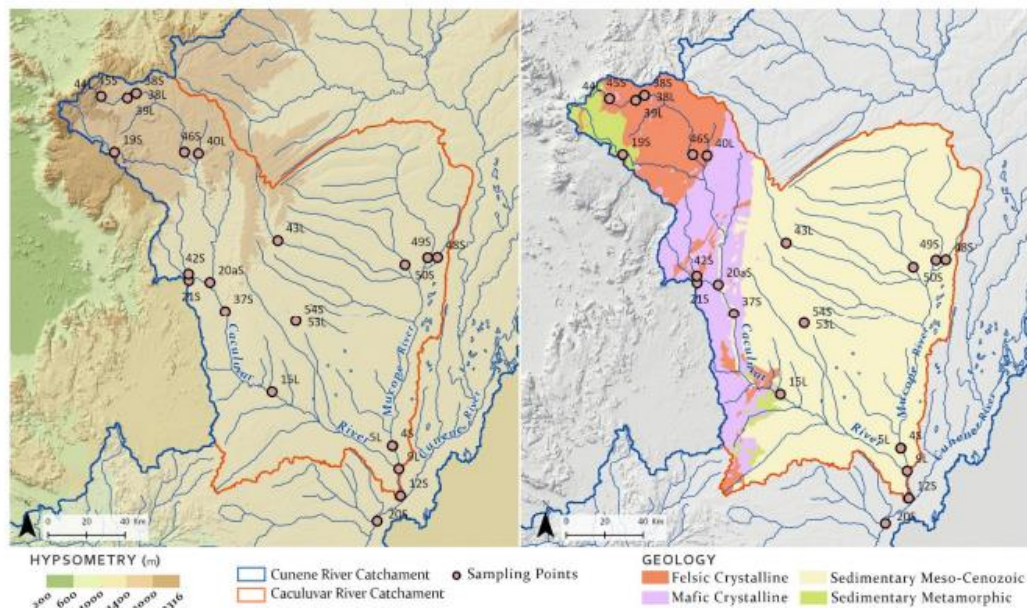


Figure 2. Sampling sites and the orography (left panel) and geology (right panel) of their source areas. Geology is based on the Geological Map of Angola, scale 1/1,000,000, sheet 3 [22].

2. Regional Setting

2.1. Geology

The Caculuar River, with a length of 273 km and a drainage basin of 25,322 km², is the biggest tributary of the Cunene River. The Caculuar River basin integrates two trunk rivers, the Caculuar and the Mucope. The catchment areas of these trunk rivers (hereafter referred to as the Caculuar and Mucope sub-basins) are approximately the same size. The two rivers only join together less than 10 km from the confluence with the Cunene. The geologies of the Caculuar and Mucope sub-basins are substantially different. The Mucope River is entirely placed in the sedimentary units of the Kalahari Basin, while the Caculuar mostly drains the Angolan Block of the Congo Craton, entering the Kalahari only in its downstream path (Figure 2).

Different units of the Angolan Block are drained by the Caculuar River. In the NW tip of the catchment belonging to the Humpata-Bimbe Plateau, its headwaters drain the Proterozoic Chela Group and Leba Formation [23]. The Chela Group comprises a succession of siliciclastic rocks of different grain sizes and intercalated volcanoclastic rocks that, as a general rule, are Si-rich. Zircon grains retrieved from rhyolitic beds allow dating the Chela Group at the Paleoproterozoic [24]. Occasionally, younger igneous rocks (~1.5 Ga) enriched in the mafic component also occur [25]. The Leba Formation unconformably overlies the Chela Group in the higher elevation areas of the Humpata-Bimbe Plateau. It consists mostly of dark dolomitic limestones, frequently with well-preserved stromatolites.

Southward, the Caculuar flows on the pre-Chela basement, which is dominated by intrusive rocks. In northern locations, the so-called “regional granite” occurs [26]. In general, it is a deformed peraluminous leucocratic granite associated with the Eburnean orogeny (~2.0 Ga) [24,27]. Further downstream, the river drains Mesoproterozoic mafic rocks of the Kunene Complex of SW Angola, previously called the gabbro-anorthosite complex [27–29]. These units, coupled with their continuation in Namibia, constitute the

largest mafic complex of Africa. In places, between outliers of the Kunene Complex of SW Angola, coeval A-type red granites that usually strike SW–NE occur [30].

After crossing the eastern border of the Kunene Complex of SW Angola, the Caculuar River enters the Kalahari Basin approximately 85 km upstream of its confluence with the Mucope. Its sedimentary infill includes the Kalahari Group with aeolian and fluvial deposits dated at the late Cretaceous to Cainozoic [31] and a series of Quaternary loose sands associated with the recycling of the Kalahari Group.

2.2. Climate

The climate of the Caculuar catchment presents substantial seasonal variation, with a wet season, from October to April, in which heavy rainfall and high temperatures occur, and a dry season, from May to September, with lower temperatures [32]. At these latitudes, the influence that some processes such as the El Niño Southern Oscillation (ENSO) and the Angola Low (AL) play on rainfall significantly varies. At the interannual scale, ENSO is primarily responsible for rainfall variations in southern Africa [33], giving rise to seasonal below-normal rainfall [34]. In contrast, the AL is a low-pressure system occurring from October to March, favoring the wet periods, bringing the summer rains [35].

According to the Köppen–Geiger climate classification (<http://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at/present.htm>, accessed on 26 March 2021), in the Caculuar catchment, the mountainous sector of the basin to the NW has a subtropical highland climate (Cwb), transitioning as we move southwards to a hot semi-arid climate (Bsh). In this way, despite registering a tropical thermal regime softened by the catchment's mountainous distribution (monthly average close to 22 °C), the average temperature increases to the east and south. In contrast, the annual precipitation varies in the opposite direction. The southern sectors of the Caculuar and Mucope catchments record about 450–500 mm per year, while in the north, particularly in the mountainous sector of the basin, about 900–950 mm per year is recorded (Figure 2).

3. Methods

For this study, the main lithological data came from the Geological Map of Angola, at a scale of 1/1,000,000, sheet 3, published in 1980 [22]. The delimitation of the basins, sub-basins, and hydrographic network was carried out in GIS and based on the altimetric data from SRTM DEM V4, with a 30 m pixel size. The selection of the sampling sites was carried out according to geomorphological and geological criteria, considering two main objectives: (1) the choice of sampling points along the main river, individualized by major lithological sectors to capture the sediments of the sector, and those coming from the upstream sub-catchments; and (2) the choice of sampling points in exclusive sub-catchments of each of the major lithological sectors to obtain only sediments of that sector. Following these criteria, field locations were first defined on the cabinet by observing imagery from the Google Earth and Terra Incognita platforms (to evaluate the terrestrial access and sediment availability) and then transferred to a database to use in the field. In total, 25 present-day sediment samples were selected for compositional analyses, including 15 sands and 10 muds (Table 1; Figure 2).

The mineralogical composition was determined, for both sand and mud deposits, by X-ray diffraction (XRD) using an Aeris instrument (PanAlytical) with a Cu tube, at 15 kV, 40 mA. Diffractograms were obtained on the ground (to <15 µm) with randomly oriented grains in the range 2–60° 2θ. Semi-quantitative estimations of mineral proportions were based on the areas of characteristic reflections identified in the diffractograms after extracting the background. Estimations were performed for quartz (peaks at 3.34 Å, after correcting for mica reflection, and 4.26 Å), K-feldspar (peak at ~3.24 Å), plagioclase (~3.18 Å), calcite (~3.03 Å), pyroxene (~2.9 and 2.95 Å), hematite (~2.7 Å), and phyllosilicates (summed reflections of ~7 Å, 10 Å, 12–13 Å, and 14–15 Å).

Table 1. Representation of different geological units in the catchment areas of the sampling points and overall XRD mineralogy obtained for each sediment sample (% values).

Sample	Source Type	Felsic	Mafic	Sedim.	Meta-Sed	Quartz	KF	Plagioc	Phyllos	Others
Sands										
38S	Felsic	78.4	1.6		20.0	40	42	9	6	2
39S	Felsic	64.8	0.8		34.4	89	0	6	4	1
45S	Felsic	77.5			22.5	91	0	0	7	2
46S	Felsic	89.5	1.1		9.4	63	17	6	8	6
21S	Mafic	13.2	86.8			47	23	21	0	10
42S	Mafic	32.7	66.5	0.2	0.7	34	16	47	1	3
20S	Cunene	14	4	63	18	84	0	5	0	11
12S	Mixed	13.1	15.0	68.3	3.7	77	15	2	3	3
20aS	Mixed	47.5	31.9	7.7	12.9	56	31	7	4	2
37S	Mixed	41.7	40.3	7.8	10.2	14	26	51	7	2
4S	Recycled			100		100	0	0	0	0
19S	Recycled	4.5		99.5		96	0	0	3	2
48S	Recycled			100.0		93	0	4	3	0
49S	Recycled			100.0		96	3	0	0	1
50S	Recycled			100.0		92	0	0	5	3
54S	Recycled			100.0		97	0	0	2	1
Muds										
38L	Felsic	78.4	1.6		20.0	19	18	15	45	4
39L	Felsic	64.8	0.8		34.4	34	24	5	29	7
44L	Felsic	77.5			22.5	31	39	5	23	1
15L	Mixed	36.0	41.2	13.9	8.9	38	0	36	26	0
40L	Mixed	30.1	39.9			35	24	5	29	7
5L	Recycled			100.0		43	0	0	57	0
9L	Recycled			100.0		33	19	13	33	2
43L	Recycled			100.0		35	14	0	38	14
53L	Recycled			100.0		73	2	0	24	0

Sedim.: sedimentary; Meta-sed.: meta-sedimentary; KF: K-feldspars; Plagioc.: plagioclases; Phyllos: phyllosilicates.

Chemical element concentrations were determined with the same aliquots (~5 gr) used for bulk mineralogy. Analyses were performed at the laboratories of Bureau Veritas (Vancouver; group 4A–4B and code LF200) (Supplementary Material Table S1). Most major oxides were determined by ICP-AES (using a Spectro Ciros/Arcos instrument) and trace elements by ICP-MS (using an ICPMS ELAN 9000 instrument), following a lithium metaborate/tetraborate fusion and nitric acid digestion. For quality control, accuracy was obtained through the standard STD SO-19. The estimated errors for the elements considered in this research were, in general, below 2% and, except for Sm (~6%), always below 5%. Blanks were almost always below the detection level.

The composition of the Upper Continental Crust (UCC; [36,37]) was applied for the normalization of the geochemical data. Lanthanides were also normalized to the chondrite composition [38], with the fractionation parameters being computed after this normalization. For simplicity, REE are grouped here as light REE (LREE; La, Ce, Pr, Nd, and Sm), Eu, and heavy REE (HREE; Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, and Lu). In the analysis and graphical representations, Y and Sc were separated from the REE. Univariate and multivariate statistical analyses were performed using the software JMP Pro 14.0. To better evaluate the associations between compositional parameters, principal component analysis (PCA) was performed on different sets of geochemical results.

4. Results

4.1. Sediment Classification Based on Source Geology

Sampled sediments can be classified into four types according to the geology of their catchment areas (Table 1). Where the drainage area includes mafic and felsic crystalline rocks and each represents at least $\sim 1/3$ of the crystalline component (i.e., after excluding sedimentary and low-grade meta-sedimentary terranes), the source is classified as mixed. Felsic and mafic sources are considered where one of these rock types is prevalent, and the (meta-)sedimentary cover does not occupy more than 75% of the drainage area. Otherwise, the sampling sites are considered to have a recycled source. With one exception, collected in the upstream portion of the Caculuar sub-basin, recycled sediments came from the Mucope sub-basin. Mafic-derived sediments were collected within the Kunene Complex of SW Angola, while felsic-derived sediments came from upstream locations in streams draining the Eburnean granitoids. Sampling sites in the Cunene and at the middle to lower courses of the Caculuar are mixed source.

4.2. Mineralogy

The XRD mineralogy is presented in Table 1. Sand samples yield variable amounts of quartz and feldspar, with phyllosilicates in secondary to minor amounts. Carbonates and Fe oxides can be present in minor amounts. Sands with a sedimentary to meta-sedimentary source are strongly enriched in quartz (>92%). Mafic-derived sediments tend to hold more feldspar and less quartz than felsic-derived sediments. The composition of sands with a mixed source are widely variable, revealing either a clear enrichment in quartz, especially where sedimentary units occupy extensive areas of the respective catchments (12S), or abundant feldspar, namely, near the downstream border of the Kunene Complex of SW Angola (37S).

Except for some sediments with a dominant recycled component, which contain very low feldspar, sampled muds usually yield similar proportions of quartz, phyllosilicates, and feldspar. Recycled muds (i.e., mainly sourced by previous sedimentary and meta-sedimentary units) can yield the highest contents of quartz (73%) or phyllosilicates (57%). The proportions of feldspar in felsic-derived and mixed-source muds are not substantially different (24–44%). Carbonates were detected in some felsic and recycled muds, but always in secondary to minor amounts.

4.3. Overall Geochemistry

Sand composition is widely variable, particularly with regards to the concentrations of mobile elements Na, Ca, K, Mg, Sr, Rb, and Ba (Figure 3). Sands yield more SiO_2 than muds. Conversely, the contents of Fe_2O_3 , MgO, REE (including Y and Sc), Cs, U, V, Zr, and Hf tend to be higher in muds. Lost on ignition is minor in sands (0.9–4.4%) and moderately high in muds (11.9–18.5%).

All sand deposits are dominated by SiO_2 (60.1–97.4%), containing Al_2O_3 (0.9–20.3%), CaO (non-detected to 9.3%), Fe_2O_3 (0.2–4.3%), K_2O (0.02–4.56%), Na_2O (non-detected to 3.1%), and TiO_2 (0.1–2.9%) in more variable percentages. The abundances of other elements are always below 1%. As expected, sands mainly derived from mafic-dominated source areas are enriched in CaO, Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO, and Sr (Figure 3; Table 2). They are also distinguished by enrichment in Eu relative to the other sand samples. Felsic-derived sands are distinguished by relatively high contents of K_2O and Rb. Sand derived from sedimentary units yields the lowest contents of mobile elements such as Na, Ca, and K and are the most enriched in silica (>93%).

Muds are still dominated by SiO_2 (47.1–65.9%) and, compared to sands, yield higher and more homogenous contents of Al_2O_3 (13.1–25.5%) and Fe_2O_3 (3.2–8.0%). Except for Na_2O , which occurs in lesser amounts in recycled sediments, the element abundances measured in muds with different source geologies broadly overlap (Figure 3).

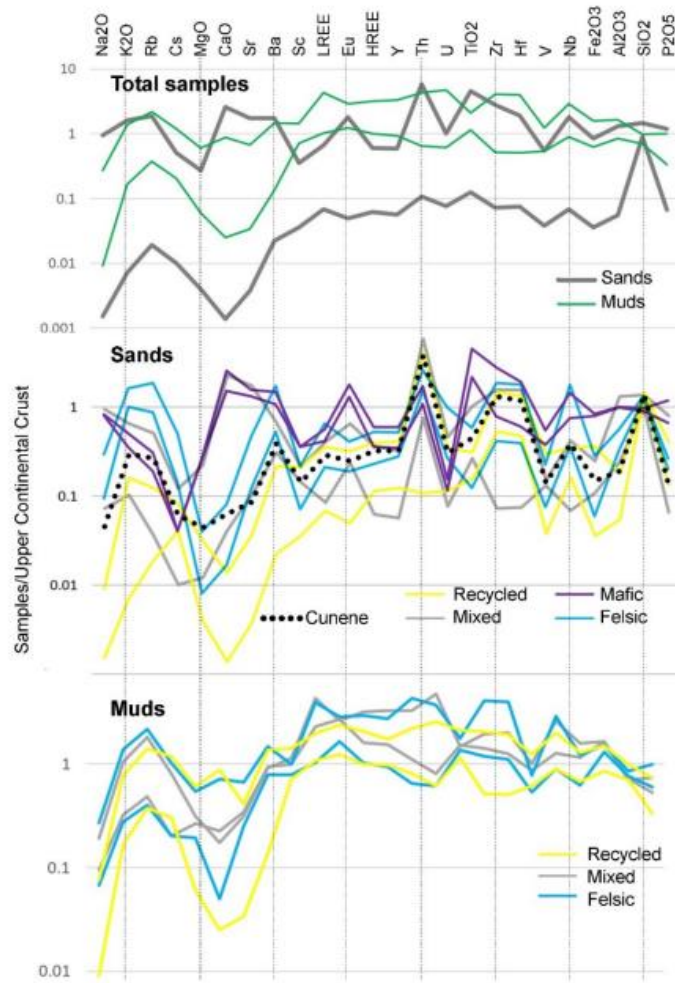


Figure 3. Overall geochemistry of sand and mud deposits, and the composition of sands and muds with distinct source geologies. The range of concentrations between maximum and minimum values is represented in the diagrams.

Table 2. Selection of geochemical data obtained with the studied sediments.

	Source	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Muds																					
39L	Fels	52.5	23.57	0.56	0.39	0.44	3.39	120.5	257.9	28.07	101	16.06	2.88	13.27	1.9	10.48	2.19	5.94	0.94	6.31	0.97
44L	Fels	57.3	21.79	0.48	0.18	0.22	3.87	92.1	183.1	18.63	64.5	10.47	1.87	8.82	1.27	7.32	1.58	4.83	0.77	5.35	0.91
P15	Mix	51.47	20.27	1.35	2.57	0.89	0.78	30.1	67.8	7.15	27	5.18	1.65	4.52	0.65	3.88	0.75	2.17	0.3	2.02	0.3
38L	Fels	48.16	25.47	0.78	0.63	0.63	2.93	133	286.5	29.96	104.7	16.91	2.65	13.32	2.01	11.42	2.31	7.25	1.09	7.4	1.17
40L	Mix	47.06	25.43	0.66	0.81	0.31	0.91	70.9	147.1	16.91	60.2	9.66	2.7	8.2	1.1	5.86	1.11	3.26	0.47	2.8	0.44
P5	Rec	65.92	13.14	0.89	0.63	0.11	1.46	35.4	85.1	8.54	30.1	5.88	1.24	4.98	0.76	4.36	0.89	2.68	0.41	2.7	0.42
9L	Rec	47.41	23.06	1.24	1.38	0.25	0.61	33.4	67.2	7.94	28.9	5.56	1.57	4.71	0.64	3.73	0.74	2.1	0.29	1.9	0.27
43L	Rec	50.48	18.48	1.5	3.18	0.12	2.18	55.1	101.6	13.95	51.1	9.46	2.21	8.33	1.22	6.8	1.35	3.86	0.53	3.25	0.53
P53L	Rec	52.1	22.96	0.15	0.09	0.03	0.47	44	139.8	13.7	52.4	11.48	2.41	8.88	1.34	7.73	1.52	4.32	0.65	4.4	0.67

Table 2. Cont.

	Source	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Sands																					
20S	Cun	92.62	2.95	0.11	0.23	0.15	0.84	9.7	18.6	1.99	7.2	1.28	0.25	1.14	0.18	1.14	0.22	0.8	0.12	0.9	0.12
12S	Mix	91.62	3.74	0.03	0.15	0.24	1.84	13.2	27.1	2.8	9.8	1.63	0.24	1.44	0.2	1.29	0.24	0.81	0.13	0.98	0.15
20aS	Mix	83.81	7.81	0.15	2.48	1.33	0.88	7.6	15.8	1.78	7.1	1.32	0.65	1.06	0.15	0.88	0.16	0.47	0.06	0.45	0.07
37S	Mix	64.62	20.26	0.55	8.29	3.12	0.29	3.6	4.6	0.61	2.1	0.31	0.46	0.39	0.04	0.25	0.05	0.13	0.005	0.025	0.01
38S	Mix	82.27	8.68	0.1	0.29	0.97	4.56	16.8	51.5	3.77	13.2	2.09	0.4	1.78	0.24	1.42	0.32	1	0.15	0.9	0.16
39S	Fels	89.48	5.11	0.02	0.06	0.36	3.44	7.3	13.7	1.41	5	0.77	0.19	0.75	0.13	0.91	0.19	0.58	0.1	0.57	0.1
45S	Fels	84.59	7.42	0.1	0.08	0.31	3.84	21.1	36.7	4.15	14.4	2.36	0.41	1.9	0.29	1.82	0.38	1.32	0.2	1.37	0.28
46S	Fels	89.25	5.15	0.04	0.21	0.54	2.81	9.6	20.6	2.01	7.2	1.16	0.29	1.04	0.2	1.38	0.33	1.04	0.15	0.96	0.15
21S	Mafic	60.06	15.48	0.68	9.25	2.73	1.42	19.5	32.3	4.2	16.3	3.06	1.81	2.79	0.41	2.27	0.45	1.29	0.18	1.06	0.18
42S	Mafic	65.42	15.35	0.65	5.45	2.65	0.99	12.9	26.7	2.86	11.1	2	1.32	1.73	0.23	1.26	0.25	0.77	0.12	0.64	0.14
4S	Rec	97.25	0.85	0.03	0.04	0.03	0.28	3.2	5.7	0.56	2.1	0.42	0.07	0.42	0.06	0.42	0.09	0.28	0.04	0.38	0.05
19S	Fels	92.38	2.79	0.08	0.03	0.02	0.45	11.9	22.9	2.58	9.1	1.53	0.32	1.38	0.24	1.49	0.31	0.93	0.15	1.1	0.17
48S	Rec	94.94	1.74	0.03	0.04	0.005	0.31	5.2	9.5	1.21	4.4	0.88	0.17	0.72	0.12	0.82	0.17	0.57	0.08	0.64	0.11
49S	Rec	97.36	0.86	0.02	0.03	0.02	0.31	2.4	4.2	0.49	1.7	0.3	0.05	0.3	0.06	0.38	0.09	0.26	0.05	0.42	0.07
50S	Rec	96.16	1.13	0.04	0.05	0.01	0.16	4.2	9	0.82	3.1	0.54	0.12	0.53	0.07	0.52	0.11	0.35	0.05	0.41	0.07

Chemical contents as % for major oxides and mg/kg for REE. Mix: mixed; Fels: felsic; Rec: recycled.

4.4. REE Grades and Patterns

The concentrations of REE are substantially higher in muds (153.5 < ΣREE < 619.7; 137.2 < ΣLREE < 571.1; 14.4 < ΣHREE < 45.0) than in sands (10.8 < ΣREE < 93.7; 9.1 < ΣLREE < 91.0; 0.9 < ΣHREE < 8.6). Muds are also enriched in Y (19.7–69.4 mg/kg) and Sc (10–20 mg/kg) relative to sands (1.2–12.5 mg/kg; 0.5–5 mg/kg) (Figure 4). REE display a strong correlation with Y and a moderate correlation with Th both in sands and muds (Figure 5). No correlation is observed between REE and Zr in sands and between REE and Sc in muds. Fairly good correlations are observed between Eu and Y and Sc. The correlation Y–Eu becomes especially robust in sands after isolating sediments enriched in felsic and mafic components (Figure 5).

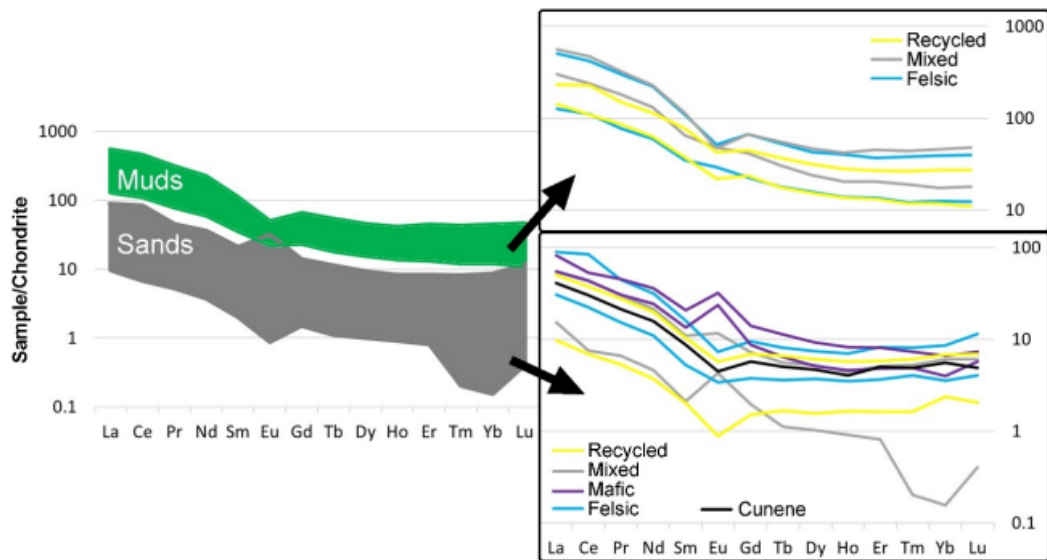


Figure 4. Overall REE composition of muds and sands, and patterns (maximum and minimum concentrations) for sands and muds with distinct source geologies.

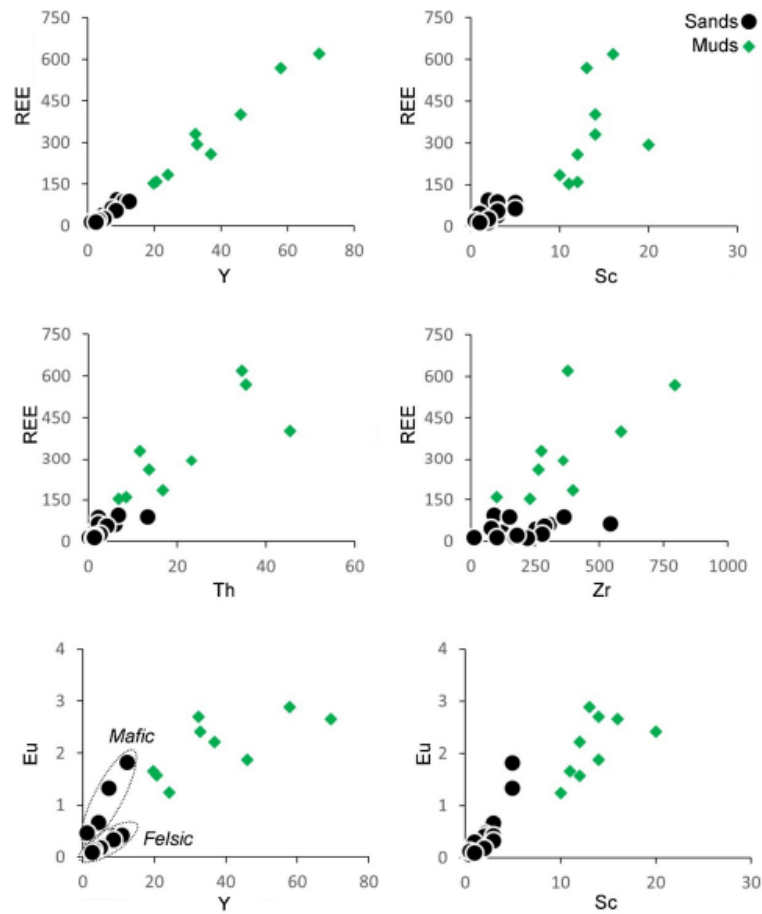


Figure 5. Relation between REE (lanthanides) and Y, Th, Zr, and Sc.

The REE patterns are more homogenous in muds than in sands (Figures 4 and 6). Except for one sample with a mixed provenance that shows anomalously high Gd_N/Yb_N (6.31 in 37S), REE patterns for sands reveal substantially higher LREE fractionation ($3.41 < La_N/Sm_N < 7.25$) than HREE fractionation ($0.58 < Gd_N/Yb_N < 2.19$). The Eu anomaly is positive in mafic-derived sands ($1.85 < Eu/Eu^* < 2.11$) and negative in both felsic-derived ($0.57 < Eu/Eu^* < 0.79$) and recycled ($0.50 < Eu/Eu^* < 0.68$) sands (Figure 5). Sands with a mixed mafic–felsic source yield widely variable Eu anomalies ($0.47 < Eu/Eu^* < 4.03$). Samples with distinct source areas do not display substantially different Ce anomalies ($0.69 < Ce/Ce^* < 1.51$), the extremes being measured in sands with a mixed provenance.

REE patterns for muds are characterized by slightly higher LREE fractionation ($2.39 < La_N/Sm_N < 5.49$) than HREE fractionation ($1.33 < Gd_N/Yb_N < 2.37$) (Figure 6). The Eu anomalies are negative in muds with felsic and recycled sources ($0.58 < Eu/Eu^* < 0.91$), and slightly more variable in muds with mixed sources ($0.52 < Eu/Eu^* < 1.02$). Except for one sample sourced exclusively from the sedimentary units of the Kalahari Basin (53L; $Ce/Ce^* = 1.35$), muds display only minor, positive or negative, Ce anomalies ($0.87 < Ce/Ce^* < 1.15$).

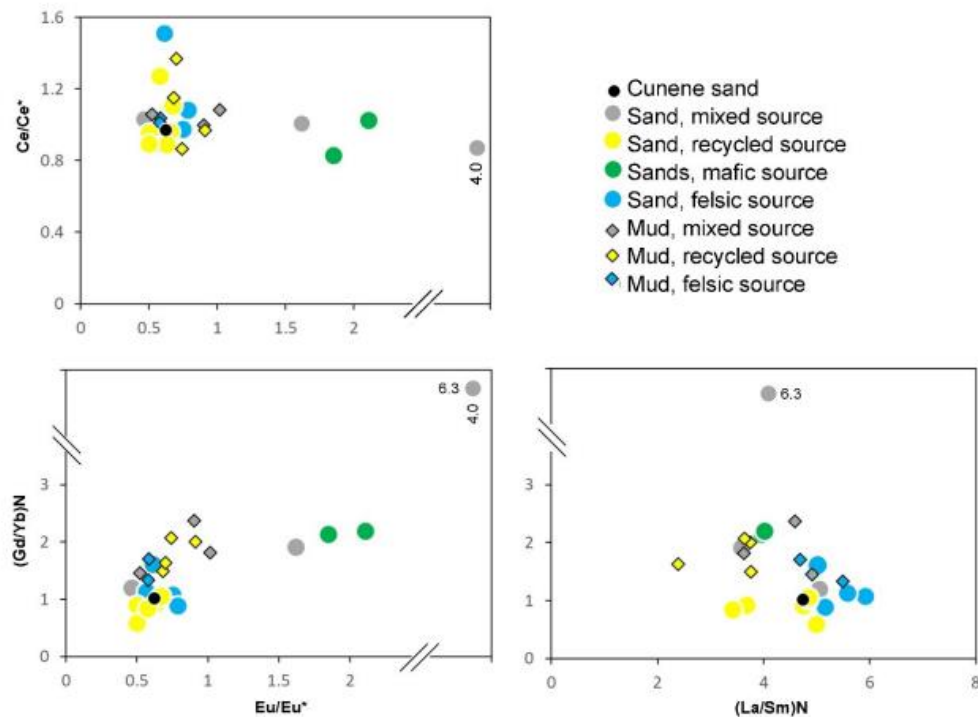


Figure 6. Biplots of characteristic fractionation and anomaly parameters for REE geochemistry.

5. Discussion

5.1. Fingerprints of Primary Sources

The total contents of REE in the studied samples with mafic and felsic sources are very similar. However, some features of the REE patterns, such as Eu/Eu^* and the REE fractionation parameters La_N/Yb_N and Gd_N/Yb_N , are higher in mafic- than felsic-derived deposits (Figure 6). The links between these parameters and primary source rocks become particularly evident in the PCA conducted with REE data and major chemical elements (Figure 7). In the PCA map, Na and Ca concentrations are plotted with Eu/Eu^* , reflecting the presence of Eu in plagioclase [4], which is abundant in mafic-derived deposits. These variables also appear linked with La_N/Yb_N and Gd_N/Yb_N , demonstrating that REE parameters are good proxies of the mafic contribution. The studied mafic-derived sediments appear to display slightly steeper HREE patterns than sediments enriched in the felsic component. The biplot Eu/Y also provides a good discrimination of sands with predominantly mafic and felsic sources, with higher Eu/Y in the former (Figure 5), confirming the ability of this ratio in the assessment of primary sources.

Sands with a mixed provenance can display REE patterns resembling either mafic- or felsic-dominated deposits (Figure 6). The dominant primary source can be estimated with the aforementioned REE parameters mentioned before (Eu/Y , Eu/Eu^* , La_N/Yb_N , La_N/Sm_N , and Gd_N/Yb_N). At least concerning the REE contents, the contributions from different rock types do not directly mimic the spatial representation of these rock types in the drainage areas. In other words, some areas appear to be supplying more sediment than others. Note, for example, sample 37S, for which the REE patterns display a typical mafic fingerprint, but in its catchment, felsic rocks are even more abundant than mafic rocks (Table 1). In this case, the proximity to potential source rocks is crucial, as the sample was collected at the downstream end of the area with mafic outcrops, while felsic rocks

are dominant only approximately 75 km upstream (Figure 2). A sample collected slightly upstream, closer to outcrops of felsic crystalline units and covering sedimentary successions (20aS), is much less enriched in the mafic component. The other sands, either with a mixed or recycled source, are dominated by the felsic component.

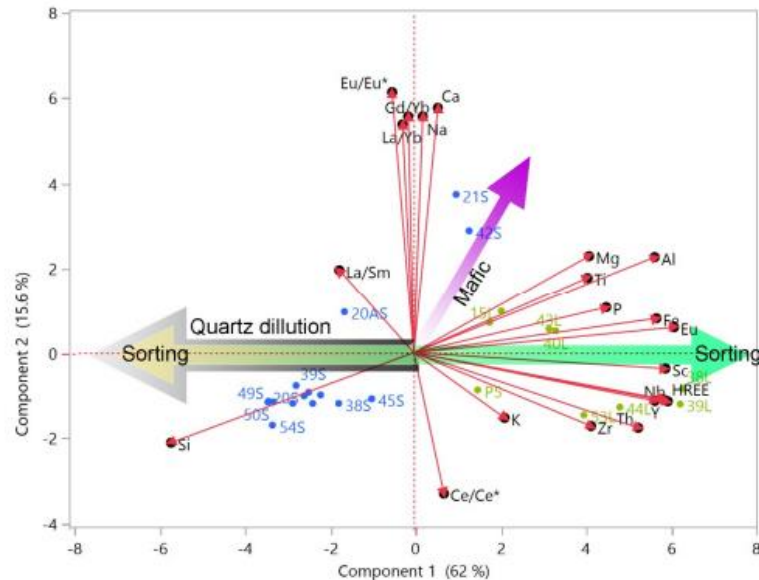


Figure 7. Map of the principal components obtained with a selection of major elements, REE concentrations, and parameters that characterize the REE patterns. See further explanation in the text.

The discrimination of source areas is not as obvious for muds. The highest mafic contributions appear to occur in 15L (Figure 7), but the composition is still not substantially different from some muds with a distinct provenance (e.g., 9L, 40L, 43L; Table 1). Although the geochemistry of fine-grained sediment fractions, frequently with an emphasis on REE, is an important tool in provenance investigations [6,7,20,21,39,40], the present results show that the interference of other exogenous processes renders the recognition of source areas more complicated.

5.2. Influence of Sediment Cycling on REE Geochemistry

Comparisons of fluvial sediments with their source rocks indicated that depositional cycles are responsible for discernible changes in REE [14,41–45]. These transformations can be associated with a different process. In the following sections, we discuss the effects of weathering and sorting.

5.2.1. Weathering

REE are mobile within weathering profiles, particularly during the early stages of alteration [46,47]. Still, because of the decomposition of labile minerals that host minor REE and the retention of these elements in secondary minerals, weathering can promote an REE enrichment relative to the parent materials. To better understand the effect of weathering on REE, PCA was performed with parameters that characterize the REE geochemistry (Σ LREE, Σ HREE, Eu, Eu/Eu*, Ce/Ce*, La_N/Yb_N , La_N/Sm_N , and Gd_N/Yb_N) and a selection of compositional parameters that can be regarded as weathering proxies (Figure 8).

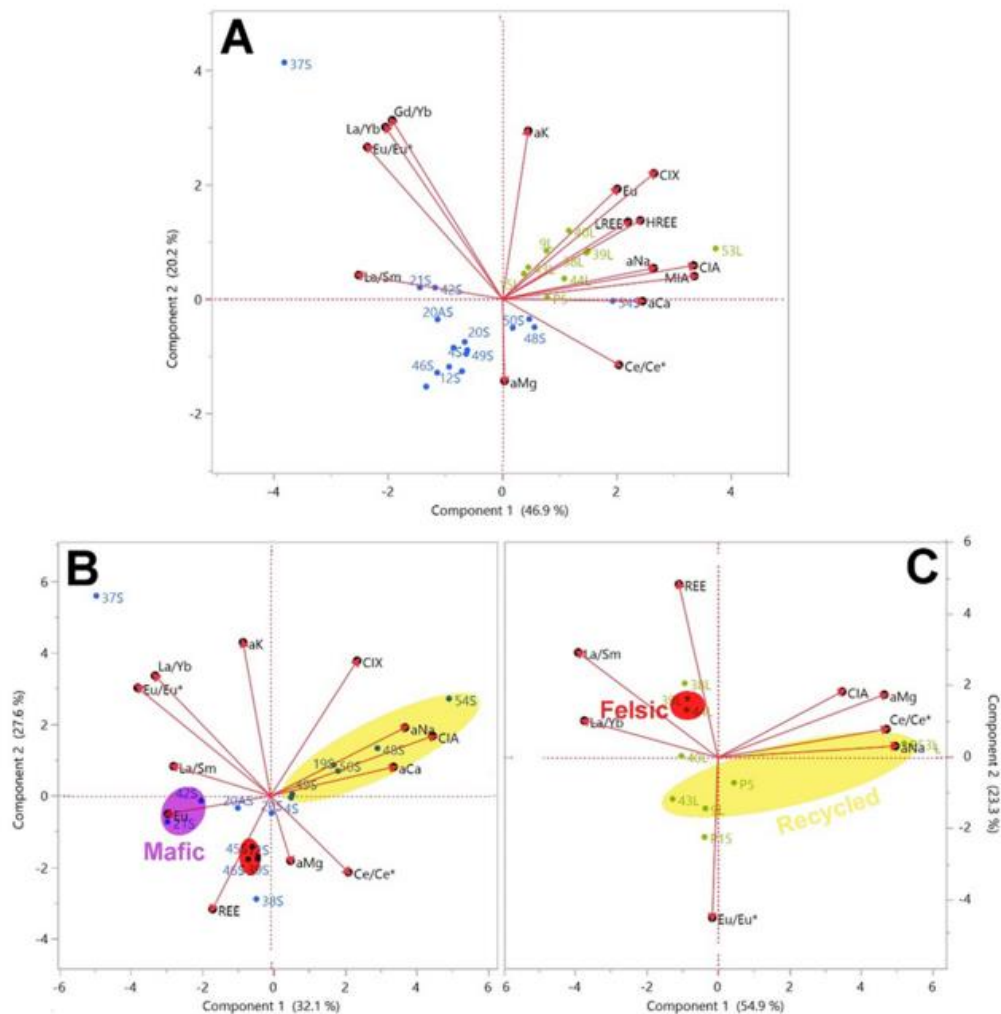


Figure 8. PCA map performed to assess the effect of weathering on REE geochemistry. Results for the entire dataset (A), sand deposits (B), and mud deposits (C) are presented. “a” stands for α . See further explanation of weathering proxies and REE parameters in the text.

The extent of weathering transformations can be estimated through many different indices based on the concentration of major elements. Their formulations, advantages, and weaknesses were discussed in more detail elsewhere [48–50]. The parameters adopted in the PCA include the Chemical Index of Alteration (CIA; [51]), a modified CIA that does not consider CaO (CIX; [52]), and the Mafic Index of Alteration that also considers the fate of Fe/Mg silicates (MIA; [53]). The values obtained for all these weathering proxies result from ratios between the concentrations of one or more non-mobile elements and the concentrations of sets of mobile elements in the sample (Table 3). In addition, the weathering intensity was assessed through the parameters α^{AlE} that measure the depletion of different mobile elements (E) using a ratio of their concentrations to the concentration of non-mobile element Al and applying a normalization to a reference material (e.g., UCC, as adopted in the present research) [54].

Table 3. Geochemical indices of weathering adopted in this research.

Parameter	Formula (Where Necessary); Response to Weathering	Reference
WIP (Weathering Index of Parker)	$(\text{CaO}^*/0.7 + 2\text{Na}_2\text{O}/0.35 + 2\text{K}_2\text{O}/0.25 + \text{MgO}/0.9) \times 100$ (1)	[55]
CIA (Chemical Index of Alteration)	$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}) \times 100$ (1)	[51]
$\alpha^{\text{Al}}_{\text{E}}$	$(\text{Al}/\text{E})_{\text{sample}}/(\text{Al}/\text{E})_{\text{UCC}}$, with E a mobile element	[54]
MIA _(o) (Mafic Index of Alteration, oxidative conditions)	$(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) \times 100/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{MgO})$ (1)	[53]
CIX (modified CIA)	$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) \times 100$ (1)	[52]

(1) Uses molar proportions. Cao*: silicate-bound CaO. Except for WIP, all indices tend to increase with weathering.

Using both sand and mud samples, the PCA with weathering indices and REE features separates these two sets of deposits (Figure 8A). However, one sand sample collected in the upper reaches of the Caculuar sub-basin that was sourced from meta-sedimentary units is plotted along with muds. This PCA also clusters most variables indicative of the weathering intensity (CIA, CIX, MIA, $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Na}}$, and $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Ca}}$) with LREE, HREE, and Eu in the region of the PCA where the mud deposits are plotted. Only $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Mg}}$ and $\alpha^{\text{Al}}_{\text{K}}$, which are strongly influenced by the source rock composition [18,56], are not grouped with the other weathering parameters, being plotted on opposite sides of the PCA map.

To remove the grain size effect on the sediment composition, two additional PCAs were performed for mud and sand deposits in separate. Due to the limited number of samples, some variables found to be redundant were not included (Gd_N/Yb_N and MIA in both PCAs; CIX, $\alpha^{\text{Al}}_{\text{K}}$, and $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Ca}}$ in the PCA for muds) and only $\sum\text{REE}$ was considered.

In the PCA map for sand deposits, Eu/Eu^* and La_N/Yb_N appear linked and in opposition to Ce/Ce^* , while weathering indices are plotted orthogonally, indicating that surface alteration is not a major factor influencing REE patterns (Figure 8B). Regarding muds, weathering indices appear to correlate with Ce/Ce^* in opposition to fractionation indices (Figure 8C), suggesting a concentration of Ce during surface alteration and a preferential release of La relative to Sm and HREE. The limited number of mud samples does not allow safe conclusions about weathering effects. However, they are compatible with the reported preferential mobilization of LREE [14,57] and the concentration of Ce in secondary oxides formed during weathering [58,59]. The PCA for muds also shows REE contents in opposition to Eu/Eu^* . As secondary REE-bearing minerals tend to show stronger negative Eu anomalies (lower Eu/Eu^*) than the primary minerals they result from (e.g., feldspar, mica, and ferromagnesian silicates [60,61]), surface decomposition could be promoting REE enrichment.

5.2.2. Sorting

The segregation of sediment materials with different sizes, shapes, and densities plays a fundamental role in sediment geochemistry [14,17,42,62,63]. Significant amounts of REE in river sediments are hosted by particles whose concentrations are strongly influenced by sorting processes, such as heavy minerals [64–66] and clay minerals [65,67,68]. For the studied deposits, the PCA performed with geochemical data suggests that sorting is the principal factor determining the compositional variability (Figure 7).

Sorting accounts for the separation of fine-grained particles (clay to fine sand, depending on flow conditions) that are preferentially transported as suspended loads from coarser particles mainly transported as a bedload [69]. Muds are characterized by enrichment in elements that tend to be hosted in phyllosilicates, such as Al (clay minerals and micas), Fe and Mg (e.g., biotite, chlorite, and some illite), and K (muscovite and some illite). Titanium, along with very fine-grained REE minerals also tends to be concentrated with the finer fractions. On the other hand, sands are enriched in quartz and contain variable amounts of feldspars and minor heavy minerals. REE can also be frequently adsorbed onto clay minerals and Fe-Mn oxides, which may hold the majority of the leachable REE compo-

ment [14]. Except for some mafic-derived sands, these deposits contain minor amounts of heavy mineral grains. Hence, sorting and quartz dilution are partially responsible for the low contents of most REE minerals in sands. Occasional exceptions are Eu, hosted in feldspars, and Ce, probably associated with coatings (Figure 9).

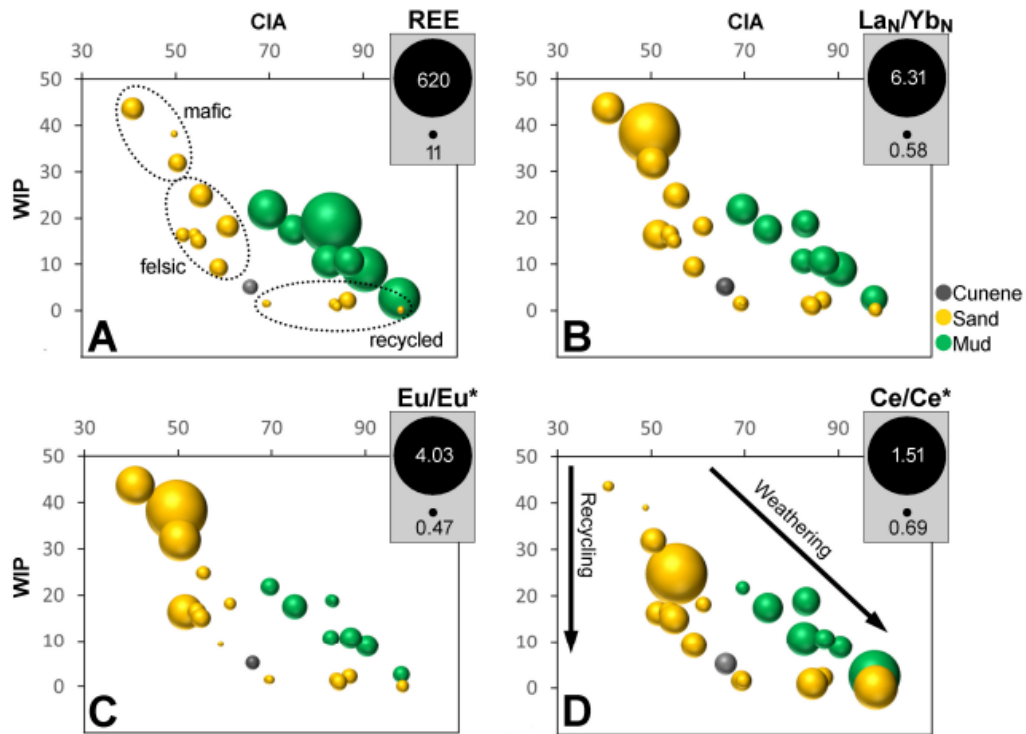


Figure 9. Plots of CIA–WIP applied to assess weathering, recycling, and grain size control on REE geochemistry. Bubble sizes represent Σ REE (A), REE fractionation determined as La_N/Gd_N (B), Eu anomaly (C), and Ce anomaly (D). Eu/Eu^* is Eu anomaly; Ce/Ce^* is Ce anomaly.

5.2.3. Effect of Multiple Depositional Cycles

Intense quartz dilution can be accomplished through recycling, which promotes a progressive enrichment in chemically stable and mechanically resistant minerals [70]. Feldspar is frequently the most abundant mineral of crystalline rocks that does not endure a sediment cycle as quartz. With the decrease in the feldspar contents, the negative Eu anomaly becomes progressively more evident, reflecting the release of Eu. Recycling is also responsible for the depletion of fine-grained detritus, which is frequently dominated by secondary clay minerals [50]. The quartz dilution effects on REE concentrations are particularly obvious for sands sourced from the Kalahari Group (Figure 7). These sediments are strongly enriched in quartz (92–100%) and yield the lowest REE contents, with their geochemistry indicating that they are associated with the most intense surface decomposition (Figure 8). Different REE are not affected in the same way during sediment cycling. For example, LREE appears to be preferentially leached relative to HREE, leading to a decrease in La_N/Yb_N , but the higher values of Ce/Ce^* show that Ce is not hosted by the same minerals as the remaining LREE. Part of it is likely retained in coatings that evolved sand grains instead of fine-grained particles, which tend to be preferentially lost during sediment cycles.

Recycling effects can be assessed with a combination of compositional parameters. Unlike CIA and other indices used in this paper to assess the weathering intensity, the Weathering Index of Parker (WIP; [55]) is strongly influenced by the addition of recycled quartz. Hence, plots of CIA–WIP have been used to understand how recycling controls sediment composition [52,71]. Here, we used this biplot with a third dimension, the bubble size, to represent a feature of the REE geochemistry (Figure 9). The diagram clearly shows how quartz dilution in recycled sands is responsible for REE impoverishment. This set of samples is also characterized by particularly low Eu/Eu^* , responding to feldspar decomposition and breakdown, and flatter REE profiles due to the solubility of LREE. As expected, the composition of muds is not as affected by quartz dilution as observed with sands.

6. Conclusions

Sediment cycles, through weathering and sorting, influence the REE geochemistry of sands and muds differently. The decomposition of labile components and the segregation of particles according to size, shape, and density culminate with significant quartz enrichment in sand deposits, while mud deposits become enriched in secondary minerals. Quartz dilution explains the low REE content in sands, particularly in those most affected by recycling. Sand deposits with evidence of the most intense surface decomposition hold the lowest amounts of REE. As weathering transformations are accumulated during successive sediment cycles, the composition of recycled sands also points to more intense weathering, but the REE depletion should be ascribed to quartz dilution. REE concentrations in muds are influenced by two processes with opposite effects. Quartz dilution can be responsible for some REE depletion, while the decomposition of labile components and the retention of REE in secondary minerals account for some REE enrichment. The present research confirms that several parameters of REE geochemistry (e.g., Eu/Y , Eu/Eu^* , La_N/Yb_N , La_N/Sm_N , and Gd_N/Yb_N), particularly for sands, provide excellent information about the source geology. Surface decomposition seems to be responsible for an increase in Ce and some LREE depletion relative to HREE in muds but has no obvious consistent effects on the REE patterns of sands.

Supplementary Materials: The following are available online at <https://www.mdpi.com/article/10.3390/geosciences11090384/s1>.

Author Contributions: Conceptualization, P.A.D.; methodology, P.A.D. and A.G.; software, A.G., P.A.D. and P.L.; validation, A.C., P.A.D., A.G. and P.L.; formal analysis, A.C., P.A.D., A.G. and P.L.; investigation, A.C., P.A.D., A.G. and P.L.; resources, A.C., P.A.D. and A.G.; data curation, P.A.D. and A.G.; writing—original draft preparation, A.C., P.A.D., A.G. and P.L.; visualization, P.A.D., A.G. and P.L.; supervision, P.A.D. and A.G.; project administration, P.A.D. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research was supported by national funds through FCT—Foundation for Science and Technology, I.P., within the scope of the project UIDB/04292/2020 (MARE).

Data Availability Statement: Topographic and climatic data used in SIG analysis can be downloaded from <https://dwtkns.com/srtm30m/> (accessed on 7 January 2021) and <https://www.worldclim.org/data/worldclim21.html> (accessed on 26 March 2021), respectively.

Acknowledgments: The academic editor and three anonymous reviewers are warmly acknowledged for their constructive assessments that helped to improve the manuscript.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest. The funders had no role in the design of the study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript, or in the decision to publish the results.

References

- Balaram, V. Rare earth elements: A review of applications, occurrence, exploration, analysis, recycling, and environmental impact. *Geosci. Front.* **2019**, *10*, 1285–1303. [CrossRef]
- Dushyantha, N.; Batapola, N.; Ilankoon, I.M.S.K.; Rohitha, S.; Premasiri, R.; Abeysinghe, B.; Dissanayake, K. The story of rare earth elements (REEs): Occurrences, global distribution, genesis, geology, mineralogy and global production. *Ore Geol. Rev.* **2020**, *122*, 103521. [CrossRef]
- Zhou, B. Global potential of rare earth resources and rare earth demand from clean technologies. *Minerals* **2017**, *7*, 203. [CrossRef]
- McLennan, S.M. Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes. In *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*; Lipinand, B.R., McKay, G.A., Eds.; Mineralogical Society of America: Chantilly, VA, USA, 1989; pp. 169–200.
- Singh, P.; Rajamani, V. REE geochemistry of recent clastic sediments from the Kaveri floodplains, southern India: Implication to source area weathering and sedimentary processes. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **2001**, *65*, 3093–3108. [CrossRef]
- Munksgaard, N.C.; Lim, K.; Parry, D.L. Rare earth elements as provenance indicators in North Australian estuarine and coastal marine sediments. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **2003**, *57*, 399–409. [CrossRef]
- Ferrat, M.; Weiss, D.J.; Strekopytov, S.; Dong, S.; Chen, H.; Najorka, J.; Sinha, R. Improved provenance tracing of Asian dust sources using rare earth elements and selected trace elements for palaeomonsoon studies on the eastern Tibetan Plateau. *Geochim. Cosmochim. Acta* **2011**, *75*, 6374–6399. [CrossRef]
- Blake, J.M.; Peters, S.C.; Johannesson, K.H. Application of REE geochemical signatures for Mesozoic sediment provenance to the Gettysburg Basin, Pennsylvania. *Sediment. Geol.* **2017**, *349*, 103–111. [CrossRef]
- Wang, L.; Han, X.; Ding, S.; Liang, T.; Zhang, Y.; Xiao, J.; Zhang, H. Combining multiple methods for provenance discrimination based on rare earth element geochemistry in lake sediment. *Sci. Total Environ.* **2019**, *672*, 264–274. [CrossRef]
- Condie, K.C.; Dengate, J.; Cullers, R.L. Behavior of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Range, Colorado, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* **1995**, *59*, 279–294. [CrossRef]
- Morey, G.B.; Setterholm, D.R. Rare earth elements in weathering profiles and sediments of Minnesota; Implications for provenance studies. *Sediment. Res.* **1997**, *67*, 105–115.
- Ahmad, M.Z.; Singh, P. Implication of weathering and mineral sorting on rare earth element geochemistry of Pleistocene–Holocene sediments from Cauvery delta, south India. *Earth Syst. Sci.* **2020**, *129*, 1–22. [CrossRef]
- Aubert, D.; Stille, P.; Probst, A.A. REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta* **2021**, *65*, 387–406. [CrossRef]
- Su, N.; Yang, S.; Guo, Y.; Yue, W.; Wang, X.; Yin, P.; Huang, X. Revisit of rare earth element fractionation during chemical weathering and river sediment transport. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **2017**, *18*, 935–955. [CrossRef]
- Ma, J.L.; Wei, G.J.; Xu, Y.F.; Long, W.G.; Sun, W.D. Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China. *Geochim. Cosmochim. Acta* **2007**, *71*, 3223–3237. [CrossRef]
- Yusoff, Z.M.; Ngwenya, B.T.; Parson, I. Mobility and fractionation of REEs during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia. *Chem. Geol.* **2013**, *349*–350, 71–86. [CrossRef]
- Wu, K.; Liu, S.; Kandasamy, S.; Jin, A.; Lou, Z.; Li, J.; Shi, X. Grain-size effect on rare earth elements in Pahang River and Kelantan River, Peninsular Malaysia: Implications for sediment provenance in the southern South China Sea. *Cont. Shelf Res.* **2019**, *189*, 103977. [CrossRef]
- Dinis, P.; Garzanti, E.; Vermeesch, P.; Huvi, J. Climatic zonation and weathering control on sediment composition. *Angola Chem. Geol.* **2017**, *467*, 110–121. [CrossRef]
- Guo, Y.; Yang, S.; Su, N.; Li, C.; Yin, P.; Wang, Z. Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices. *Geochim. Cosmochim. Acta* **2018**, *227*, 48–63. [CrossRef]
- Xu, Z.; Lim, D.; Choi, J.; Yang, S.; Jung, H. Rare earth elements in bottom sediments of major rivers around the Yellow Sea: Implications for sediment provenance. *Geo-Mar. Lett.* **2009**, *29*, 291–300. [CrossRef]
- Xu, F.; Hu, B.; Dou, Y.; Liu, X.; Wan, S.; Xu, Z.; Li, A. Sediment provenance and paleoenvironmental changes in the northwestern shelf mud area of the South China Sea since the mid-Holocene. *Contin. Shelf Res.* **2017**, *144*, 21–30. [CrossRef]
- Araújo, A.G.; Guimarães, F.; Perevalov, O.V.; Voinovsky, A.S.; Tselikovosky, A.F.; Agueev, Y.L.; Polskoi, F.R.; Khodirev, V.L.; Kondratiev, A.I. Geologia de Angola—Notícia Explicativa da Carta Geológica de Angola à escala de 1:1,000,000. *Serv. Geol. Ang.* **1992**. Available online: <https://www.worldcat.org/title/geologia-de-angola-noticia-explicativa-da-carta-geologica-a-escala-11000000/oclc/71310190> (accessed on 26 March 2021). (In Portuguese)
- Correia, H. O Grupo da Chela e Formação da Leba como novas unidades litoestratigráficas resultantes da redefinição da Formação da Chela na região do Planalto da Humpata. Sudoeste de Angola. *Bol. Soc. Geol. Port.* **1976**, *20*, 65–130.
- Pereira, E.; Tassinari, C.C.; Rodrigues, J.F.; Van-Dunem, M.V. New data on the deposition age of the volcano-sedimentary Chela Group and its Eburnean basement: Implications to post-Eburnean crustal evolution of the SW of Angola. *Comun. Geol.* **2011**, *98*, 29–40.
- Ernest, R.E.; Pereira, E.; Hamilton, M.A.; Pisarevsky, S.A.; Rodrigues, J.; Tassinari, C.C.; Van-Dunem, V. Mesoproterozoic intraplate magmatic 'barcode' record of the Angola portion of the Congo Craton: Newly dated magmatic events at 1505 and 1110 Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions. *Precamb. Res.* **2013**, *230*, 103–118. [CrossRef]
- Carvalho, H. Estratigrafia do Precâmbrico de Angola. *Garcia Orta* **1984**, *7*, 1–66.

27. Carvalho, H.; Tassinari, C.; Alves, P.; Guimarães, F.; Simões, M. Geochronological review of the Precambrian in Western Angola: Links with Brazil. *Afr. Earth Sci.* **2000**, *31*, 383–402. [[CrossRef](#)]
28. Morais, E.; Sinigoi, S.; Mayer, A.; Mucana, A.; Rufino Neto, J. The Kunene gabbroanorthosite complex: Preliminary results based on the new field and chemical data. *Afr. Geosc. Rev.* **1998**, *5*, 485–498.
29. Mayer, A.; Hofmann, A.W.; Sinigoi, S.; Morais, E. Mesoproterozoic Sm–Nd and U–Pb ages for the Kunene anorthosite complex of SW Angola. *Precamb. Res.* **2004**, *133*, 187–206. [[CrossRef](#)]
30. Drüppel, K.; Littmann, S.; Romer, R.L.; Okrusch, M. Petrology and isotopic geochemistry of the Mesoproterozoic anorthosite and related rocks of the Kunene Intrusive Complex, NW Namibia. *Precamb. Res.* **2007**, *156*, 1–31. [[CrossRef](#)]
31. Haddon, I.G.; McCarthy, T.S. The mesozoic–cenozoic interior sag basins of central Africa: The late-cretaceous–cenozoic Kalahari and okavango basins. *J. Afr. Earth Sci.* **2005**, *43*, 316–333. [[CrossRef](#)]
32. Huntley, B.J. Angola in Outline: Physiography, Climate and Patterns of Biodiversity. In *Biodiversity of Angola*; Huntley, B., Russo, V., Lages, F., Ferrand, N., Eds.; Springer: Cham, Switzerland, 2019; pp. 15–42.
33. Dieppois, B.; Rouault, M.; New, M. The impact of ENSO on Southern African rainfall in CMIP5 ocean atmosphere coupled climate models. *Clim. Dynam.* **2015**, *45*, 2425–2442. [[CrossRef](#)]
34. Crétat, J.; Pohl, B.; Dieppois, B.; Berthou, S.; Pergaud, J. The Angola Low: Relationship with southern African rainfall and ENSO. *Clim. Dynam.* **2019**, *52*, 1783–1803. [[CrossRef](#)]
35. Cook, C.; Reason, J.C.; Hewitson, B.C. Wet and dry spells within particularly wet and dry summers in the South African summer rainfall region. *Clim. Res.* **2004**, *26*, 17–31. [[CrossRef](#)]
36. Rudnick, R.L.; Gao, S. Composition of the Continental Crust. In *Treatise on Geochemistry: The Crust*; Rudnick, R.L., Holland, H.D., Turekian, K.K., Eds.; Elsevier: Oxford, UK, 2003; pp. 1–64.
37. Hu, Z.; Gao, S. Upper crustal abundances of trace elements: A revision and update. *Chem. Geol.* **2008**, *253*, 205–221. [[CrossRef](#)]
38. McDonough, W.F.; Sun, S.S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **1995**, *120*, 223–253. [[CrossRef](#)]
39. Roser, B.P.; Korsch, R.J. Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.* **1988**, *67*, 119–139. [[CrossRef](#)]
40. McLennan, S.M.; Hemming, S.; McDaniel, D.K.; Hanson, G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Spec. Papers-Geol. Soc. Am.* **1993**, *21*. [[CrossRef](#)]
41. Dinis, P.A.; Oliveira, Á.; Rocha, F.; Vieira, M.; Cunha, P.P. Evolution in the provenance of a tectonically controlled Plio–Pleistocene alluvial system between the Variscan Iberian Massif and the Atlantic margin. Portugal. *Chem. Erde-Geochem.* **2011**, *71*, 267–278. [[CrossRef](#)]
42. Bayon, G.; Toucanne, S.; Skonieczny, C.; André, L.; Bermell, S.; Cheron, S.; Barrat, J.A. Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited. *Geochim. Cosmochim. Acta* **2015**, *170*, 17–38. [[CrossRef](#)]
43. Perri, F.; Caracciolo, L.; Cavalcante, F.; Corrado, S.; Critelli, S.; Muto, F.; Dominici, R. Sedimentary and thermal evolution of the Eocene–Oligocene mudrocks from the southwestern Thrace Basin (NE Greece). *Basin Res.* **2016**, *28*, 319–339. [[CrossRef](#)]
44. Dinis, P.; Oliveira, Á. Provenance of Pliocene clay deposits from the Iberian Atlantic Margin and compositional changes during recycling. *Sediment. Geol.* **2016**, *336*, 171–182. [[CrossRef](#)]
45. Kumar, M.; Goswami, R.; Awasthi, N.; Das, R. Provenance and fate of trace and rare earth elements in the sediment–aquifers systems of Majuli River Island, India. *Chemosphere* **2019**, *237*, 124477. [[CrossRef](#)]
46. Nesbitt, H.W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature* **1979**, *279*, 206–210. [[CrossRef](#)]
47. Duddy, L.R. Redistribution and fractionation of rare-earth and other elements in a weathering profile. *Chem. Geol.* **1980**, *30*, 363–381. [[CrossRef](#)]
48. Duzgoren-Aydin, N.S.; Aydin, A.; Malpas, J. Re-assessment of chemical weathering indices: Case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. *Eng. Geol.* **2002**, *63*, 99–119. [[CrossRef](#)]
49. Price, J.R.; Velbel, M.A. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chem. Geol.* **2003**, *202*, 397–416. [[CrossRef](#)]
50. Dinis, P.A.; Garzanti, E.; Hahn, A.; Vermeesch, P.; Pinto, M.C. Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth Sci. Rev.* **2020**, *201*, 103039. [[CrossRef](#)]
51. Nesbitt, H.W.; Young, G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* **1982**, *299*, 715–717. [[CrossRef](#)]
52. Garzanti, E.; Padoan, M.; Setti, M.; L’opez-Galindo, A.; Villa, I.M. Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (Southern Africa). *Chem. Geol.* **2014**, *366*, 61–74. [[CrossRef](#)]
53. Babechuk, M.G.; Widdowson, M.; Kamber, B.S. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chem. Geol.* **2014**, *363*, 56–75. [[CrossRef](#)]
54. Garzanti, E.; Padoan, M.; Setti, M.; Peruta, L.; Najman, Y.; Villa, I.M. Weathering geochemistry and Sr–Nd isotope fingerprints of equatorial upper Nile and Congo muds. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **2013**, *14*, 292–316. [[CrossRef](#)]
55. Parker, A. An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag.* **1970**, *107*, 501–504. [[CrossRef](#)]
56. Garzanti, E.; Resentini, A. Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sediment. Geol.* **2016**, *336*, 81–95. [[CrossRef](#)]

57. Laveuf, C.; Cornu, S. A review on the potentiality of rare earth elements to trace pedogenetic processes. *Geoderma* **2009**, *154*, 1–12. [[CrossRef](#)]
58. Davranche, M.; Pourret, O.; Gruau, G.; Dia, A.; Jin, D.; Gaertner, D. Competitive binding of REE to humic acid and manganese oxide: Impact of reaction kinetics on development of cerium anomaly and REE adsorption. *Chem. Geol.* **2008**, *247*, 154–170. [[CrossRef](#)]
59. Li, M.Y.H.; Zhou, M.F.; Williams-Jones, A.E. Controls on the dynamics of Rare Earth Elements during subtropical hillslope processes and formation of regolith-hosted deposits. *Econ. Geol.* **2020**, *115*, 1097–1118. [[CrossRef](#)]
60. Gao, S.; Wedepohl, K.H. The negative Eu anomaly in Archean sedimentary rocks: Implications for decomposition age and importance of their granitic sources. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1995**, *133*, 81–94. [[CrossRef](#)]
61. González-Álvarez, I.; Kerrich, R. Weathering intensity in the Mesoproterozoic and modern large-river systems: A comparative study in the Belt-Purcell Supergroup, Canada and USA. *Precamb. Res.* **2012**, *208–211*, 174–196. [[CrossRef](#)]
62. Garzanti, E.; Andò, S.; France-Lanord, C.; Vezzoli, G.; Censi, P.; Galy, V.; Najman, Y. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments: 1. Bedload sand (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh). *Earth Planet. Sci. Lett.* **2010**, *299*, 368–381. [[CrossRef](#)]
63. Garzanti, E.; Andò, S.; France-Lanord, C.; Censi, P.; Vignola, P.; Galy, V.; Lupker, M. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 2. Suspended-load silt (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh). *Earth Planet. Sci. Lett.* **2011**, *302*, 107–120. [[CrossRef](#)]
64. Vital, H.; Statterger, K. Major and trace elements of stream sediments from the lowermost Amazon River. *Chem. Geol.* **2000**, *168*, 151–168. [[CrossRef](#)]
65. Yang, S.Y.; Jung, H.S.; Choi, M.S.; Li, C.X. The rare earth element compositions of the Changjiang (Yangtze) and Huanghe (Yellow) river sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2002**, *201*, 407–419. [[CrossRef](#)]
66. He, M.; Zheng, H.; Clift, P.D.; Tada, R.; Wu, W.; Luo, C. Geochemistry of fine-grained sediments in the Yangtze River and the implications for provenance and chemical weathering in East Asia. *Prog. Earth Planet. Sci.* **2015**, *2*, 1–20. [[CrossRef](#)]
67. Cullers, R.L.; Chaudhuri, S.; Arnold, B.; Lee, M.; Wolf, C.W., Jr. Rare earth distributions in clay minerals and the clay-sized fraction of the Lower Permian Havensville and Eskridge shales of Kansas and Oklahoma. *Geochim. Cosmochim. Acta* **1975**, *39*, 1691–1703. [[CrossRef](#)]
68. Condie, K.C. Another look at rare earth elements in shales. *Geochim. Cosmochim. Acta* **1991**, *55*, 2527–2531. [[CrossRef](#)]
69. Turowski, J.M.; Rickenmann, D.; Dadson, S.J. The partitioning of the total sediment load of a river into suspended load and bedload: A review of empirical data. *Sedimentology* **2019**, *57*, 1126–1146. [[CrossRef](#)]
70. Garzanti, E.; Vermeesch, P.; Vezzoli, G.; Andò, S.; Botti, E.; Limonta, M.; Dinis, P.; Hahn, A.; Baudet, D.; De Grave, J.; et al. Congo River sand and the equatorial quartz factory. *Earth Sci. Rev.* **2019**, *197*, 102918. [[CrossRef](#)]
71. He, J.; Garzanti, E.; Dinis, P.; Yang, S.; Wang, H. Provenance versus weathering control on sediment composition in tropical monsoonal climate (South China)-1. Geochemistry and clay mineralogy. *Chem. Geol.* **2020**, *558*, 119860. [[CrossRef](#)]

ORIGINAL ARTICLE

Spatial variations in sediment production and surface transformations in subtropical fluvial basins (Caculuar River, south-west Angola): Implications for the composition of sedimentary deposits

Armada Trindade Cruz¹ | Pedro Alexandre Dinis¹  | Mavro Lucic² | Alberto Gomes³

¹Department of Earth Sciences, University of Coimbra, MARE-Marine and Environmental Sciences Centre/ARNET—Aquatic Research Network, Coimbra, Portugal

²Department for Marine and Environmental Research, Ruder Bošković Institute, Zagreb, Croatia

³Department of Geography, CEGOT—Centre of Studies in Geography and Spatial Planning, University of Porto, Porto, Portugal

Correspondence

Pedro Alexandre Dinis, Department of Earth Sciences, University of Coimbra, 3030 790 Coimbra, Portugal.
Email: pdinis@dct.uc.pt

Funding information

Fundação para a Ciência e a Tecnologia

Abstract

Several compositional features of sedimentary deposits can be used to reconstruct environmental conditions of source areas. In this research, bulk X-ray diffraction mineralogy, heavy and clay mineral assemblages and geochemistry obtained for modern deposits of the Cunene River and its tributaries Caculuar–Mucope are integrated with geological/geomorphological characteristics of respective catchment areas to evaluate to what extent sediment production is spatially variable and source materials are differently affected by exogenous transformations. Detrital sources can be classified into four main types based on sediment composition: felsic, mafic, recycled and mixed. Source contributions obtained with unmixing models using distinct input data reveal some disagreements, with heavy mineral assemblages pointing to higher mafic contribution and bulk XRD-mineralogy favouring the recycled sedimentary component. However, the three datasets coincide showing a lower supply from the Kalahari Basin than the large outcropping areas of its sedimentary units would suggest, which is attributed to the relatively low rainfall and relief in this region. Where multiple depositional cycles are involved in sediment production the composition of the river deposits, even their clay fractions, will not reflect coeval weathering transformations and an underestimation of the mafic component probably occurs. This research reveals how exogenous processes may deviate the composition of the produced sediment from a simple weighted by outcropping area average of the source units and compromise (palaeo)environmental interpretations based on sediment composition.

KEYWORDS

geochemistry, mineralogy, provenance, recycling effects, source contributions

This is an open access article under the terms of the [Creative Commons Attribution License](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/), which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

© 2022 The Authors. *The Depositional Record* published by John Wiley & Sons Ltd on behalf of International Association of Sedimentologists.

1 | INTRODUCTION

The composition of fluvial deposits is determined by source area geology coupled with weathering and erosional processes during the sediment cycle, which depends in turn on regional orography and climate (Arribas et al., 2007; Dixon et al., 2012; Johnsson & Basu, 1993; Morton & Hallsworth, 1999; Rasmussen et al., 2011). Differences in these environmental features account for heterogeneous sediment production within catchment areas. Because the mineral constituents of source units are not equally vulnerable to chemical decomposition and mechanical disintegration and are not transported the same way, the composition of daughter sediment cannot faithfully reflect the composition of the units cropping out in the catchment areas. In other words, chemically and mechanically stable minerals, such as quartz, will become enriched through sediment cycles (Garzanti et al., 2020; Suttner et al., 1981). Consequently, other minerals tend to become under-represented in sedimentary deposits relative to primary source units.

Complexity increases where multiple source rocks are present. It has been demonstrated that the production of sediments of different grain sizes strongly depends on primary source units. For example, granitoids can generate large amounts of sand-sized material, while basalts are major mud suppliers but cannot create much sand (Garçon & Chauvel, 2014; Garzanti et al., 2021; Maharana et al., 2018). However, different contributions of mafic and felsic plutonic rocks that lack the extremely vulnerable glassy component of volcanic rocks were not investigated in detail. It is also known that the transformations responsible for shifting the composition of end products from primary source materials tend to be most intense where warm and wet conditions promote chemical decomposition (Garzanti et al., 2013a; Johnsson et al., 1991; Savage & Potter, 1991). In particular if regional relief is smooth and a longer time for weathering reactions is available (Gabet & Mudd, 2009; Riebe et al., 2004; West et al., 2005). Regardless of present-day geomorphological conditions, a renewed removal of the less mechanically and chemically stable elements occurs if sediment material has passed through a succession of depositional cycles (Cox et al., 1995; Dinis et al., 2020; Gaillardet et al., 1999; Garzanti et al., 2020).

The present investigation focusses on the Cunene River and, in particular, its tributary Caculuar in subtropical south-west Angola, which comprises two trunk rivers: the Caculuar and the Mucope. The drainage basin of Mucope is entirely located in the Kalahari Basin with an infill dominated by Cenozoic deposits, while the Caculuar drains in similar proportions felsic (13%) and mafic (14%) plutonic rocks, and wide areas with

sedimentary and metasedimentary units. A set of compositional data, including geochemistry, bulk mineralogy, clay mineralogy and heavy mineral assemblages, obtained for present-day deposits of the Caculuar–Mucope and Cunene rivers are analysed in combination with the geology and geomorphology of their catchment areas. The studied area, spreading through sectors with contrasting geology/geomorphology is excellent for investigating the processes controlling variable sediment production. Particular emphasis is given to the relative contributions of different source units and how exogenous processes may deviate the composition of daughter deposits from source composition.

2 | REGIONAL SETTING

The Cunene River drains the Angola Block of the Congo Craton (De Waele et al., 2008; Hanson, 2003), cropping out to the west, and the covering sequences from the Kalahari Basin, mostly to the east and south (Haddon & McCarthy, 2005). The Caculuar River is the biggest tributary of the Cunene River (Figure 1), with a 273 km long drainage basin that extends for 25,322 km². Two main geological units drained by the Cunene River upstream of the Caculuar confluence can be considered for the Angola Block. (1) A Palaeoproterozoic (ca 2.2–2.0 Ga; Carvalho et al., 2000; Pereira et al., 2011) peraluminous leucocratic granite locally called ‘regional granite’ (Carvalho, 1984) crops out mainly in northern locations. These basement units are overlain in the north-west tip of the Caculuar drainage basin by the Chela Group, composed of a siliclastic succession with intercalated volcanoclastic rocks, and the Leba Formation, with dark dolomitic limestones (Correia, 1976). (2) In an elongated fringe bordering the Kalahari Basin to the west and north-west, crop out the Mesoproterozoic mafic igneous rocks of the Cunene Complex of south-west Angola, also known as the gabbro-anorthosite complex (Carvalho et al., 2000; Ernst et al., 2013; Mayer et al., 2004; Morais et al., 1998). This unit, coupled with its counterpart in Namibia, is Africa’s largest mafic complex. In places, A-type red granites usually trending SW–NE were emplaced with the mafic complex (Drüppel et al., 2007).

The sedimentary infill of the Kalahari Basin can be broadly subdivided into the Kalahari Group with aeolian and fluvial deposits dated to late Cretaceous to Cenozoic age (Araújo et al., 1992; Haddon & McCarthy, 2005) and a series of Quaternary loose sands with variable amounts of fine-grained particles, which result from aeolian and fluvial remobilisation of the Kalahari Group. A prominent geomorphological feature of this region is the lower Cunene planation surface that slightly dips south-east.

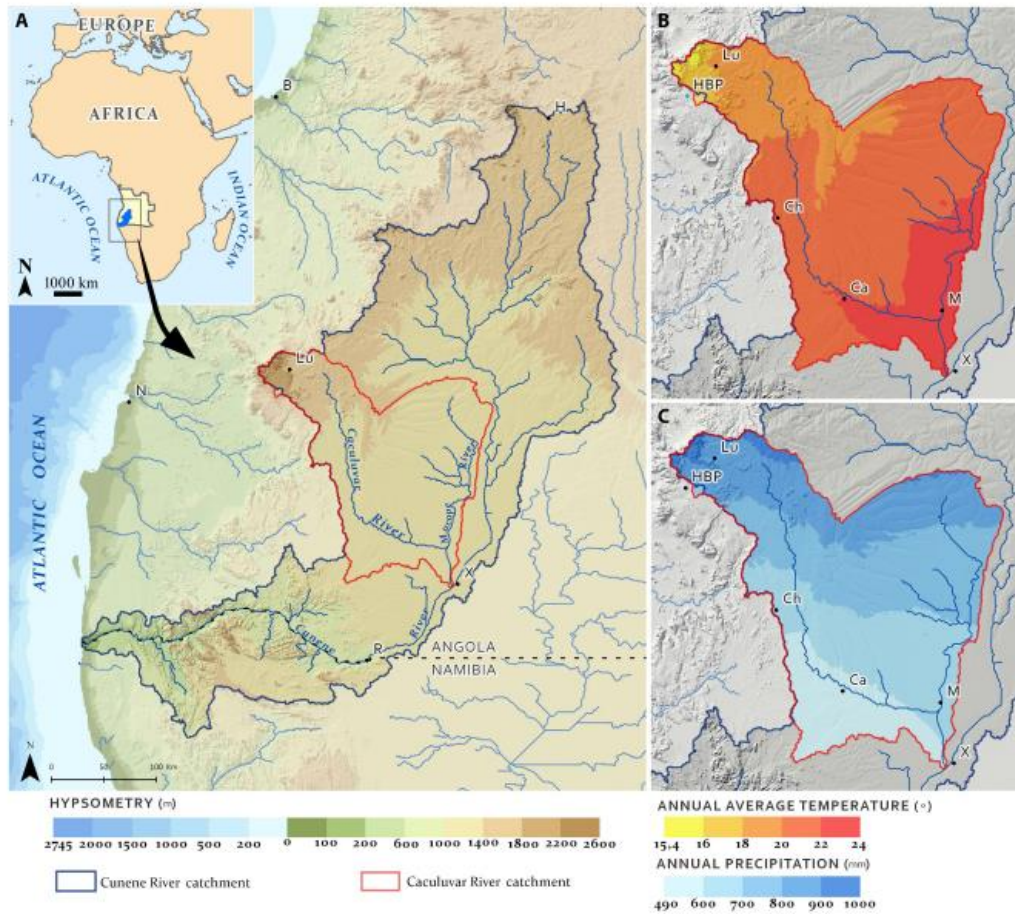


FIGURE 1 Location of the studied area in south-west Africa. (A) The Caculuar–Mucope river system and the Cunene drainage basin. General patterns of rainfall (B) and temperature (C) in the Caculuar–Mucope drainage area. HBP: Humpata–Bimbe plateau; Lu: Lubango; Ch: Chibia; C: Cahama; M: Mucope; X: Xangongo.

Two trunk rivers can be considered in the Caculuar drainage basin: the Mucope, to the east, and the main trunk of the Caculuar, to the west, with the confluence between the two taking place only *ca* 10 km upstream of the Cunene River (Figure 2). The drainage basin of the Caculuar is elongated, crossing different units of the Angola Block. The lithic contrast in this region of the Angola Block is responsible for several residual reliefs interspersed with extensive flat areas (Feio, 1981). The Mucope River drains exclusively sedimentary units of the Kalahari Basin. It has a broadly circular catchment area and longer tributaries in its western flank.

Strong climate seasonality is observed in south-west Angola, with a warmer wet season from October to April and

a colder dry season from May to September (Huntley, 2019). At these latitudes, the Angola Low is responsible for summer rains (Cook et al., 2004; Crétat et al., 2019), while the El Niño Southern Oscillation primarily accounts for significant rainfall variations at interannual scales (Dieppois et al., 2015). Despite registering a tropical thermal regime mediated by the catchment's mountains (monthly average close to 22°C), the average temperature increases east and south. Annual rainfall varies in the opposite direction. On average, the southern sectors of the Caculuar and Mucope catchments receive about 450–500 mm of precipitation per year while to the north, particularly in the mountainous sector of the Caculuar River basin, *ca* 1000 mm is usually recorded (Figure 2). According to the Köppen–Geiger

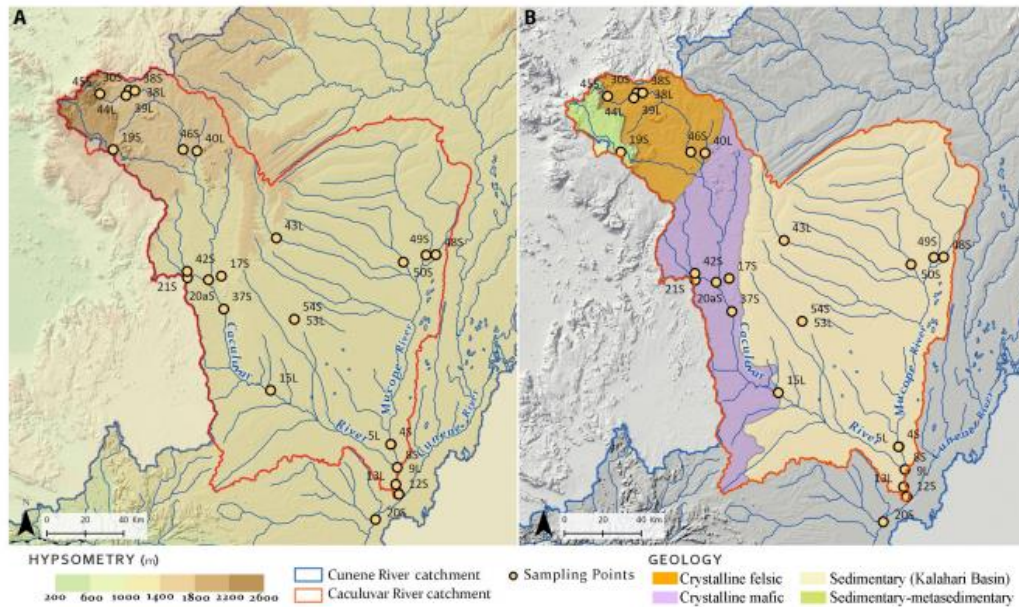


FIGURE 2 Orography (A) and geology (B) of the Caculuar–Mucope catchment area and location of sampling sites. Geology is based on the geological map of Angola, scale 1/1,000,000 (Araújo et al., 1992). L and S refer to mud and sand samples.

classification (<http://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at/presentation.htm>), climate is sub-tropical highland (Cwb) in the north-west mountainous sector, passing southwards to hot semi-arid (Bsh).

3 | METHODS

3.1 | Geomorphological analysis

The geological data used in this research came from the Geological Map of Angola, at a scale of 1/1,000,000, sheet 3 (Araújo et al., 1992). The delimitation of the basins, sub-basins, hydrographic network and geomorphological analyses were done applying the geospatial tools of QGIS and SAGA software. All the topographic, hydrographic and morphometric parameters were based on the SRTM altimetric data (30 m of pixel size) provided by the US Geological Survey (USGS; <https://earthexplorer.usgs.gov/>). The hydrographic network was generated considering the D8 flowing accumulation model and classified according to the Strahler hierarchy (level 7). To characterise and differentiate the source regions, several geomorphic parameters were considered. Relative relief, expressing the difference in height between the highest and the lowest points in a determined surface grid area, was obtained by the process described in Florinsky (2016). The valley

depth was calculated in SAGA GIS (https://saga-gis.sourceforge.io/saga_tool_doc/), and considered the difference between the elevation and an interpolated ridge level. Morphometric parameters were calculated for each catchment area and the main types of source units (felsic igneous, mafic igneous, sedimentary and meta-sedimentary).

The selection of the sampling sites was carried out according to geomorphological and geological criteria, making sure that rivers draining almost exclusively single lithological units and main rivers with distinct upstream geology were included. Considering these criteria, field locations were first defined by observing imagery from the Google Earth and Terra Incognita platforms and then transferred to a geodatabase for use in the field. Following this geological and geomorphological assessment, river sediments were collected in selected stretches of the Caculuar and Mucope drainage basins.

3.2 | Sediment sampling and composition

Wherever possible, samples of sand and mud deposits were collected in fluvial channels and river banks (Figure 2). Previous to compositional analysis, mud and sand dominated deposits were sieved to remove the fractions >0.035 and >2 mm, respectively. In addition, all

sediments that hold significant amounts of fine-grained material were treated to obtain a concentrate of the clay fraction (<2 μm) through wet sieving (<0.035 mm) followed by centrifugation according to Stokes' law.

The mineralogical composition was determined by X-ray diffraction (XRD). Diffractograms were obtained with an Aeris instrument (PanAlytical) equipped with a Cu tube, at 15 kV, 40 mA, 0.02173° step-size, and at a velocity of 3.3°/min. For both sand and mud deposits, bulk mineralogy was determined on ground (to <15 μm), randomly oriented grains in the range 2–60° 2 θ . Clay mineralogy was determined on oriented aggregates, with measurements performed on air-dried slides (in the range 2–30° 2 θ) and after solvation with ethylene-glycol and heating at 550°C (2–15° 2 θ). After extracting the background, semi-quantitative estimates of mineral proportions were based on the areas of characteristic reflections identified in the diffractograms. Because of the uncertainties involved in semi-quantitative evaluations by XRD (Hillier, 2003; Moore & Reynolds, 1997), obtained results are estimates of mineral proportions.

Geochemistry was determined with the same aliquots used for bulk mineralogy (<0.035 mm for muds; <2 mm for sands). Analyses were performed after lithium metaborate/tetraborate fusion and nitric acid digestion at the laboratories of Bureau Veritas (Vancouver; group 4A-4B and code LF200). Major oxides and some minor-trace elements were determined by inductively coupled plasma-atomic emission spectroscopy (ICP-AES; using Spectro Ciros/Arcos equipment) and trace elements by ICP-mass spectrometry (ICP-MS; using an ICPMS ELAN 9000). Total iron was indicated in the form of Fe_2O_3 . Most geochemical data were already presented in a previous article (Cruz et al., 2021).

Heavy minerals were retrieved from the fraction 0.063–0.5 mm of sand deposits, with the separation performed by the gravitational method using Na-polytungstate (*ca* 2.9 g/cm^3). The weight percentages of the 0.063–0.5 mm fraction and the heavy mineral concentrate in this fraction were recorded for all samples to estimate the proportion of heavy minerals in the sampled sands. Heavy mineral grains were then mounted on a glass slide with Canada Balsam and analysed using a petrographic microscope according to their optical properties. At least 100 translucent grains were point-counted for each slide to obtain approximate volume percentages, while opaque grains were counted separately.

3.3 | Data treatment

Quantification of the relative contributions of source units in the different parts of the basin was obtained using

a provenance tracking technique. For this purpose, samples from sub-catchments (e.g. tributary samples) draining almost exclusively a single main geologic unit (i.e. felsic, mafic or sedimentary units) were used to establish end-member compositions. A selection of compositional features that can be used in provenance assessments, including geochemical (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , Th, U, Zr, Y, La, Sm, Eu, Gd, along with ratios Ti/U, Eu/U, Ti/Th, Zr/Ti, Zr/Th, Y/Eu, La/Sm, Gd/Lu), bulk XRD-mineralogy (quartz, K-feldspar, plagioclase) and heavy mineral (zircon, tourmaline, epidote, pyroxene) variables was considered.

The contributions of each end-member to the final point were estimated using the unmixing model developed in the R platform FingerPro (Lizaga et al., 2020). Prior to modelling contributions for deposits with relatively big catchment areas (12S, 20S, 37S), some statistical techniques were applied to maximise discrimination among the three sediment sources using the most adequate variables. These include: (1) the range test, which discards input parameters that have higher or lower content in the endpoint than in the sources; (2) the non-parametric Kruskal–Wallis *H* test to identify components that provide statistically significant discrimination (i.e. $p < 0.05$) between sources; (3) stepwise discriminant analysis based on Wilks' lambda minimisation (Collins et al., 2017).

4 | RESULTS

4.1 | Morphometry of the source areas

This section is focussed on the orographic features that may reflect regional differences in sediment production (Table 1; Figure 3). On average, the upstream reaches of the Caculuar Basin are steeper than downstream regions with mafic and felsic basement rocks and, in particular, those placed in the Kalahari Basin. Except for some upstream sectors on the edge of mountain ranges, steeper slopes are usually found in the valley margins. Drainage density does not vary significantly from upstream to downstream locations of the drainage basin, being comparable in regions with distinct geological outcrops. However, it appears to be slightly higher in sectors with mafic rather than felsic basement rocks. On the other hand, relative relief and valley depth tend to be higher in sectors with felsic rather than mafic basement rocks. Highest values for these parameters are found at the transition between elevated regions of the Humpata–Bimbe plateau with metasedimentary units to the lower planation in granitoids and associated with inselbergs in areas with diverse crystalline rocks. As expected, relative relief and valley

TABLE 1 Summary data of geomorphic parameters and precipitation determined in areas with the main geological units of the Caculuar–Mucope river system

	Slope (°)		Drainage density (km ⁻¹)		Relative relief (m)		Valley depth (m)		Rainfall (mm)	
	Max	\bar{X}	Max	\bar{X}	Max	\bar{X}	Max	\bar{X}	Max	\bar{X}
Sedimentary Meso-Cenozoic	46	1	2.5	1	161	50	64	18	923	712
Sedimentary metamorphic	55	5	1.63	0.83	547	223	114	27	994	871
Mafic crystalline	53	1	2.65	1.07	453	82	113	27	912	669
Felsic crystalline	54	3	1.94	0.91	563	142	120	32	979	849

depth are especially low in the overall flat region of the Kalahari Basin.

4.2 | Composition of fluvial sediments

4.2.1 | Dominated by felsic sources

The XRD-mineralogy of sands mainly sourced from felsic terrain reveals a clear prevalence of quartz (63%–90%) over feldspar (0%–27%) (Figure 4). The heavy mineral fraction usually yields high epidote content (33%–64%), occasionally with comparable amounts of zircon (7%–41%), and secondary amphibole (Figure 5). These results are in line with a previous investigation focussing on the petrography of river sands from south-west Angola (Garzanti et al., 2018a). Geochemically, sands derived from felsic sources are easily distinguished by their high K₂O (>2.8%) and Rb (>82 mg/kg) contents, and, in particular, the relatively low Ti compared to other high field strength elements with higher felsic affinity, namely Th and U (Figure 6). They are also distinguished by several features of the rare earth elements (REE) patterns, such as a negative Eu-anomaly ($0.51 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.79$), relatively high light REE fractionation ($5.02 < [\text{La}/\text{Sm}]_N < 5.92$) and flat heavy REE patterns ($0.88 < [\text{Gd}/\text{Yb}]_N < 1.60$) (Cruz et al., 2021).

Mud deposits tend to yield similar amounts of feldspar, with more K-feldspar than plagioclase, and quartz (Figure 4). They are depleted in SiO₂ and tend to be substantially enriched in Al₂O₃, REE, U and V relative to sands collected at the same site (Figure 6). The clay fraction of these deposits is usually dominated by kaolinite, followed by illite (Figure 7).

4.2.2 | Dominated by mafic sources

Mafic-derived sands tend to be dominated by feldspar, in general with a clear prevalence of plagioclase over

K-feldspar, but streams draining small patches of felsic igneous rocks may contain comparable amounts of quartz and feldspar, with almost as much plagioclase as K-feldspar (Figure 4). A mafic-dominated source is clearly shown by the prevalence of pyroxene, mainly hypersthene (>75% of the translucent fraction), in heavy mineral suites, with secondary amounts of amphibole and epidote (Figure 5). Compared with sediments with felsic and sedimentary sources, mafic-derived sands yield low SiO₂ (<65%) and high contents of Al₂O₃ (>15%), CaO (>5%), Fe₂O₃ (>4%), TiO₂ (>1%) and MgO (>0.6%). The discrimination of these deposits is clearly accomplished with ratios of relatively non-mobile elements, namely using Eu, Sc, Th, Ti, Y and Zr (Figure 6).

The compositional information about fine-grained material is limited to the mineralogy of the clay fraction retrieved from sand deposits and mud deposits collected at the downstream limit of the Cunene Complex of south-west Angola. This mud contains similar amounts of plagioclase and quartz (Figure 4) and reveals relatively high contents of CaO (2.57%), MgO (1.35%) and Na₂O (0.89%). The clay fractions obtained from sand and mud samples yield minor or no illite and are usually dominated by smectite (up to ca 80%), but one sample collected in an upstream location is relatively rich in kaolinite (Figure 7).

4.2.3 | Dominated by sedimentary sources

Sedimentary-derived sands are characterised by high quartz contents (>90%) and almost no feldspars, while phyllosilicates occur in only minor amounts (Figure 4). The heavy mineral assemblages of sand samples collected in the Mucope sub-basin are dominated by zircon (50%–68%) followed by tourmaline (16%–24%). The effect of quartz dilution in recycled sediments is revealed by extremely high SiO₂ (>95%) and extremely low K₂O (<0.45%), and, in particular, Na₂O (<0.03%) and CaO (<0.05%). The abundance of minor elements that tend to be non-mobile is variable, but the Mucope sands tend to show enrichment in Zr

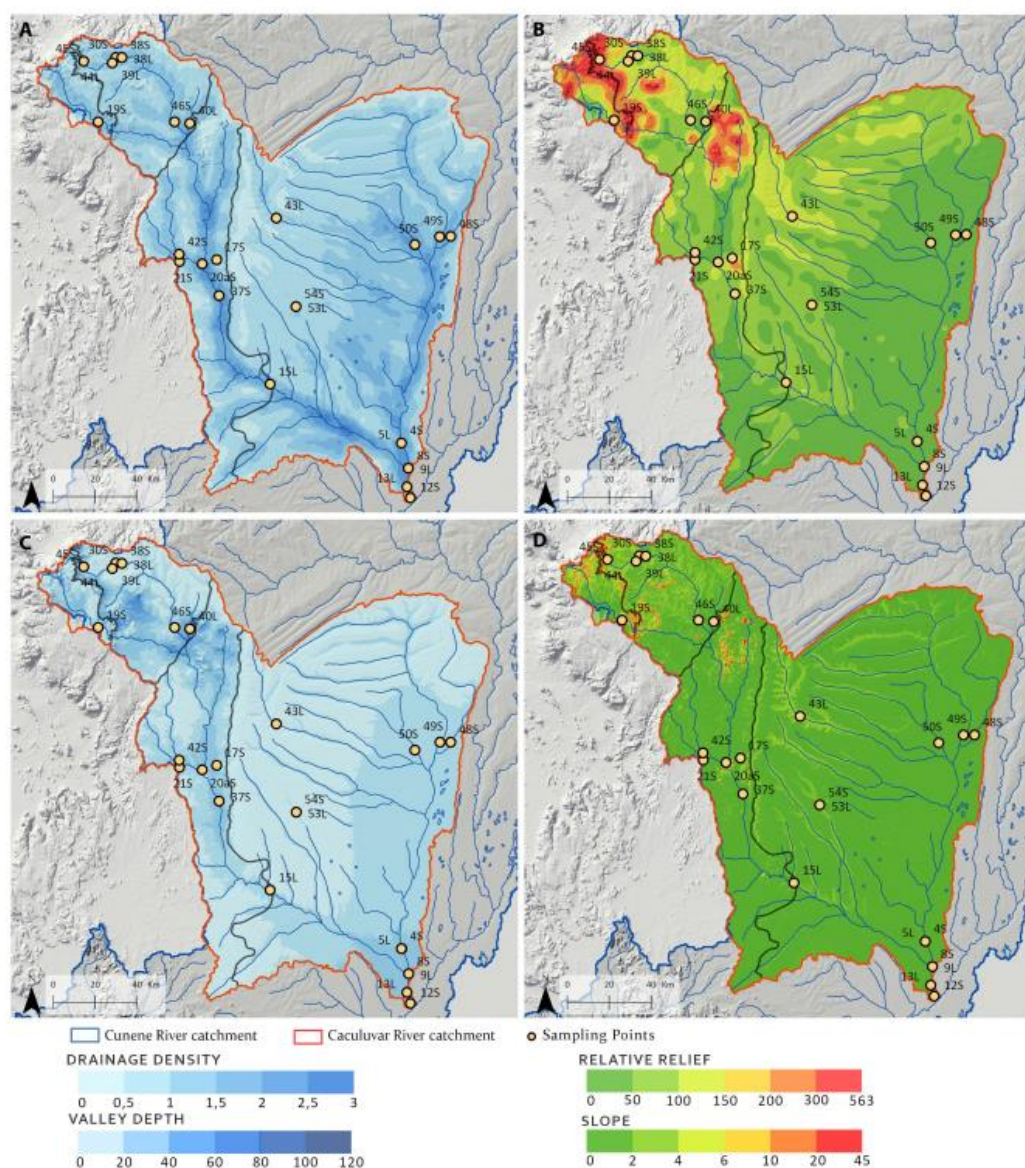


FIGURE 3 Geomorphic parameters that can be used as proxies of erosion for the Caculuar–Mucope catchment areas. (A) Drainage density (km^{-1}), (B) valley depth (m), (C) relative relief (m) and (D) slope ($^{\circ}$).

relative to other high field strength elements (e.g. Ti, Sc, REE) (Figure 6). The sample collected in the upper reaches of the Caculuar River, where it is draining mainly sedimentary and metasedimentary successions with volcanoclastic intercalations of the Chela Group that are cut by hypabyssal doleritic rocks, has a distinct composition. It is

distinguished by the presence of zircon and pyroxenes in similar amounts, yielding also slightly more Fe_2O_3 , TiO_2 and REE than the other recycled sands.

Fine-grained deposits can be dominated by quartz (34%–73%) or phyllosilicates (24%–58%) and contain secondary to minor feldspar (Figure 4). As expected,

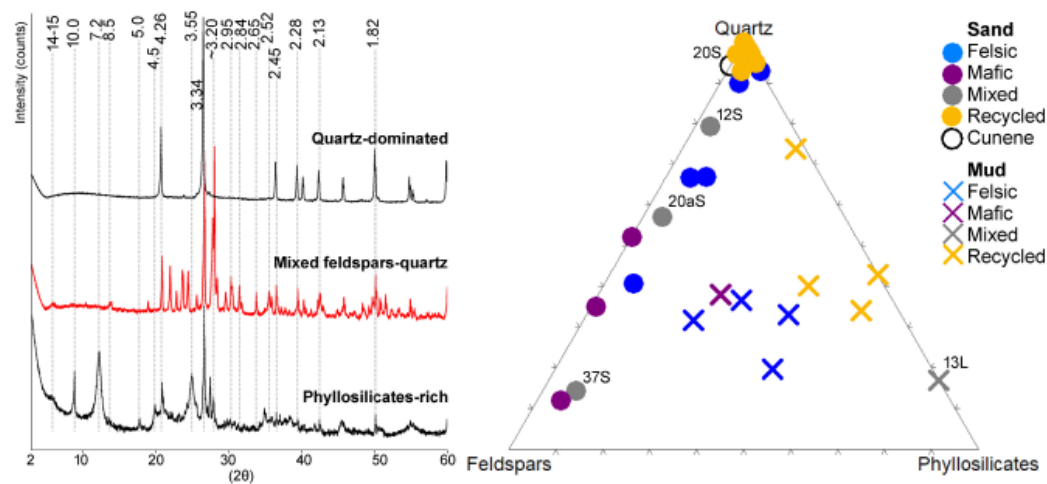


FIGURE 4 XRD bulk mineralogy obtained for sand and mud deposits. Samples with mixed source are identified. Note the strong quartz-domain in sands with an important recycled component, quartz to quartz-feldspar (mainly K-feldspar) if sources are predominantly felsic and high feldspar (mainly plagioclase) if sources are predominantly mafic. Muds contain substantially more quartz than feldspar only where the source area comprises sedimentary units.

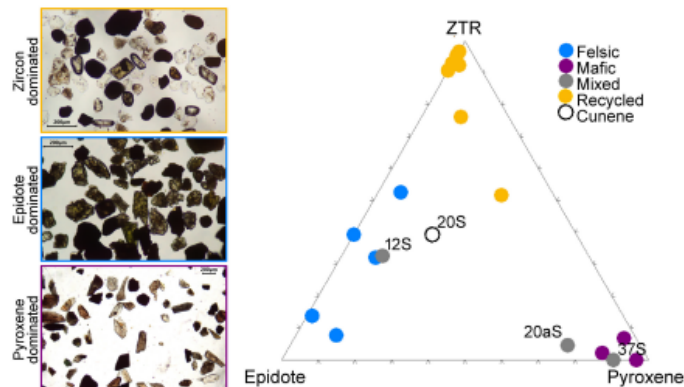


FIGURE 5 Heavy mineral assemblages of sand deposits. ZTR: zircon + tourmaline + rutile. Samples with mixed source are identified. Sediments mainly sourced by mafic units are strongly dominated by pyroxene. Sands mainly sourced by sedimentary units of the Kalahari Basin contain mainly zircon followed by tourmaline. Felsic-dominated sands yield high epidote or epidote and zircon in comparable amounts.

quartz-dominated sediments yield more silica, while alumina is more abundant in sediments rich in phyllosilicates, with all these sediments having in common low Na_2O contents (<0.25%). The clay fractions obtained from sand and mud deposits tend to be dominated by kaolinite (up to 92%), have minor illite and usually lack smectite (Figure 7).

4.2.4 | Mixed-sourced

Sands sourced by a combination of felsic, mafic and sedimentary units were sampled at four sites. One in Cunene, downstream of the Caculuar confluence (20S), two in

Caculuar (upstream (37S) and downstream (12S) of the Mucope confluence), and one in a small tributary of Caculuar (20aS). These samples are compositionally distinct, reflecting variable contributions from different source units.

The Cunene and lower Caculuar sands are quartz-dominated (Figure 4), yielding very high silica (92–93%), low Al_2O_3 (3–4%), and less than 1% of all other chemical elements. Most ratios of non-mobile elements are comparable to those measured in sediments with a recycled source (Figure 6). In terms of heavy minerals, these sediments contain mainly epidote (50% in lower Caculuar; 35% in Cunene) and zircon (27% in lower Caculuar; 25% in Cunene), followed by pyroxenes and tourmaline

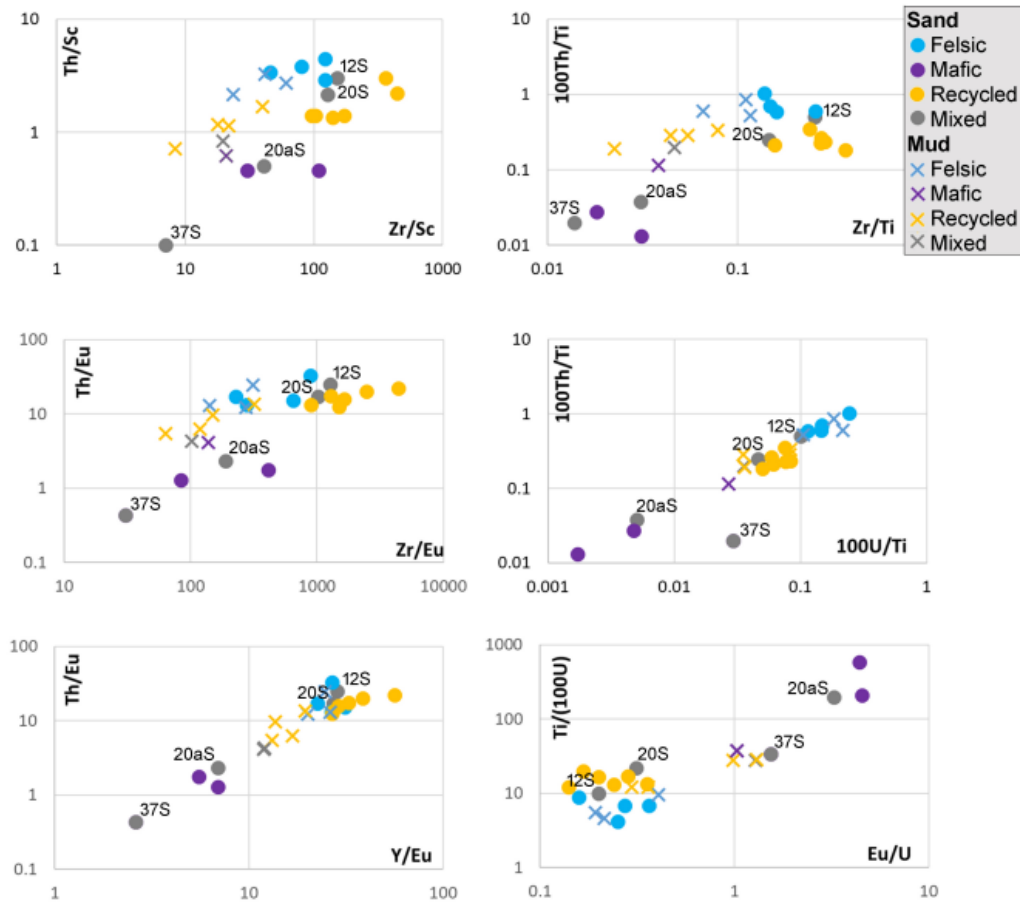


FIGURE 6 Scatter plots of non-mobile elements discriminating sediments according to their source area geology. Samples with mixed source are identified.

(Figure 5). Compared with these samples, the Caculuar sand collected upstream of the Mucope confluence is depleted in SiO_2 (64.6%) and enriched in Al_2O_3 (20.3%), CaO (8.3%), and Na_2O (3.1%), displaying ratios of non-mobile elements (namely those that consider Ti, Zr, Th, Sc and REE) typical of deposits with a mafic source (Figure 6). Mineralogically, it contains much more feldspar (mainly plagioclase) than quartz (Figure 4), and the heavy mineral fraction comprises mostly pyroxene (85%), with epidote and amphiboles in secondary amounts (Figure 5). Sand collected in the tributary of Caculuar has a composition between the previous two extremes (i.e. Cunene/lower Caculuar and upper Caculuar).

The clay fractions (separated from sand and mud deposits) of Cunene and lower Caculuar sediments yield

comparable amounts of kaolinite and smectite. Smectite tends to be dominant in river stretches placed in the Cunene Complex of south-west Angola, while in the upper reaches of Caculuar kaolinite is dominant and illite can be the second most abundant mineral (Figure 7).

5 | DISCUSSION

5.1 | Signs of regionally variable sediment production

In the studied setting, felsic, mafic and recycled sources can be easily distinguished through sediment composition, making possible an assessment of the relative contribution

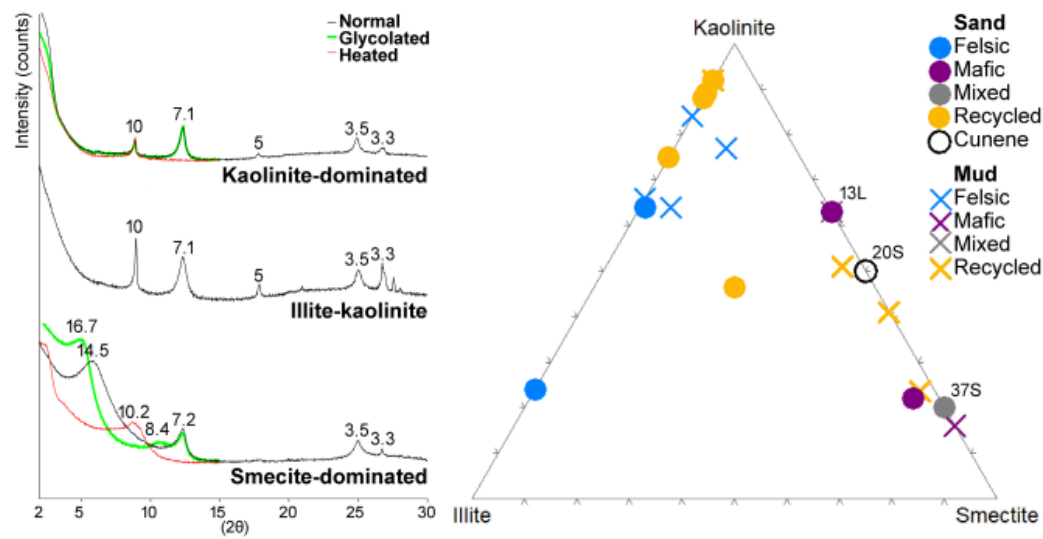


FIGURE 7 Clay mineralogy obtained for sand and mud deposits. Samples with mixed source are identified. Illite and smectite are more abundant where sources are dominantly felsic and mafic, respectively. Recycled deposits can be either dominated by kaolinite, smectite or comprise similar amounts of kaolinite, illite and smectite.

from these main geological units in heterogeneous drainage basins. Comparison of provenance contributions based on different input parameters is always desirable to reduce uncertainties, which are usually higher whenever exogenous sedimentary processes affect end members differently. To minimise these effects, unmixing models based on heavy mineral suites, geochemistry and XRD-mineralogy were performed for the Caculuar upstream of the Mucope confluence (37S), the most downstream sample of the Caculuar–Mucope river system (12S) and the Cunene sand (20S).

Results obtained with heavy mineral data always indicate the highest mafic contributions of the three datasets, while XRD-mineralogy tends to indicate higher sedimentary contributions (Table 2). Due to the heavy mineral enrichment in deposits with a mafic source (1.45%–4.05%) relative to those sourced by felsic terranes (0.71%–1.65%) and, in particular, with significant contribution from the Kalahari Basin (0.06%–0.99%), it can be argued that heavy mineral assemblages, along with the geochemical features determined mostly by these minerals, are dampened by mafic contributions. On the other hand, as recycling contributes to quartz-enrichment (Garzanti et al., 2020; Suttner et al., 1981), this dataset can lead to some biased estimates toward sedimentary contributions.

It is worth noting that, for sand deposits with wide catchment areas in the Kalahari Basin (12S and 20S), the three compositional datasets indicate an under-supply

from this unit and an over-supply from areas with felsic crystalline rocks (Table 2). Morphometric and climatic features of the drainage areas placed in different source units (Table 1) can be used to test if differences in source contributions can be ascribed to distinct geomorphologically-specific denudation. In the Kalahari Basin, rainfall is relatively low (712 mm compared with 849 mm falling on felsic units) and relief is flat (lower slope, relative relief and valley depth). As drainage density in the Kalahari Basin (1.00 km^{-1}) is slightly higher than in the felsic igneous basement (0.91 km^{-1}) and most deposits therein are not consolidated, diminished supply from the Kalahari Basin should be ascribed to its lower relief and drier conditions. Provenance budgets based on sediment composition that were performed for the Zambezi River, which also drains the Kalahari Basin, already suggested relatively minor production from this region (Garzanti et al., 2022). In Cunene (20S), where the Kalahari Basin reaches wetter areas, the modelled sedimentary contribution is substantially higher, reinforcing the evidence of major rainfall control over sediment yields.

The XRD-mineralogy (Figure 4), heavy mineral suites (Figure 5) and geochemistry (Figure 6) suggest an overwhelming mafic component in the Caculuar sample upstream of the Mucope confluence despite the wider representation of felsic basement rocks in the catchment area (Figure 2). Because the composition of this sample is so typical of a mafic source, model contributions are difficult

TABLE 2 Percentage contributions from the main geological units estimated using geochemical analysis, heavy mineral composition and bulk XRD-mineralogy for sediments with mixed source. Goodness of fit (GOF) is the quality of the model performance

	GOF	Felsic	FelSD	Mafic	MafSD	Recycled	RecSD
<i>12S Caculivar (post-Mucope)</i>							
Actual area		0.13		0.15		0.73	
Geochemistry	0.87	0.64	0.09	0.06	0.03	0.30	0.04
XRD-mineralogy	0.92	0.54	0.18	0.04	0.05	0.42	0.13
Heavy minerals	0.89	0.72	0.10	0.07	0.06	0.21	0.09
All datasets	0.85	0.67	0.08	0.05	0.03	0.28	0.07
<i>20S Cunene</i>							
Actual area		0.14		0.05		0.81	
Geochemistry	0.90	0.42	0.05	0.09	0.02	0.49	0.05
XRD-mineralogy	0.94	0.05	0.07	0.09	0.03	0.86	0.05
Heavy minerals	0.91	0.47	0.08	0.11	0.07	0.42	0.08
All datasets	0.89	0.38	0.07	0.08	0.03	0.54	0.06
<i>37S Caculivar (pre-Mucope)</i>							
Actual area		0.42		0.40		0.18	
Geochemistry (1)	0.70	0.56	0.10	0.42	0.08	0.02	0.04
XRD-mineralogy	Not able to run, only K-feldspar remained						
Heavy minerals (2)	0.99	0.04	0.03	0.96	0.04	0.00	0.00
All datasets (3)	0.72	0.47	0.09	0.44	0.10	0.09	0.07

Note: (1) Only SiO₂, Fe₂O₃, CaO, TiO₂, Ti/U, Ti/Th, Zr/Th passed the statistical tests; (2) only tourmaline and epidote passed the statistical tests; (3) using geochemical and heavy mineral variables listed in (1) and (2).

SD refers to the standard deviation for each source component (felsic, mafic and recycled) obtained with the model.

to perform (few variables passed statistical tests and goodness of fit tends to be low; Table 2). Uneven sediment supply depending on the distance of the sampling site to different geological units may have been crucial here, as bedload deposits are representative of only a very limited portion of the drainage area (Hale & Plant, 1994; Ottesen et al., 1989), with proximal sources probably exerting a major influence on sediment composition.

5.2 | Selective depletion/enrichment through sedimentary processes

Between primary source materials and final daughter deposits, exogenous processes may alter sediment composition in multiple ways. With regard to physical processes, it is well known that sediment sorting, according to particle density, size and shape, plays a major influence on sediment composition (Bridge & Bennett, 1992; Garcia et al., 2004; Garzanti et al., 2018b; Slingerland, 1977). A selective loss of elements that tend to concentrate in fine-grained fractions is evident in several scatter plots of ratios of non-mobile elements (Figure 6). In particular, they clearly show that with sediment reworking a more pronounced decrease in Ti content occurs than in most other non-mobile elements. The mechanical disintegration of

the most labile minerals may also change sediment composition. For example, a down-current decrease in feldspars relative to quartz was already attributed to mechanical breakdown (McBride et al., 1996; Savage et al., 1988), but previous works demonstrated that most minerals found in detrital frameworks resist ultralong transport (Garzanti et al., 2015).

Chemical weathering exerts a stronger influence on mud composition than on coarser deposits (Dinis et al., 2017, 2020; Guo et al., 2018). In warm and wet environments, it also affects sand material by promoting the destruction of unstable minerals with consequent enrichment in the most durable ones (Garzanti et al., 2013a; Johnsson et al., 1991; Le Pera et al., 2001). Weathering intensity associated with sediment production has been assessed with distinct geochemical and mineralogical features. Regarding mineralogy, the composition of the clay fraction was demonstrated to be the most reliable weathering proxy (Dinis et al., 2017; He et al., 2020). Clay assemblages also depend on source rock, but kaolinite tends to become more abundant regardless of parent material composition (Chamley, 1989; Velde, 1995). Numerous geochemical proxies of weathering intensity based on the relative proportions of a set of mobile and non-mobile elements have been proposed. Detailed descriptions of these parameters were provided elsewhere (Dinis et al., 2020;

Duzgoren-Aydin et al., 2002; Price & Velbel, 2003). In the present work, to accommodate the effect of the alteration of both feldspars and Fe/Mg primary minerals that are abundant in mafic rocks (e.g. olivines, pyroxenes, amphiboles), the Mafic Index of Alteration (MIA; Babechuk et al., 2014) was used. This parameter considers molar proportion and is obtained with the following formula designed for oxidising conditions:

$$\text{MIA}_0 = \frac{(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) \times 100}{(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{MgO})},$$

with CaO^* being the silicate-bound carbonate.

Weathering extent can also be obtained for distinct mobile elements (e.g. K, Mg, Ca, Na, etc.), by measuring their levels of depletion through ratios of mobile element

concentrations to those of Al_2O_3 normalised to the same ratio in a reference material ($\alpha_{\text{E}}^{\text{Al}}$; Garzanti et al., 2013b), such as the Upper Continental Crust (UCC; Rudnick & Gao, 2003). The formulation is:

$$\alpha_{\text{E}}^{\text{Al}} = (\text{Al}/\text{E})_{\text{sample}} / (\text{Al}/\text{E})_{\text{UCC}},$$

with E being a mobile element, with $\alpha_{\text{E}}^{\text{Al}}$ increasing with weathering intensity.

Recent works focussed on the composition of river muds from southern Africa have demonstrated climate to be a strong influence, despite the complexity raised by variable source geology (Dinis et al., 2017, 2020; Garzanti et al., 2014). In the studied area, reasonable correlations between different weathering proxies are observed for mud deposits (Figure 8). Dispersion increases significantly

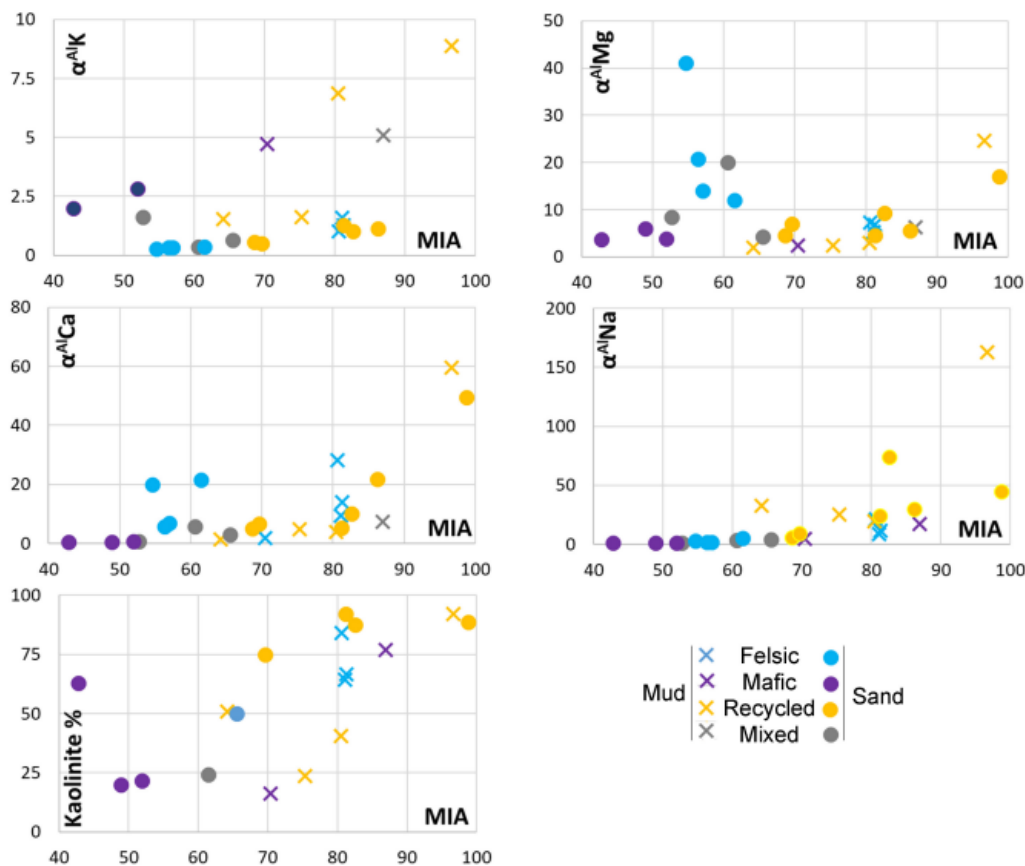


FIGURE 8 Weathering intensity determined from the geochemistry of mud deposits. Note the stronger link between MIA and most $\alpha_{\text{E}}^{\text{Al}}$ indices of element mobility for muds compared to sands and the highly variable values of the weathering proxies obtained with recycled muds.

in sands, with high α_K^{Al} where the source is mainly mafic and high α_{Mg}^{Al} and α_{Ca}^{Al} where the source is felsic. Such relationships demonstrate the strong compositional dependence of sand from source area geology. The heterogeneity in the values of the weathering proxies where the drainage basin spreads through sedimentary units reflects a complex recycling influence on sediment composition. Geochemically, the studied recycled muds are always strongly depleted in Na_2O , but not necessarily in CaO and MgO . Hence, recycling imposes major removal of Na , while other alkalis or alkaline-earth elements can be retained in secondary minerals formed during weathering. Namely, because Ca and Mg are frequently adsorbed on clay minerals (Chan et al., 1979; Cherian et al., 2018) and Mg is a common substitute in the octahedral sheet of smectites (Chamley, 1989; Velde, 1995).

The complexity introduced by recycling on weathering proxies is confirmed by the relationship between clay mineralogy and rainfall (Figure 9). Kaolinite contents in river deposits composed mainly of first-cycle detritus appear to correlate fairly well with rainfall in their respective catchment areas, but no relationship is seen for samples with a significant recycled component. In these deposits, part of the kaolinite must be inherited from the sedimentary source and not formed in the drainage areas during the last depositional cycle. A kaolinite enrichment in present-day deposits of the Zambezi River was already ascribed to inheritance from sedimentary units notwithstanding regional wet and warm conditions prone to kaolinite formation (Garzanti et al., 2022).

Recycling also appears to be responsible for depletion in Ti and enrichment in Zr relative to source rocks; other elements that tend to be abundant in felsic rocks, such as U and Th , also tend to be lost through recycling (Figure 6). Variable depletion/enrichment can be ascribed to different physical and chemical exogenous processes. Chemically, pyroxene is among the most weathering

durable minerals of those derived from mafic-rocks (Eggleton et al., 1987; Nesbitt & Wilson, 1992), but it is not as stable under surface conditions as zircon, which is one of the most common transparent heavy minerals in the felsic-derived sands. In addition, some of the least mobile elements of the mafic component (e.g. Ti , Sc) tend to concentrate in fine-grained fractions that are easily entrained by the stream flow (Dinis et al., 2020), reducing their concentration in recycled deposits (Figure 6) and causing the mafic provenance signal to be more readily lost through recycling than the felsic signal.

6 | CONCLUSIONS

The Caculuar River drainage basin, characterised by three source units yielding markedly distinct compositions (mafic, felsic and sedimentary), is ideal to estimate provenance budgets and evaluate exogenous transformations during a sediment cycle. Unmixing results obtained for sand deposits using different datasets diverge, with heavy mineral suites estimating higher mafic contributions and bulk XRD-mineralogy favouring sedimentary contributions. These differences are explained by the heavy mineral abundance in mafic rocks and the trend for quartz enrichment during depositional cycles. However, geochemistry, XRD-mineralogy and heavy mineral assemblages all point to a limited supply from the sedimentary units of the Kalahari Basin, despite their dominantly loose character and wide representation in Caculuar and Cunene drainage basins. Conversely, the estimated contribution from mafic sources can be overwhelming in sites within outliers of these units, especially if assessed with heavy mineral assemblages. Such uneven detritus supply is ascribed to the pattern of rainfall distribution, varied relief in source areas and enhanced contribution from proximal sources. The obtained data also show that a possible association between sediment composition and (palaeo) environmental conditions is particularly difficult to perform where multiple depositional cycles are involved in sediment production. Namely, because composition may be partially inherited from previous-cycle deposits and exogenous processes affect differently detritus material sourced by mafic and felsic crystalline units.

This investigation with modern deposits revealed the extent to which variable sediment production and exogenous transformations during a sediment cycle can deviate the composition of the produced detritus from an average composition of source units weighted by their exposure areas. Hence, palaeogeographical interpretations based on the composition of sedimentary rocks can be significantly biased due to under/over-representation of some source components.

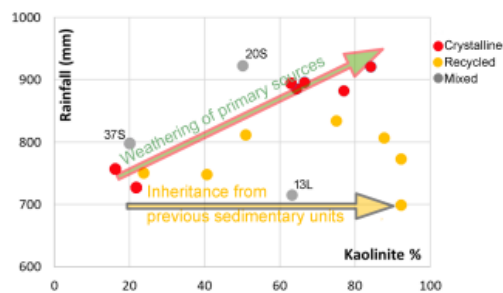


FIGURE 9 Relation between kaolinite percentages in the clay fraction of the sampled sediments and rainfall in their source areas. A possible relationship is lost where deposits include recycled material.

ACKNOWLEDGEMENTS

This investigation was supported by national funds through FCT—Foundation for Science and Technology, I.P., within the scope of the project UIDB/04292/2020 (MARE). P. Leite is thanked for her help in geomorphological characterisation. Early versions of the manuscript benefited from comments and suggestions by the Associate Editor Paul Carling and anonymous reviewers.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The data that support the findings of this study are available in the supplementary material of this article.

ORCID

Pedro Alexandre Dinis  <https://orcid.org/0000-0001-7558-7369>

REFERENCES

- Araújo, A.G., Guimarães, F., Perevalov, O.V., Voinovsky, A.S., Tselikovskoy, A.F., Agueev, Y.L., Polskoi, F.R., Khodirev, V.L. & Kondrátiev, A.I. (1992) *Geologia de Angola – Notícia Explicativa da Carta Geológica de Angola à escala de 1:1000 000*. Luanda, Angola: Angolan Geological Services.
- Arribas, J., Critelli, S. & Johnsson, M.J. (2007) *Sedimentary provenance and petrogenesis: perspectives from petrography and geochemistry*. Boulder, Colorado: Geological Society of America, p. 420.
- Babechuk, M.G., Widdowson, M. & Kamber, B.S. (2014) Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chemical Geology*, 363, 56–75.
- Bridge, J.S. & Bennett, S.J. (1992) A model for the entrainment and transport of sediment grains of mixed sizes, shapes, and densities. *Water Resources Research*, 28, 337–363.
- Carvalho, H. (1984) Estratigrafia do Precâmbrico de Angola. *Garcia de Orta*, 7(1–2), 1–66.
- Carvalho, H., Tassinari, C., Alves, P., Guimarães, F. & Simões, M. (2000) Geochronological review of the Precambrian in Western Angola: links with Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, 31, 383–402.
- Chamley, H. (1989) *Clay mineralogy*. Berlin: Springer.
- Chan, K.Y., Davey, B.G. & Geering, H.R. (1979) Adsorption of magnesium and calcium by a soil with variable charge. *Soil Science Society of America Journal*, 43, 301–304.
- Cherian, C., Kollannur, N.J., Bandipally, S. & Arnepalli, D.N. (2018) Calcium adsorption on clays: effects of mineralogy, pore fluid chemistry and temperature. *Applied Clay Science*, 160, 282–289.
- Collins, A.L., Pulley, S., Foster, I.D.L., Gellis, A., Porto, P. & Horowitz, A.J. (2017) Sediment source fingerprinting as an aid to catchment management: a review of the current state of knowledge and a methodological decision-tree for end-users. *Journal of Environmental Management*, 194, 86–108.
- Cook, C., Reason, C. & Hewitson, B.C. (2004) Wet and dry spells within particularly wet and dry summers in the south African summer rainfall region. *Climate Research*, 26, 17–31.
- Correia, H. (1976) O Grupo da Chela e Formação da Leba como novas unidades litoestratigráficas resultantes da redefinição da Formação da Chela na região do Planalto da Humpata (Sudoeste de Angola). *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 20, 65–130.
- Cox, R., Lowe, D.R. & Cullers, R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2919–2940.
- Crétat, J., Pohl, B., Dieppois, B., Berthou, S. & Pergaud, J. (2019) The Angola low: relationship with southern African rainfall and ENSO. *Climate Dynamic*, 52, 1783–1803.
- Cruz, A., Dinis, P.A., Gomes, A. & Leite, P. (2021) Influence of sediment cycling on the rare-earth element geochemistry of fluvial deposits (Caculuar–Mucope, Cunene River Basin, Angola). *Geosciences*, 11, 384.
- de Waele, B., Johnson, S.P. & Pisarevsky, S.A. (2008) Palaeoproterozoic to Neoproterozoic growth and evolution of the eastern Congo Craton: its role in the Rodinia puzzle. *Precambrian Research*, 160, 127–141.
- Dieppois, B., Rouault, M. & New, M. (2015) The impact of ENSO on Southern African rainfall in CMIP5 ocean atmosphere coupled climate models. *Climate Dynamic*, 45, 2425–2442.
- Dinis, P., Garzanti, E., Vermeesch, P. & Huvi, J. (2017) Climatic zonation and weathering control on sediment composition (Angola). *Chemical Geology*, 467, 110–121.
- Dinis, P.A., Garzanti, E., Hahn, A., Vermeesch, P. & Pinto, M.C. (2020) Weathering indices as climate proxies: A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth-Science Review*, 201, 103039.
- Dixon, J.L., Hartshorn, A.S., Heimsath, A.M., DiBiase, R.A. & Whipple, K.X. (2012) Chemical weathering response to tectonic forcing: a soils perspective from the San Gabriel Mountains, California. *Earth and Planetary Science Letters*, 323, 40–49.
- Drüppel, K., Littmann, S., Romer, R.L. & Okrusch, M. (2007) Petrology and isotopic geochemistry of the Mesoproterozoic anorthosite and related rocks of the Kunene intrusive complex, NW Namibia. *Precambrian Research*, 156, 1–31.
- Duzgoren-Aydin, N.S., Aydin, A. & Malpas, J. (2002) Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. *Engineering Geology*, 63, 99–119.
- Eggleton, R.A., Foudoulis, C. & Varkevisser, D. (1987) Weathering of basalt: changes in rock chemistry and mineralogy. *Clays and Clay Minerals*, 35, 161–169.
- Ernst, R.E., Pereira, E., Hamilton, M.A., Pisarevsky, S.A., Rodrigues, J., Tassinari, C.C., Teixeira, W. & Van-Dunem, V. (2013) Mesoproterozoic intraplate magmatic 'barcode' record of the Angola portion of the Congo Craton: newly dated magmatic events at 1505 and 1110 Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions. *Precambrian Research*, 230, 103–118.
- Feio, M. (1981) O relevo do sudoeste de Angola; estudo de geomorfologia. *Memórias da Junta de Investigações Científicas do Ultramar*, 67, 1–67.
- Florinsky, I.V. (2016) *Digital terrain analysis in soil science and geology*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2010-0-65718-X>
- Gabet, E.J. & Mudd, S.M. (2009) A theoretical model coupling chemical weathering rates with denudation rates. *Geology*, 37, 151–154.
- Gaillardet, J., Dupré, B. & Allègre, C.J. (1999) Geochemistry of large river suspended sediments: silicate weathering or

- recycling tracer? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 4037–4051.
- García, D., Ravenne, C., Maréchal, B. & Moutte, J. (2004) Geochemical variability induced by entrainment sorting: quantified signals for provenance analysis. *Sedimentary Geology*, 171, 113–128.
- Garçon, M. & Chauvel, C. (2014) Where is basalt in river sediments, and why does it matter? *Earth Planetary Science Letters*, 407, 61–69.
- Garzanti, E., Padoan, M., Andò, S., Resentini, A., Vezzoli, G. & Lustrino, M. (2013a) Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: sand petrology and geochemistry in the East African Rift. *The Journal of Geology*, 121, 547–580.
- Garzanti, E., Padoan, M., Setti, M., Peruta, L., Najman, Y. & Villa, I.M. (2013b) Weathering geochemistry and Sr-Nd isotope fingerprinting of equatorial upper Nile and Congo muds. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 14, 292–316.
- Garzanti, E., Padoan, M., Setti, M., López-Galindo, A. & Villa, I.M. (2014) Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa). *Chemical Geology*, 366, 61–74.
- Garzanti, E., Resentini, A., Andò, S., Vezzoli, G., Pereira, A. & Vermeesch, P. (2015) Physical controls on sand composition and relative durability of detrital minerals during ultra-long distance littoral and aeolian transport (Namibia and southern Angola). *Sedimentology*, 62, 971–996.
- Garzanti, E., Dinis, P., Vermeesch, P., Andò, S., Hahn, A., Huvi, J., Limonta, M., Padoan, M., Resentini, A., Rittner, M. & Vezzoli, G. (2018a) Dynamic uplift, recycling, and climate control on the petrology of passive-margin sand (Angola). *Sedimentary Geology*, 375, 86–104.
- Garzanti, E., Dinis, P., Vermeesch, P., Andò, S., Hahn, A., Huvi, J., Limonta, M., Padoan, M., Resentini, A., Rittner, M. & Vezzoli, G. (2018b) Sedimentary processes controlling ultralong cells of littoral transport: placer formation and termination of the Orange sand highway in southern Angola. *Sedimentology*, 65, 431–460.
- Garzanti, E., Vermeesch, P., Vezzoli, G., Andò, S., Botti, E., Limonta, M., Dinis, P., Hann, A., Baudet, D., de Grave, J. & Yaya, N.K. (2020) Congo River sand and the equatorial quartz factory. *Earth Science Reviews*, 197, 102918.
- Garzanti, E., Dinis, P., Vezzoli, G. & Borromeo, L. (2021) Sand and mud generation from continental flood basalts in contrasting landscapes and climatic conditions (Paraná–Etendeka conjugate igneous provinces, Uruguay and Namibia). *Sedimentology*, 68, 3447–3475.
- Garzanti, E., Bayon, G., Dinis, P., Vermeesch, P., Pastore, G., Resentini, A., Barbarano, M., Ncube, L. & Van Niekerk, H.J. (2022) The segmented Zambezi sedimentary system from source to sink: 2. Geochemistry, clay minerals, and detrital geochronology. *Journal of Geology*, 130, 171–208.
- Guo, Y., Yang, S., Su, N., Li, C., Yin, P. & Wang, Z. (2018) Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 227, 48–63.
- Haddon, I.G. & McCarthy, T.S. (2005) The Mesozoic–Cenozoic interior sag basins of Central Africa: the Late-Cretaceous–Cenozoic Kalahari and Okavango basins. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 316–333.
- Hale, M. & Plant, J.A. (1994) Drainage geochemistry. In: Govett, G.J.S. (Ed.) *Handbook of exploration geochemistry*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier, p. 6.
- Hanson, R. E., 2003. Proterozoic geochronology and tectonic evolution of southern Africa. In M. Yoshida, B. F. Windley, S. Dasgupta (Eds.) *Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup*, vol. 206, London: Geological Society of London, pp. 427–463.
- He, J., Garzanti, E., Dinis, P., Yang, S. & Wang, H. (2020) Provenance versus weathering control on sediment composition in tropical monsoonal climate (South China)-1 geochemistry and clay mineralogy. *Chemical Geology*, 558, 119860.
- Hillier, S. (2003) Quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by X-ray powder diffraction (XRPD). Clay mineral cements in sandstones. *International Association of Sedimentology Special Publication*, 34, 213–251.
- Huntley, B.J. (2019) Angola in outline: physiography, climate and patterns of biodiversity. In: Huntley, B., Russo, V., Lages, F. & Ferrand, N. (Eds.) *Biodiversity of Angola*. Cham: Springer, pp. 15–42.
- Johnsson, M. J. & Basu, A. (Eds.) (1993) *Processes controlling the composition of clastic sediments*, vol. 284. Boulder, Colorado: Geological Society of America.
- Johnsson, M.J., Stallard, R.F. & Lundberg, N. (1991) Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: sands of the Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia. *Geological Society of America Reports*, 103, 1622–1647.
- Le Pera, E., Arribas, J., Critelli, S. & Tortosa, A. (2001) The effects of source rocks and chemical weathering on the petrogenesis of siliciclastic sand from the Neto River (Calabria, Italy): implications for provenance studies. *Sedimentology*, 48, 357–378.
- Lizaga, I., Latorre, B., Gaspar, L. & Navas, A. (2020) FingerPro: an R package for tracking the provenance of sediment. *Water Resources Management*, 34, 3879–3894.
- Maharana, C., Srivastava, D. & Tripathi, J.K. (2018) Geochemistry of sediments of the peninsular rivers of the Ganga basin and its implication to weathering, sedimentary processes and provenance. *Chemical Geology*, 483, 1–20.
- Mayer, A., Hofmann, A.W., Sinigoi, S. & Morais, E. (2004) Mesoproterozoic Sm–Nd and U–Pb ages for the Kunene Anorthosite Complex of SW Angola. *Precambrian Research*, 133, 187–206.
- McBride, E.F., Abel-Wahab, A. & McGilvery, T.A. (1996) Loss of sand-size feldspar and rock fragments along the South Texas Barrier Island, USA. *Sedimentary Geology*, 107, 37–44.
- Moore, D.M. & Reynolds, R.C. (1997) *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford: Oxford University Press.
- Morais, E., Sinigoi, S., Mayer, A., Mucana, A. & Rufino Neto, J. (1998) The Kunene gabbroanorthosite complex: preliminary results based on new field and chemical data. *African Geoscience Review*, 5, 485–498.
- Morton, A.C. & Hallsworth, C.R. (1999) Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124, 3–29.
- Nesbitt, H.W. & Wilson, R.E. (1992) Recent chemical weathering of basalts. *American Journal of Science*, 292, 740–777.
- Ottesen, R.T., Bogen, J., Bölviken, B. & Volden, T. (1989) Overbank sediment: a representative sample medium for regional

- geochemical mapping. *Journal of Geochemical Exploration*, 32, 257–277.
- Pereira, E., Tassinari, C.C., Rodrigues, J.F. & Van-Dúnem, M.V. (2011) New data on the deposition age of the volcano-sedimentary Chela Group and its Eburnean basement: implications to post-Eburnean crustal evolution of the SW of Angola. *Comunicações Geológicas*, 98, 29–40.
- Price, J.R. & Velbel, M.A. (2003) Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology*, 202, 397–416.
- Rasmussen, C., Brantley, S., Richter, D.D., Blum, A., Dixon, J. & White, A.F. (2011) Strong climate and tectonic control on plagioclase weathering in granitic terrain. *Earth and Planetary Science Letters*, 301, 521–530.
- Riebe, C.S., Kirchner, J.W. & Finkel, R.C. (2004) Erosional and climatic effects on long-term chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes. *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 547–562.
- Rudnick, R.L. & Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L., Holland, H.D. & Turekian, K.K. (Eds.) *Treatise on geochemistry 3, the crust*. Pergamon, Oxford: Elsevier, pp. 1–64.
- Savage, K.M. & Potter, P.E. (1991) Petrology of modern sands of the rios Guaviare and Inirida, southern Colombia: tropical climate and sand composition. *The Journal of Geology*, 99, 289–298.
- Savage, K.M., de Cesero, P. & Potter, P.E. (1988) Mineralogic maturity of modern sand along a high-energy tropical coast: Baixada de Jacarepegua, Rio de Janeiro, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 317–328.
- Slingerland, R.L. (1977) The effects of entrainment on the hydraulic equivalence relationships of light and heavy minerals in sands. *Journal of Sedimentary Research*, 47, 753–770.
- Suttner, L.J., Basu, A. & Mack, G.H. (1981) Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 1235–1246.
- Velde, B. (1995) *Origin and mineralogy of clays*. Berlin: Springer.
- West, A.J., Galy, A. & Bickle, M. (2005) Tectonic and climatic controls on silicate weathering. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 211–228.

SUPPORTING INFORMATION

Additional supporting information can be found online in the Supporting Information section at the end of this article.

How to cite this article: Cruz, A.T., Dinis, P.A., Lucic, M. & Gomes, A. (2022) Spatial variations in sediment production and surface transformations in subtropical fluvial basins (Caculuar River, south-west Angola): Implications for the composition of sedimentary deposits. *The Depositional Record*, 00, 1–16. <https://doi.org/10.1002/dep2.208>