



UFRJ

Evaldina Raimundo Simão
CARACTERIZAÇÃO GEOLOGICA DOS GRANITOIDES DO
PALEOPROTEROZÓICO E ROCHAS ASSOCIADAS DO SW DE ANGOLA E
CORRELAÇÃO COM O DOMÍNIO TECTÔNICO DO CABO FRIO (RJ).

Trabalho de Conclusão de Curso

Geologia

UFRJ

Rio de Janeiro

Julho de 2022



Evaldina Raimundo Simão
CARACTERIZAÇÃO GEOLOGICA DOS GRANITOIDES DO
PALEOPROTEROZÓICO E ROCHAS ASSOCIADAS DO SW DE ANGOLA E
CORRELAÇÃO COM O DOMÍNIO TECTÔNICO DO CABO FRIO (RJ).

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio do Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia. Orientadora: Renata da Silva Schmitt.

Aprovada em:
Por:

Renata da Silva Schmitt (Orientadora)

Profa. Dra.Cícera Neysi de Almeida

Profa. Dra.Silvia Regina Medeiros

AGRADECIMENTOS

A Deus por me conceder sua centelha divina, a vida da qual desfruto todos os dias. Antes de prosseguir com a exposição do presente trabalho expresseo o meu sincero agradecimento a todos aqueles que tornaram possível a realização desta tese contribuindo com o seu conhecimento e amizade.

À orientadora Dra. Renata Schmitt, pela paciência e pela ajuda, porque sem ela não sei se conseguiria, ela foi super, atenciosa em dar importantes sugestões.

A Evania Alves da Silva em especial, foi fundamental, que muito fez por mim, me ajudando em tudo que eu precisei para realização deste trabalho, contribui bastante com crítica e com importantes sugestões adotadas neste trabalho.

Muitos foram os que me incentivaram e contribuíram para a conclusão deste trabalho, dentre estes, gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos:

Aos meus pais que sempre me apoiaram concedendo-me educação para a vida, pelo incentivo permanente, e por acreditarem em mim incondicionalmente.

Aos meus irmãos, pelo incentivo permanente, e particularmente ao meu melhor amigo Domingos Mendonca pela confiança e pelo incentivo, e a todos que diretamente me incentivaram, e principalmente aos meus pais Lucas Simão, e nada disso seria possível sem a ajuda incondicional da minha mãe Maria Isabel Raimundo os meus agradecimentos ao meu irmão que sempre me apoio sem poupar esforços Victor de Carvalho Segunda.

Aos meus colegas e amigos pelo apoio e presença nessa caminhada de aprendizado, em especial ao Igor Vasconcelos, Dolapo, Macarena Rocca, Claudio Andrade, Juliana Vilhena, Andre Assis.

Não tenho como não agradecer também à GondFamily... estar com vocês diariamente é um presente de vida. Agradecimento especial para a Fernando, Raphaela Lopes e a Bruna Pires pela ajuda diariamente, a todos vocês gratidão nada seria possível sem vosso contributo.

Resumo

O estudo de rochas graníticas, através de uma abordagem integrada de dados de campo, petrografia e geoquímica, constitui uma importante ferramenta de acesso aos processos responsáveis pela geração e evolução da crosta continental. No litoral SW da Angola, ocorrem rochas paleoproterozoicas correlacionáveis ao Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF), um terreno geológico litorâneo na porção central da Faixa Ribeira, SE do Brasil. O DTCF é constituído por rochas ígneas orosirianas (1,99 a 1,96 Ga), deformadas e metamorfizadas no Cambriano durante a orogenia colisional Buzios. No lado africano, estas unidades litológicas encontram-se preservadas no interior do continente, representando o Bloco de Angola – parte do Cráton do Congo. A porção afetada pelo metamorfismo e deformação cambrianos está exposta apenas em afloramentos ao longo do litoral das cidades de Namibe e Huila. Este trabalho consiste na caracterização petrográfica e datação dos granitos e rochas associadas que ocorrem nos afloramentos do SW de Angola, com a finalidade de correlacionar esse terreno com o Domínio Tectônico de Cabo Frio, no lado brasileiro. As amostras, coletadas em trabalho de campo em setembro de 2016, na região de Lubango (capital de Huila), sul de Angola, são oriundas de dois afloramentos de granitoides, sem evidências de metamorfismo ou deformação. O primeiro afloramento é um corte de estrada na região de Huila e o litotipo predominante é um granito com hornblenda e biotita, com textura grossa à média equigranular.. No segundo afloramento, na região do Namibe, foi coletada uma amostra de monzogranito com textura seriada a porfirítica, com enclaves microdioríticos com formas lenticulares e elipsoidais. As idades obtidas nas duas amostras em zircão pelo método U-Pb usando SHRIMP datam de 1,93 e 1,79 Ga respectivamente. Nesta região esses granitoides eburneanos são intrudidos por Diques ultramáficos correlacionáveis aos complexos carbonatíticos Tchivira e Bonga do Cretáceo Inferior, que intrudem os granitoides também são descritos aqui.

ABSTRACT

The study of granitic rocks, through an integrated approach of field data, petrography and geochemistry, constitutes an important management tool for the generation and evolution of the continental access crust. do Cabo Frio (DTCF), a coastal geological terrain in the central portion of the Ribeira Belt, SE Brazil. The DTCF is made up of Orosirian igneous rocks (1.99 to 1.96 Ga), deformed and metamorphosed in the Cambrian during the Buzios collisional orogeny. On the African side, these lithological units are preserved in the interior of the continent, representing the Angola Block – part of the Congo Craton. The distribution by metamorphism and Cambrian formation is exposed only in coastal outcrops of the cities of Longomibe and Huila. This work consists of the petrographic characterization and dating and associated rocks that occur in the outcrops of SW Angola, in order to correlate this terrain with the Cabo Frio Tectonic Domain, on the Brazilian side.

The two samples, collected in fieldwork in September 2016, in the region of Lubango (capital of Huila), southern Angola, come from granite outcrops, without evidence of metamorphism or deformation. The first outcrop is a road cut in the Huila region and the predominant lithotype is a granite with hornblende and biotite, with a coarse to medium equigranular texture. In the second outcrop, in the Namibe region, a sample of monzogranite with serial to porphyritic texture was collected, with microdiorite enclaves with lenticular and ellipsoidal shapes. Ages, 9 Ga on dates and two estimates in zircon, U-Pb, using SHRIMP, 1.79. In this region these Eburnean graniteoids are intruded by ultramafic dykes correlated with the Lower Cretaceous Tchignotic and Bonga carbonatitic complexes, which intrude the graniteoids are also described here.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1:** Localização de Angola na costa ocidental da África Austral, no continente Africano. Na figura principal mapa Político do país, com a área de estudo destacada pelo retângulo vermelho na região de Lubango e Namibe..... 18
- Figura 1.2:** Localização da área de estudo no contexto do continente africano e do território angolano, situada nas cidades de Lubango e do Namibe, com detalhe para as principais vias de acesso da região mapa de amostras de pontos coletados durante o trabalho de campo..... 19
- Figura 1.3:** Afloramento de rocha granítica com os blocos esferoidais, revelo acentuado com topo aguçado do SW de Angola (Namibe).....20
- Figura 2.1:** Mapa de Angola com as principais unidades geotectônica, evolução do craton do congo. (Retirado de Pereira et al., 2013)21
- Figura 2.2:** Contexto geotectônico da região sul do continente Africano, Geologia generalizada da África Austral. (Retirado de Pereira et al., 2013)22
- Figura 3.1:** Afloramento de quartzitos com intercalação predominantemente puros, mostrando planos de acamamento preservados quartzito de granulação fina nas proximidades de Lubango a Humpata.....23
- Figura 3.2:** Mar de morros de granitoides do embasamento da porção do SW de Angola (deserto do Namibe)24
- Figura 4.1:** Correlação geológica do Cinturão Angolano e o Domínio Tectônico Cabo Frio na reconstrução do Gondwana. Marcada na margem Brasileira pelo polígono em vermelho. (Retirado de Schmitt et al., 2018)25
- Figura 4.2:** Domínio Tectônico de Cabo Frio (cf) e bloco de Angola (a) no contexto do Gondwana. Em rosa, os principais blocos cratônicos (Arqueano-Paleoproterozóico). (Schmitt et al., 2016)26
- Figura 5.1:** Vista geral do afloramento de camadas sedimentares do Cretaceo nas proximidades da estrada do Lubango ao Namibe.....27
- Figura 5.2:** Soleiras basáltica em contato com camadas de calcario da praia do farol do velho Namibe.....28
- Figura 5.3:** A peneplanície do Namibe, com os seus relevos residuais esculpidos em granitoides Eburneanos e Pré-Eburneanos, recobertos de vegetação, alguns coroados pelas formações siliciclásticas do Grupo da Chela. Blocos in situ do granito fino a médio e feição característica dos granitos do embasamento da região do Namibe.....29
- Figura 5.4:** Afloramento dos Complexo GabroAnortosítico do Kunene na região do Lubango ate ao Namibe que se estende de Angola ate ao território Namibiano.....30

- Figura 5.5:** Pedreira de Gabro anortosítico. Notar na amostra de mão a textura glomeroporfirítica. Província da Huíla, (SW de Angola)30
- Figura 5.6:** Mapa geológico regional, do SW Angola indicando a formação do grupo Chela Províncias da Huíla e as rochas do embasamento.31
- Figura 5.7:** Visão panorâmica miradouro da Serra da Chela. A parte inferior corresponde aos granitos eburneanos. A escarpa é formada pelas camadas sedimentares e vulcano-sedimentares do Grupo da Chela.....32
- Figura 5.8:** Fenda da Tundavala: Complexo Vulcano-Sedimentar do Grupo da Chela com rochas vulcanoclásticas vermelhas intercaladas em arenitos mais claros. Escarpa com 1000 m de altura.....33
- Figura 5.9:** Paredão rochoso do Miradouro da Leba, constituído pelas formações siliciclásticas do Grupo da Chela. A intensa fraturação da escarpa favorece a sua instabilidade e propicia os movimentos de vertente.....33
- Figura 5.10:** Aspetos sedimentares relevantes da Formação da Leba aflorantes no Planalto da Humpata. Detalhes dos estromatólitos da Humpata composto de calcários dolomíticos muito bem preservadas com varias camadas finas.....34
- Figura 6.1:** Detalhes dos calcários dolomíticos com estromatólitos da Formação da Leba, aflorantes na Estrada para Leba, passagem para o topo da sequência da Leba.....35
- Figura 6.2:** Afloramento de conglomerado da bacia do Namibe, conglomerados muito grossos mal-calibrados e não consolidados com textura de matriz arenítica, maioritariamente suportada por clastos de pórfiros graníticos, quartzitos e basálticos e, com cimento carbonatado. Os clastos de maior dimensão podem atingir os 30cm. Apresentam uma tonalidade avermelhada e com pouco vestígios de fósseis.36
- Figura 6.3:** Afloramento, sendo constituído por duas unidades litológicas, de diferentes colorações, nomeadamente, argilitos de cor cinza e calcários fortemente bioturbados....36
- Figura 6.4:** A sucessão sedimentar de unidades areníticas carbonatadas em diferentes posições do afloramento com orientação NE-SW, apresenta no topo camadas sub horizontais de calcário com alternância de margas, apresenta ainda níveis ferruginosos, forte bioturbação, com direção N120° e inclinação para Sul.....37
- Figura 6.5:** Fotossatélite do carbonatito Bonga (extraída do GoogleEarth, 2021). É identificado o tampão carbonatítico central, que se destaca por sua maior resistência à erosão em comparação com os granitos. e diques anulares de cálcio carbonatito embutidos nos granitos fenitizados. Esses diques são especialmente mais comuns na parte externa.....38
- Figura 6.6:** Modelo esquemático dos complexos carbonatitos do SW de Angola, em que se destacam os principais relevos formados por nefelina sienitos intrusivos.....38

Figura 6.7: Vista panorâmica do complexo de Carbonatito do SW de Angola. Ao fundo, o relevo principal é formado por unidades de nefelina sienitos. Observam-se elevações não tão pronunciadas formadas por brechas carbonatíticas e feníticas.....39

Figura 6.8: Calciocarbonatito e corpos subesféricos de fixados em uma massa fundamental de calciocarbonatito; de apatita-magnetita substituídos e circundados por uma fina massa de fundo de calciocarbonatita.....39

Figura 6.9: Granodiorito com hornblenda de textura grossa, com veio de feldspato pegmatítico textura equigranular. Afloramento QUI-2A.....42

Figura 6.10: Granodiorito com hornblenda de textura grossa a média com foliação incipiente, provavelmente ígnea, cinza com textura média a grossa com uma foliação discreta. enclaves microdioríticos, apresenta pontuações escuras formadas por minerais máficos, bandamento composicional marcado pela alternância de minerais máficos e félsicos.....43

Figura 7.1: Biotita granito fino em contato com litotipo da fácies porfírica, notar pequenos fenocristais de feldspato potássico em meio à matriz fina.....43

Figura 7.2: Fotomicrografias da amostra QUI-2A, granodiorito do SW de Angola (1a e 1b) nicóis cruzados e paralelos, respectivamente, notar a grande quantidade de cristais de titanita com inclusão de ilmenita. Notar os cristais de allanita com coroa de epidoto, biotita e plagioclásio;(2a e 2b) nicóis cruzados e paralelos minerais em destaque o epidoto incluso na biotita e alanita inclusa no epidoto. O epidoto mostra suas fortes cores de interferência. (3a e 3b) nicóis cruzados e paralelos, respectivamente. Notar que os minerais opacos ocorrem associados aos cristais de titanita e clinopiroxênio.....45

Figura 7.3: Fotomicrografias da amostra QUI-2A, dos granodioritos do SW de Angola. (4a e 4b) Notar o cristal do epidoto com inclusão da alanita, minerais opacos e epidoto em alteração de biotita. A biotita está parcialmente alterada para epidoto. (5a e 5b) Plagioclásio, está sericitizado, Alanita metamicta com coroa de epidoto, a ND (esquerda) e a NC (à direita). O epidoto mostra suas fortes cores de interferência. (6a e 6b) agrupamento de cristais idiomórficos de titanita com formas diferentes das habituais.....46

Figura 7.4: Fotomicrografias da amostra QUI-2A. Principais aspectos texturais dos granodioritos.(7a e 7b) Notar a biotita alterada, com inclusão de epidoto geralmente a cor da titanita, a NC, é quase a mesma que apresenta a ND, porque é muito intensa. Mas em alguns casos as titanitas apresentam-se a NC com cores muito coloridas, como nestas imagens aqui;(8ª e 8b) Notar o aglomerado de titanita, parcialmente alterando para ilmenita, e a os cristais de epidoto com inclusão de alanita;(9a 9b) Cristal de plagioclásio parcialmente alterado para sericita.....47

Figura 7.5: Fotomicrografias das amostras QUI-2A, dos granodioritos do SW de Angola, (10a e 10a) Notar os cristais de hornblenda, cristais de biotita e opacos, epidoto inclusa parcialmente na biotita;(11a e 11b) NC e ND, respectivamente. Observar a textura epidoto associado a biotita várias inclusões de titanitas, apatitas, e zircão, notar os plagioclásios se alterando para mica. (12a e 12b); nicóis cruzados e paralelos, respectivamente. Observar a biotita parcialmente alterada para moscovita, Plagioclásio parcialmente alterado para sericita.....48

Figura 7.6: Fotomicrografias das amostras QUI-2A, do granodiorito do SW de Angola. (1a e 1b) Nicóis cruzados e paralelos, respectivamente notar os cristais de fenocristal de plagioclásio com geminação sericitizado. (3a e 3b) NC e ND, respectivamente grãos de quartzo e plagioclásio sendo os de plagioclásio alterados para sericita.....49

Figura 7.7: Fotomicrografias das amostra QUI-2A. Titanita intercrescida com cristais de biotita (4a e 4b).(5a e 5b), aglomerado de grãos de biotita e um cristal de allanita com corona de Alanita metamicta com coroa de epidoto a ND (esquerda) e a NC (à direita). O epidoto mostra suas fortes cores de interferência. epidoto. (6a e 6b) aglomerado de biotita com inclusão de zircão ,notar os cristais de quartzo, plagiclasio e titanita.50

Figura 7.8: Fotomicrografias das amostras QUI-2A. (7a e 7b).(8a e 8b) Plagioclásio com intensa substituição para mica branca no núcleo. A presença da biotita intensifica a alteração para mica branca nos cristais no seu entorno. Grão de plagioclásio intensamente saussuritizado, ou seja, substituído nas bordas por sericita, epidoto, biotita e zoisita/clinozoisita.....51

Figura 7.9: Fotomicrografias das amostras QUI-2A dos granodioritos do SW de Angola, (7a e 7b). Cristais de plagioclásio com baixo grau de saussuritização, grão de quartzo a granulação média e a presença de quartzo intersticial entre os grãos de plagioclásio . Plagioclásio com intensa substituição para mica branca no núcleo. A presença da biotita intensifica a alteração para mica branca nos cristais no seu entorno.52

Figura 7.10: Amostra QUI-1A hololeucocrática média-homogênea fenocristais de feldspato potássico róseo com arestas relativamente definidas e hábito tabular. Detalhe do fenocristal de feldspato potássico róseo tabulares com cristais de biotita.....54

Figura 8.1: Fotomicrografias das amostras QUI-1A, monzogranito do SW de Angola (1a e 1b).Textura mirmequítica na interface de contato do Pl com fenocristais de Kf , NC, Grão de microclina límpido, sem alterações, luz polarizada;(2a e 2b) Grão de microclima em contato com quartzo, biotita alterando para epidoto e mica.(3a e 3b).Detalhe da alteração dos grãos de plagioclásio (sausuritização), biotita formando calcita, sericita e epidoto. Agregado de cristais de biotita com bordas corroídas parcial a totalmente cloritizadas, contendo inclusões de allanita, zircões e opacos e franjas de mica branca na borda inferior (textura simplectítica).....55

Figura 8.2: Fotomicrografias das amostras QUI-1A, do monzogranito do SW de Angola. (4a e 4b) quartzo,biotita biotita associada ao epidoto, presença de microclínio (Kfs) euédrico com macla tartan evidente.(5a e 5b), o K-feldspato possui intercrescimento micropertítico e sericitização de alto grau que preenchem também fraturas em outros minerais).....56

Figura 8.3 : Fotomicrografias das amostras QUI-1A, dos monzogranito do SW de Angola. (7a e 7b) – Cristal de plagioclásio com bordas irregulares e com o desenvolvimento de intercrescimento mirmequítico no contato com cristal de microclina. (8a e 8b) de K-feldspato.Os critais micáceos estão levemente orientados. Foi observado intercrescimento mirmequítico fino. (9a e 9b), Plagioclásio com mica branca e biotita transformada para muscovita. Aglomerado de grãos biotita epidoto e titanita (Nicóis cruzados-NC).....57

- Figura 8.4:** Fotomicrografias da amostra QUI-1A, monzogranito do SW de Angola. (10a e 10b), Grãos de quartzo granoblástico em contato, Cristal de microclinal com geminação tartan e intercrescimento pertítico insipiente.(11b). Saussuritização de baixo grau e baixo intercrescimento mirmequítico. A biotita tem cor castanho inclusões de opacos, zircão e/ou apatita. Plagioclásio com macla periclina cristal de microclina com intercrescimento pertítico abundante. (11d) Cristal de epidoto1 hipidioblástico em paragênese com cristais de biotita)..... 58
- Figura 8.5:** (a) Amostra de mão do dique lamprófiro, os diques apresentam coloração caracteristicamente preta esverdeada, granulometria muito fina com pequenas porções com cor preta)..... 59
- Figura 8.6:** Fotomicrografia de textura subofítica dique de lamprófiro – máfico a ultramáfico com fenocristais de biotita. As ripas de plagioclásio encontram-se parcialmente inclusas nos minerais ferro-magnesianos (mistura de actinolita e clorita) com veio de feldspato, com bastante mineral oxido de ferro, com material de composição quartzo.)..... 60
- Figura 8.7:** Fotomicrografia, destacando o fenocristal de clinopiroxênio com núcleo esverdeado e borda rósea circundados por cristais Anfibólio kaersutítico com borda de alteração, microcristalina composta por magnetita+clclinopiroxênio kaersutita, com inclusão de apatita, veio de carbonato e minerais opacos.(3a e 3b)mega cristal de apatita e biotita. com inclusão de apatita, veio de carbonato e minerais opacos.(3a e 3b)mega cristal de apatita e biotita.)..... 61
- Figura 8.8:** Fotomicrografia dos lamprófiro do SW de Angola, em nicóis paralelos de lamprófiro da variedade 1 com fenocristal de clinopiroxênio apresentando núcleo arredondado com pleocroísmo verde e borda com faces retas e sem pleocroísmo com inclusões de apatita . (5a e 5b) Cristais de titano-augita,comas cor de interferências rosado ,olivina cloritizada.Cristais de clinopiroxênio não zonado, olivina e biotita, veio de carbonatito também compõe a amostra, Cristais de ortopiroxênio, clinopiroxênio e olivina.)..... 62
- Figura 8.9:** Fotomicrografia dos lamprófiro do SW de Angola, em nicóis paralelos (10a 10) Textura porfírica, exibindo augita zonada, Kaersutita com borda de reação de minerais opacos. Biotita parcialmente deformada e rotacionada, podem ser vistos vários cristais de biotita parcialmente encurvados)..... 63
- Figura 8.10:** Fotomicrografia dos lamprófiro do SW de Angola. Matriz de carbonato e sericita, veio de plagioclásio alterando para carbonato ,com minerais de apatita,cpx..... 64
- Figura 9.1:** Amostra de mão dos carbonatitos do Tchivira –Bonga ilustrando a mineralização de magnetita e proporção relativa entre os minerais principais (dolomita e apatita) em menor quantidade de minerais maficos..... 65
- Figura 9.2:** Fotomicrografia dos carbonatitos do SW de Angola, amostra (BONGA) mostrando a grande diversidade de fragmentos exibindo o elevado conteúdo de minerais opacos, imersos em matriz microcristalina composta por carbonatos, evidenciando a textura porfírica com fenocristais de carbonatos em matriz carbonatítica e minerais opacos associados. Cristais de quartzo com evidências de recristalização. (2a e2b)

fenocristal de apatita imerso em matriz constituída por carbonato, raro fenocristal de olivina serpentinizada, ainda minerais opacos, biotita.....66

Figura 9.3: Fotomicrografia dos carbonatitos do SW de Angola. (3a e 3b) quartzo, definido por pontos tríplexes de porções recristalizadas, e pelos contatos suturados entre os carbonatos, com pequenas quantidades de zircão e apatita, olivina, marcado pela concentração de minerais opacos. (4a e 4b) Opacos intercrescido com muscovita e plagioclásio alterado.....67

Figura 9.4: Fotomicrografia dos carbonatitos do SW de Angola, seções delgadas dos metacarbonatitos estudados: (6a e 6b) notar a calcita a NC, na posição de extinção, mostrando maclas, que são estas bandas retilíneas paralelas e coloridas. Pode haver 2 conjuntos de maclas em um cristal, com cristal de Apatita. (7a e 7b) acarbonatito com uma matriz composta por carbonato biotita, minerais opacos e pórfiros de apatita. Apatita-Biotita-Flogopita Metacarbonatito com bandamento composicional marcado pela concentração de minerais opacos. Carbonatito Silicificado com uma matriz composta por quartzo, minerais opacos, calcita exibindo a típica clivagem biotita e porfiroclastos de apatita, luz plana e polarizada, respectivamente.....68

Figura 9.5: Diagrama de concórdia U-Pb da amostra NAM-10A com 95% de concordância para todas as idades dos grãos de zircão magmático cujo intercepto superior é 1800 Ma.....70

Figura 9.6: Diagrama de concórdia da amostra NAM-10A com 95% mostrando idade de cristalização dos granitoides da região SW de Angola, mostrando idade de intercepto superior.....71

Figura 9.7: Diagrama concórdia U-Pb SHRIMP da amostra a idade concórdia 1791,3 ±5,2Ma, interpretada como a idade de cristalização dos granitoides, idade de intercepto superior.....72

Figura 9.8: Diagrama concórdia dos granodiorito do SW de Angola, destacando as idades e intercepto superior.73

Figura 9.9: Imagens de catodoluminescência selecionadas dos grãos de zircão da amostra, NAM-10B os círculos amarelos representam os pontos analisados com suas respectivas idades de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; b), (círculos amarelos, spot 30 μm), indicam aproximadamente as posições e os diâmetros dos furos (spots).....74

Figura 9.10 : Coluna estratigráfica para a área de estudo mostrando os principais unidades da região de Lubango, mostrando as principais unidades geológica da área.....76

LISTAS DE TABELAS

Tabela 1: Classificação e nomenclatura dos Lamprófiros baseada na ocorrência e proporção de minerais de cor clara. Feldspato Alcalino (or), Plagioclásio (pl), Feldspato (feld) e Feldspatóide (foid) (Modificado de Streckeisen, 1979).....42

Tabela 2: Classificação e nomenclatura simplificada dos dados petrográficos das laminas analisada do SW de Angola.....71

Tabelas 3: Resumo dos dados de zircão SHRIMP U-Pb para a amostra QUI-2A. Os erros são 1-sigma; Pbc e Pb* indicam as porções comum e radiogênica, respectivamente. O erro na calibração padrão foi de 0,38%.....90

Tabela 4: Resumo dos dados de zircão SHRIMP U-Pb para a amostra NAM-10A. Os erros são 1-sigma; Pbc e Pb* indicam as porções comum e radiogênica, respectivamente. O erro na calibração padrão foi de 0,25%.....91

Tabela 5:Resumo dos dados de zircão SHRIMP U-Pb para a amostra NAN-10B. os erros são 1-sigma; Pbc e Pb* indicam as porções comum e radiogênica, respectivamente. O erro na calibração padrão foi de 0,50%92

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1: Mapa geológico 1:200.000.....	85
Anexo 2: Seção geológica	86
Anexo 3: Modelo esquemático da seção geológica do SW de Angola.....	87

Índice	
AGRADECIMENTOS	III
RESUMO	IV
ABSTRACT	V
LISTA DE FIGURAS	VI
LISTA DE TABELAS	X II
LISTA DE ANEXOS	XIII
Índice	02
1-INTRODUÇÃO	16
1.1. OBJETIVO.....	16
1.2. JUSTIFICATIVA.....	16
1.3. METODOLOGIA.....	17
1.4. LOCALIZAÇÃO DA AREA E GEOMORFOLOGIA.....	17
2- GEOLOGIA DE ANGOLA	20
2.1- GEOLOGIA DAS UNIDADES DO PRÉ-CAMBRIANO DE ANGOLA NO CONTEXTO GERAL DA EVOLUÇÃO DO CRATON DO CONGO- SÃO FRANCISCO.....	20
2.2- CORRELAÇÃO GEOLÓGICA COM A REGIÃO SUDESTE DO BRASIL.....	24
2.3 UNIDADES GEOLÓGICAS FANEROZOICAS DO SW ANGOLA.....	26
3- GEOLOGIA DO SW DE ANGOLA – UMA REVISÃO	28
3.1- GRANITOS DO CARACULO-BIBALA (EBURNEANO).....	28
3.2. COMPLEXO GABRO ANORTOSITICO KUNENE.....	29
3.3-FORMACAO /GRUPO CHELA (SEDIMENTARES DE 1.8-1.7 Ga).....	31
3.4.- UNIDADES SEDIMENTARES DO CRETÁCEO.....	35
3.5- CABORNATITOS DO SW DE ANGOLA (TCHIVIRA-BONGA).....	37
3.6- LAMPRÓFIROS: CLASSIFICAÇÃO E MODO DE OCORRÊNCIA.....	39
4-RESULTADOS	41
4.1- CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO.....	41
4.2- GRANITOIDES EBURNEANOS	41
4.2.1. – PETROGRAFIA.....	43
4.3.1 -COMPLEXO CARBONATÍTICO TCHIVIRA E BONGA.....	59
4.4.1- DIQUE LAMPROFIRO	59
4.4.1.1- PETROGRAFIA.....	61
4.4.2- CARBONATITO.....	65
4.4.2.1- PETROGRAFIA	65
5- GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO	70
5.1- AMOSTRA NAM-10A.....	70
5.2- AMOSTRA NAM-10B.....	71

5.3- AMOSTRA QUI-2A.....	72
7- DISCUSSÃO.....	75
7.1- ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DO SW DE ANGOLA	75
7.2- EMBASAMENTO OROSIRIANO-ESTATERIANO DO SW ANGOLA.....	76
7- CONCLUSÃO.....	78
8-REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	79

1-INTRODUÇÃO

As margens continentais do Atlântico Sul são de suma importância para o entendimento de conceitos acadêmicos geocientíficos, cuja evolução tectônica remonta o Precambriano e a formação do Gondwana até seu rifteamento e quebra no Cretáceo. Esse evento foi responsável pela separação de unidades geotectônicas fundamentais no entendimento das orogenias brasileiras-pan-africanas que suturaram os paleocontinentes pré-cambrianos no final do Cambriano.

Esse quebra-cabeças deve ser montado e grande parte das questões científicas estão na reconfiguração deste paleocontinente, em especial nos domínios tectônicos que ficam no lado africano. O estudo da margem africana foi iniciada apenas recentemente, através de acordos científicos com universidades angolanas. Para aprofundar os estudos no lado africano, tomou-se a área ao sudoeste de Angola que é contraparte da região estudada do lado sul-americano, no Sudeste do Brasil, entre os estados do Rio de Janeiro (Cabo Frio). As rochas da margem SW de Angola mostram uma evolução tectônica até o Paleoceno (~60 ma) muito próxima a evolução vista na margem do SE brasileiro. Este trabalho foca na caracterização geológica dos granitoides do Paleoproterozoico e rochas associadas do SW de Angola. Essa região está inserida no denominado cráton de Angola, uma unidade geotectônica pré-Neoproterozóica, constituída por rochas de 3,2 a 1,2 Ga. Esse bloco é correlacionado com o Domínio Tectônico do Cabo Frio, que aflora na margem SE do Brasil. Ao contrário deste, a região SW de Angola carece de estudos geológicos de detalhe e grande parte da evolução do Cráton de Angola é ainda pouco compreendida. Trabalhos recentes apontam a correlação entre esses dois terrenos, ambos com ortognaisses paleoproterozóicos, com idades orosirianas (Schmitt et al 2016; Monié et al., 2012).

Assim, o presente trabalho apresenta em seu início uma revisão bibliográfica que versa sobre as diversas temáticas abordadas neste estudo, como o contexto geotectônico e geológico regional da área de estudos. Em seguida, são apresentados os materiais e métodos utilizados na elaboração do trabalho e a caracterização da área de estudos. A seguir, são apresentados os resultados obtidos nos itens: Geologia da área; Petrografia e Geocronologia.

Os resultados aqui obtidos a partir da compilação da literatura geológica aliada ao trabalho de campo, coleta de amostras em Angola, com petrografia e datação das mesmas, permitem que seja possível avançar nesta correlação transatlântica.

1.1-OBJETIVO

O principal objetivo deste trabalho é caracterizar a geologicamente os granitoides da porção sul de Angola, para corroborar com o entendimento da evolução tectônica do Craton de Angola e correlacionar com o Domínio Tectônico do Cabo Frio (aflorante na margem SE do Brasil).

Para cumprir esse objetivo, vários objetivos específicos serão atingidos:

- Compilação de dados geológicos do sul de Angola
- Confecção de um mapa integrado 1:100.000
- Caracterização petrográfica das principais unidades.
- Datação pelo método U-Pb em zircão de algumas amostras.

1.2. JUSTIFICATIVA

Apesar dos dados geológicos e das revisões bibliográficas dos trabalhos anteriores disponíveis, nunca teve uma correlação de dados geocronológicos das rochas do embasamento do SW de Angola com as rochas do Domínio Tectônico do Cabo Frio, no

Brasil. Este trabalho traz dados inéditos a partir do estudo de amostras coletadas no escudo angolano. Através de petrografia e análise de zircão magmático pelo método U-Pb dessas amostras, foi possível evidenciar a correlação a partir da caracterização geológica dos granitoides paleoproterozoico e das rochas associadas no SW de Angola. A identificação de províncias magmáticas com idade de cristalização compatíveis, evidencia uma possível correlação das margens Africanas SW de Angola com o Domínio Tectônico do Cabo Frio.

1.3. METODOLOGIA

As metodologias desenvolvidas nas etapas em campo, laboratório e escritório são:

- (a) Revisão bibliográfica da geologia regional e local;
- (b) Fotointerpretação aérea e de imagens de satélite para a identificação de estruturas maiores e áreas com afloramentos;
- (c) Estudo em campo de afloramentos-chave com a descrição de pontos, medição de estruturas, coleta de amostras, e confecção de seções geológicas. Este trabalho foi realizado em setembro de 2016 no período de uma semana durante uma excursão de geologia intitulada “Excursão de Campo ao Sudoeste de Angola: Planalto da Humpata e Deserto do Namibe”, como parte do 35º Congresso Mundial de Geologia realizado na África do Sul.
- (d) Confeção de um mapa compilado com modificações a partir dos dados de campo com a geologia do SW de Angola na escala 1:200.000 em ARC GIS no CDGG (UFRJ);
- (e) Caracterização petrográfica das amostras coletadas no laboratório no Gondwana (CDGG) sala J2-020, do Departamento de Geologia (UFRJ). Foram caracterizadas um total de 7 lâminas petrográficas neste estudo, sendo a relação, amostras de rochas do magmatismo do embasamento do sudeste de Angola, do magmatismo alcalino, que compreendem lamprófiros.
- (f) Seleção de amostras para estudos mais aprofundados de geoquímica e geocronologia;
- (g) Separação de minerais pesados, com foco no zircão, das amostras coletadas. Os grãos foram enviados para a Australian National University.
- (h) Realização de análises de U-Pb em zircão pela técnica SHRIMP nas amostras coletadas. As análises foram realizadas na Australian National University na cidade de Camberra, Austrália, pelo pesquisador Rochard Armstrong e Guilherme Martins (doutorando da UFRJ na época). Esses pesquisadores fizeram os mounts de zircão, o imageamento de catodoluminescência, o polimento e a análise no SHRIMP.
- (i) Interpretação dos dados geocronológicos;
- (j) Confeção da monografia.

1.4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E GEOMORFOLOGIA

A área abrangida neste trabalho envolve a região sudoeste de Angola, entre as cidades de Namibe (com coordenadas de 15°11' de longitude e 12°09' de latitude) e Lubango (com 14°40' de longitude e 17°40' de latitude), passando por cidades como Bibala, Chibia, Quilengue Capelongo, entre outras (**Fig 1.1**).

Na região do Quilengue, Bibala situa-se na faixa costeira de Angola, numa superfície de erosão cuja altitude oscila entre 500 e 600 m, onde se destacam inselbergs que atingem cotas de até 2.500 m. Esta zona constitui a borda do Cráton Angola-Kasai (SW do Cráton do Congo), que é limitado a sudoeste por uma faixa de rochas Neoproterozóicas associadas ao Cinturão Kaoko. (**Fig 2.1**). A Serra de Lua é constituída por uma série de elevações, algumas das quais ultrapassando os 1.000 metros de altitude, que se estendem segundo a direção E-W por cerca de 40 quilômetros desde o extremo oriental (a 6 km da

estação do Kuito do Caminho- de- Ferro do Namibe), até a ponta Oeste, que dista 6 km da estação do Caraculo, do mesmo caminho-de-ferro (**Fig. 1.2**).



Figura 1.1: Localização de Angola na costa ocidental da África Austral, no continente africano. A figura principal mostra o mapa político do país, com a área de estudo destacada pelo retângulo vermelho na região de Lubango e Namibe.

Fonte: <https://www.ezilon.com/maps/africa/angola-maps.html> Acesso em 07 de Março de 2022.

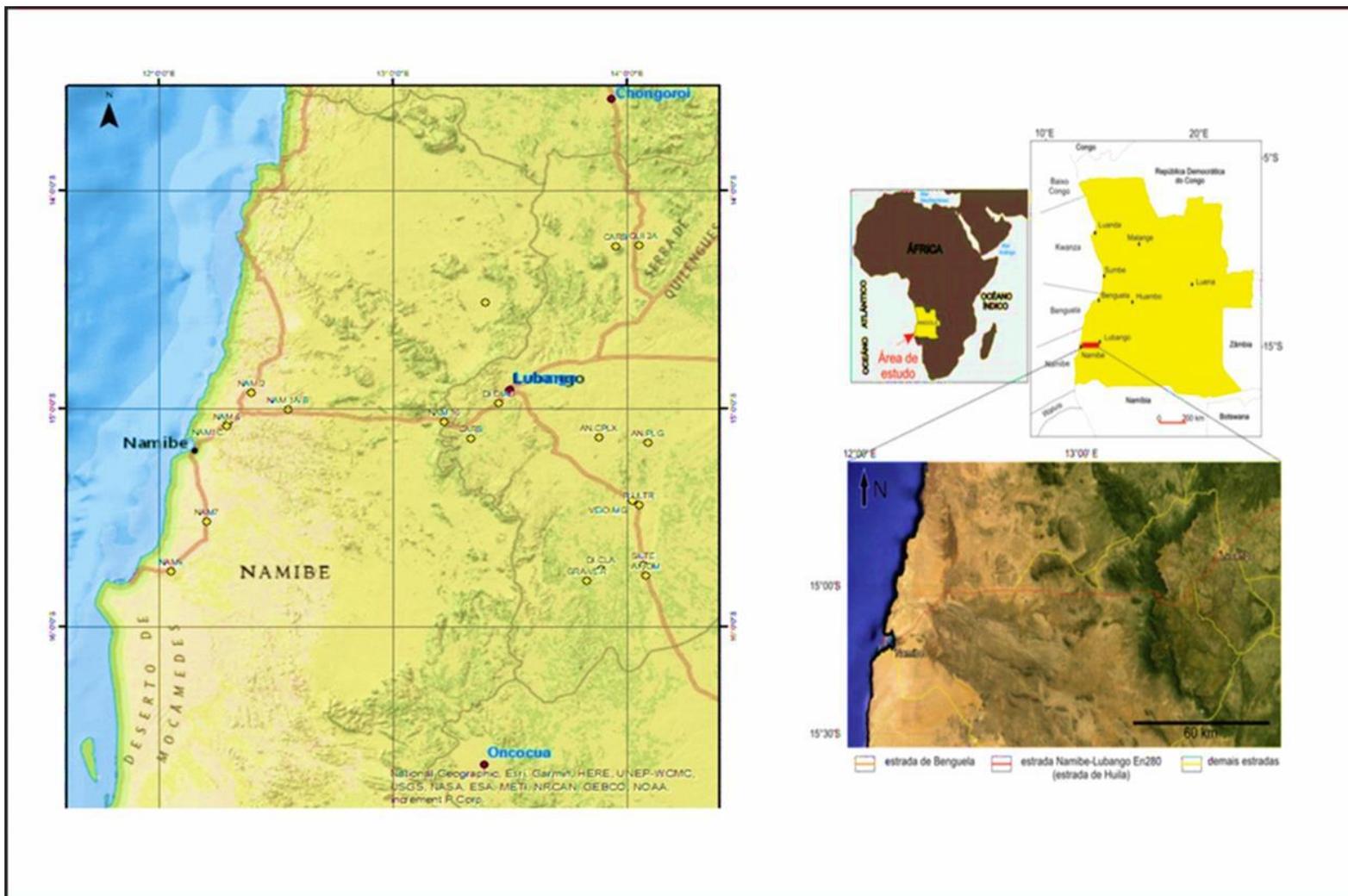


Figura 1.2: Localização da área de estudo no contexto do continente africano e do território angolano, situada nas cidades de Lubango e do Namibe, com detalhe para as principais vias de acesso da região mapa de amostras de pontos coletados durante o trabalho de campo.



Figura 1.3: Afloramento de rocha granítica com os blocos esferoidais, revelo acentuado com topo aguçado do SW de Angola (Namibe).

2. GEOLOGIA DE ANGOLA

2.1-GEOLOGIA DAS UNIDADES DO PRÉ-CAMBRIANO DE ANGOLA NO CONTEXTO GERAL DA EVOLUÇÃO DO CRATON DO CONGO-SÃO FRANCISCO.

Angola está geologicamente situada dentro da faixa móvel ao sul do Cráton Congo-Kasai (**Fig 2.1**), sendo este constituído principalmente por gnaisses polifásicos que em sua maioria sofreram metamorfismo em fácies xistos-verdes e anfíbolito e intensa deformação. A sua evolução geológica é registrada em núcleos arqueanos e com partes no Paleoproterozoico, acompanhada por milonitização localizada justapondo terrenos distintos do Pre-cambriano base da sucessão de orogénias pré-cambrianas e do Fanerozóico, registrado pela cobertura da plataforma (Gonçalves, 2009).

A sucessão de orogénias pré-cambrianas Limpopo-Liberiana, Eburneana, Kibariana e Pan-africana, foram responsáveis pela agregação de blocos de forma progressiva, a qual está acompanhada de convergência entre outras paleoplacas da América do Sul e África (Gonçalves, 2009). No Neoproterozóico, há cerca de 600 Ma, as orogénias do Pan-africano e Brasileiro que geraram estruturas crustais complexas (Trompette, 1996, e Alkmim al, 2006). Essas orogénias do Pan-africano se estenderam até meado o Paleozoico (~425 Ma), sendo que esse período pós orogénico é marcado por magmatismo alcalino. Ao final do Paleozoico, começam a se formar as bacias de rifte, que mais tarde evoluíram para grandes extensões regionais, como o Supergrupo Karroo (~260 Ma) (SGA, 1992).

No Mesozoico, a quebra do Gondwana catalisa o processo de formação das bacias sedimentares do Namibe, Benguela e Kwanza, através do rifteamento decorrente dessa abertura (Buta-Neto 2006). No Cenozoico, desenvolveu-se a estrutura de Lucapa, através de um preenchimento de sequências vulcânicas e sedimentar sobre o embasamento

crystalino. É neste período que ocorreram os maiores soerguimentos registrados no território angolano, como demonstra Burke & Gunnel (2008) e Guiraud et al. (2010). No Quaternário, são vistas evidências de correlações de soerguimento com idades Plio-Pleistocena nas margens angolanas, como afirmadas por King (1962) e corroboradas por Jackson & Hudec (2005) através dos estudos por TFA em poços na Bacia de Kwanza.

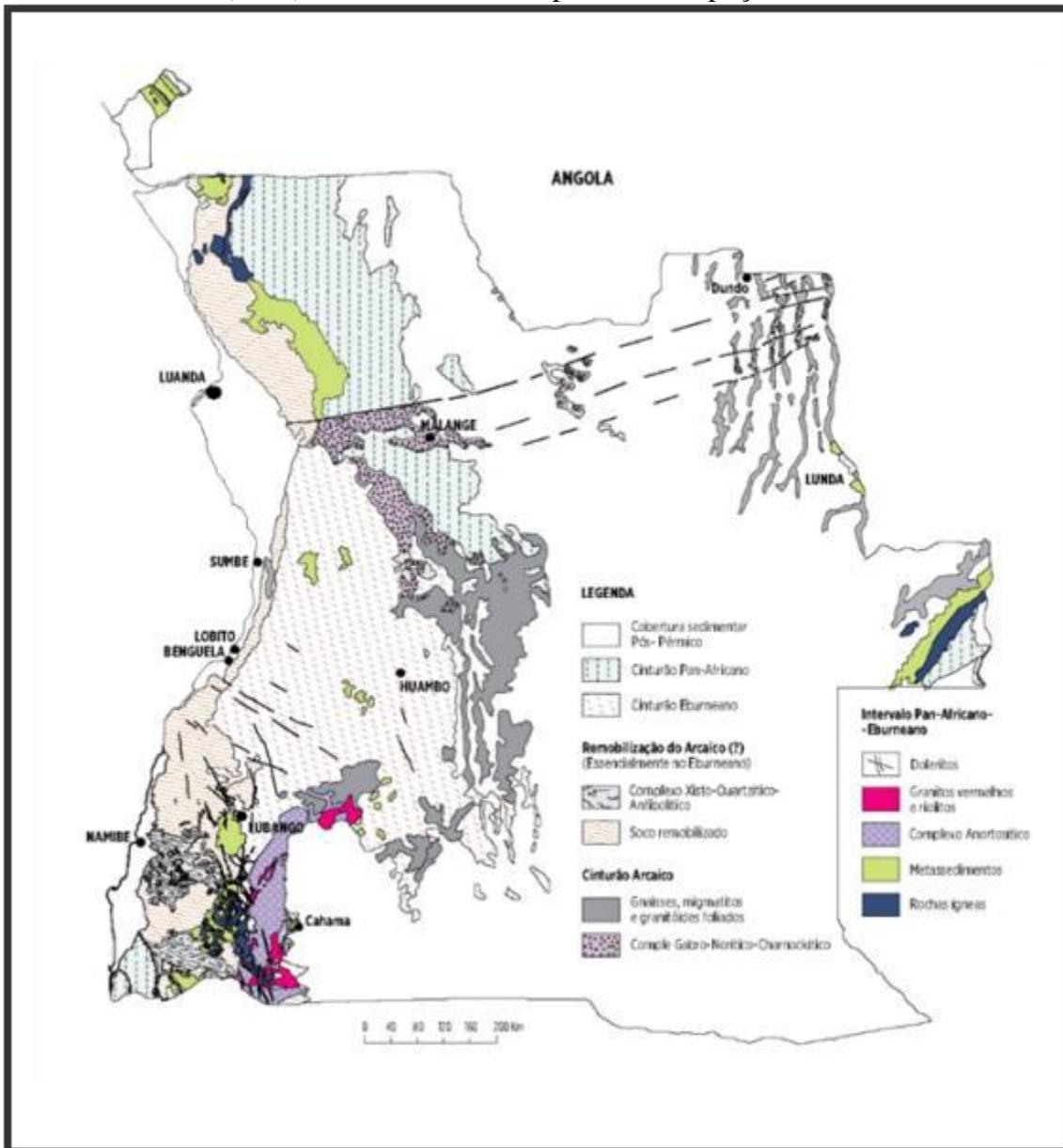


Figura 2.1: Mapa de Angola com as principais unidades geotectônica, evolução do craton do congo. (Retirado de Pereira et al., 2013)

O conceito de unidades tectono-estratigráficas designadas Terrenos (Coney et al., 1980; Jones, et al., 1983) foi utilizado nas modernas cadeias de montanhas para diferenciar entidades geotectônicas de certa envergadura (placas ou micropalacas) com características estratigráficas, estruturais e petrológicas próprias e diferentes das apresentadas por unidades contínuas, separadas por contatos de natureza tectônica (ex. falhas ou carreamentos de grande envergadura). Sendo estas unidades tectono-estratigráficas, elementos discriminantes preciosos nos orógenos mais modernos para que, no final dos respectivos ciclos orogênicos, seja possível investigar os fragmentos crusta continental e

oceânica intervenientes no orógeno, não se a figuram com a mesma utilidade nos processos orogénicos mais antigos.

O núcleo arqueano do Craton do Congo (**Fig 2.2**) compreende a parte central da República Democrática do Congo (RDC), província de Kasai. Estende-se para sul em território de Angola, onde forma o escudo Kasai-Lunda-Cuango que se prolonga até ao Bié. Para norte, estende-se até à República Centro-Africana, Gabão, Guiné Equatorial e Camarões.

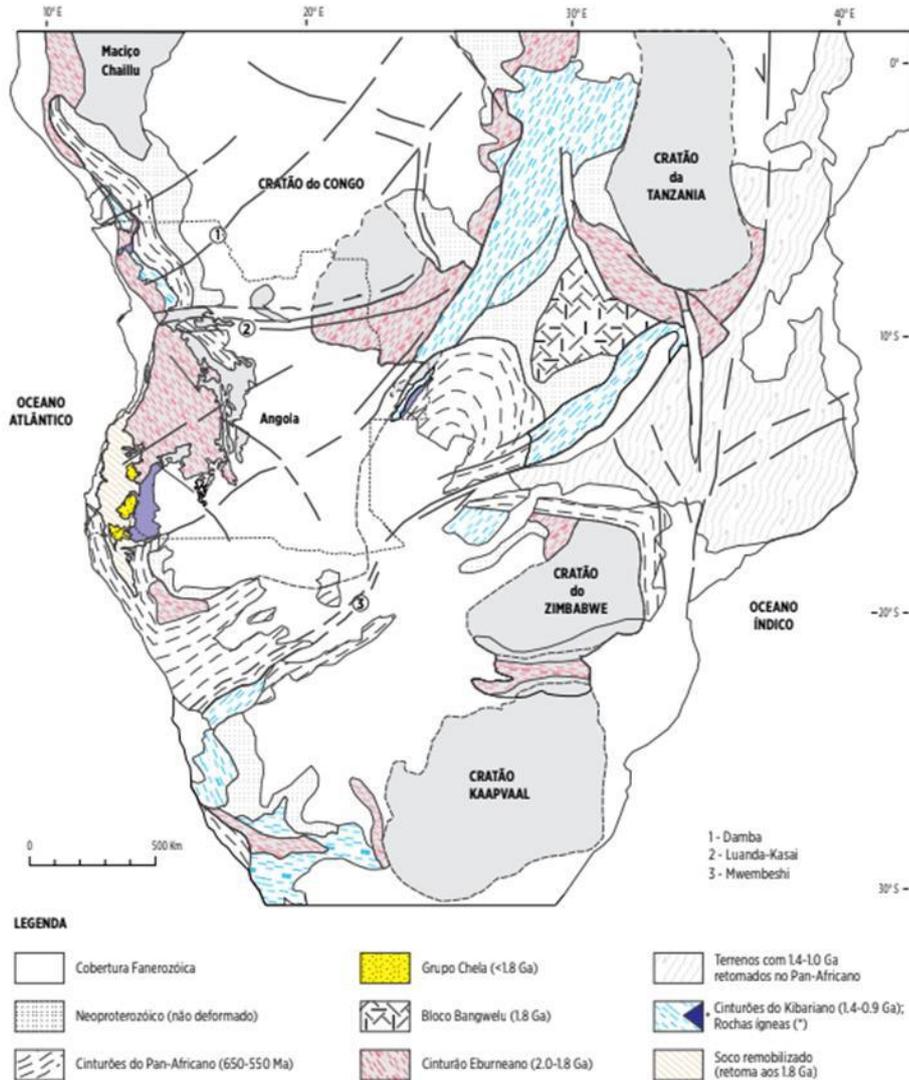


Figura 2.2: Contexto geotectónico da região sul do continente africano (Retirado de Pereira et al., 2013).

Esse período teve início uma proto-tectónica com abertura de bacias sedimentares essencialmente siliciclásticas, *rifting*, formação de cinturões colisionais e acreção de extensos arcos magmáticos comparáveis no todo ou em parte aos modernos processos de tectónica de placas (e.g. Drummond e Defant, 1990; Ledru et al., 1994; Feybesse et al., 1998; Sheppard et al., 2004; Yuanbao Wu et al., 2012). Deste modo, aos núcleos arqueanos do Craton do Congo são posteriormente acrecionados no Paleo, Meso e Neoproterozóico, perfazendo os cinturões orogénicos Eburneano, Kibariano e Pan-Africano respectivamente (**Fig 2.2**). Destes cinturões, o Eburneano e o Pan-Africano têm grande representatividade em território angolano.

A formação de massas continentais teria atingido um desenvolvimento significativo no Mesoarqueano. A ampliação crustal tornou-se possível mercê da prévia acreção de arcos de ilhas, passagem a sedimentação de margem passiva e consolidação dos núcleos

cratônicos, atualmente reconhecidos na África, na transição do meso arqueano para o Proterozoico. Registos sedimentares com cerca de 2.6-2.4 Ga estão representados por sedimentação de plataforma e presença de “banded iron formations” (BIF) carbonatados; um episódio intermédio teve lugar cerca de 2.4-2.2Ga. Registrado sedimentos que incluem depósitos glaciogênicos, presentes sobretudo no craton Kaapvaal; o terceiro episódio, com idades assinaladas de ca 2.2-2.1 Ga, comporta sedimentação essencialmente siliciclástica. O primeiro destes episódios de sedimentação, relacionado com a subida do nível do mar, estaria também ligado ao incremento de atividade nas dorsais oceânicas e desmembramento de um supercontinente verificado no final do Meso arqueano.

No SW de Angola, discordante também sobre gnaisses e migmatitos, o Grupo da Jamba, essencialmente vulcano-sedimentar com inclusão de BIF, escassas rochas carbonatadas e sedimentos clásticos, é considerado de idade arqueana (Kopershoek, 1970; Carvalho, 1972, 1981; Bassot et al., 1981). A presença de BIF, filitos, indica claramente subida do nível do mar, enquanto a presença de anfibolitos e xistos pode significar incremento de atividade na dorsal oceânica.

Ainda mais a sul, paralelamente ao cinturão Kaoko e estendendo-se até à fronteira com a Namíbia, ocorre o Complexo Xisto-Quartzítico Anfibolítico com intercalação de calcários cristalinos (Carvalho, 1984). Trata-se, essencialmente, de uma sequência flyschóide de baixo grau metamórfico com intercalações de anfibolitos e mármore, discordante sobre o Complexo Gnaissico-Migmatítico que entretanto foi retomado pela intensa migmatização correspondente à fase final eburneana (1.8 Ga). É também correlacionado ao Complexo Metamórfico de Epupa do norte da Namíbia (Kröner et al., 2010).



Figura 3.1:Afloramento acamamento quartzito de delgado, granulação média com intercalação de quartzito de granulação fina nas proximidades de Lubango a Humpata .



Figura 3.2: Mar de morros de granitoides do embasamento da porção do SW de Angola (deserto do Namibe).

2.1.1.- CORRELAÇÃO GEOLÓGICA COM A REGIÃO SUDESTE DO BRASIL

Na reconstrução do paleocontinentel Gondwana, a região do SW de Angola, entre as cidades de Caraculo-Bibala, corresponde aproximadamente, à cidade de Parati no sudeste do Brasil (**Fig 4.2**). No contexto geotectônico, está incluída nos domínios do cinturão de dobramento Ribeira que teve a sua evolução tectônica orogênica entre 800 e 500 Ma. (Schmitt et al.,2016). Geologicamente, esta área de correspondência inclui terrenos metamórficos de médio a alto grau do Complexo Costeiro e granitoides pós-tectônicos. O Complexo Costeiro é constituído por gnaisses migmatíticos, paragnaisses portadores de granadas e, subordinadamente, quartzitos, rochas cálciosilicatadas, metassedimentos síltico-argilosos.

Portanto, embora as idades de formação das rochas da região sudoeste de Angola e da área no Brasil não se correlacionem diretamente, é muito provável que as rochas incluídas no Complexo Costeiro tenham sido geradas a partir de retrabalhamento, pela orogênese brasileira, de terrenos similares aos existentes no sudoeste do Cráton de Angola-Kasai.

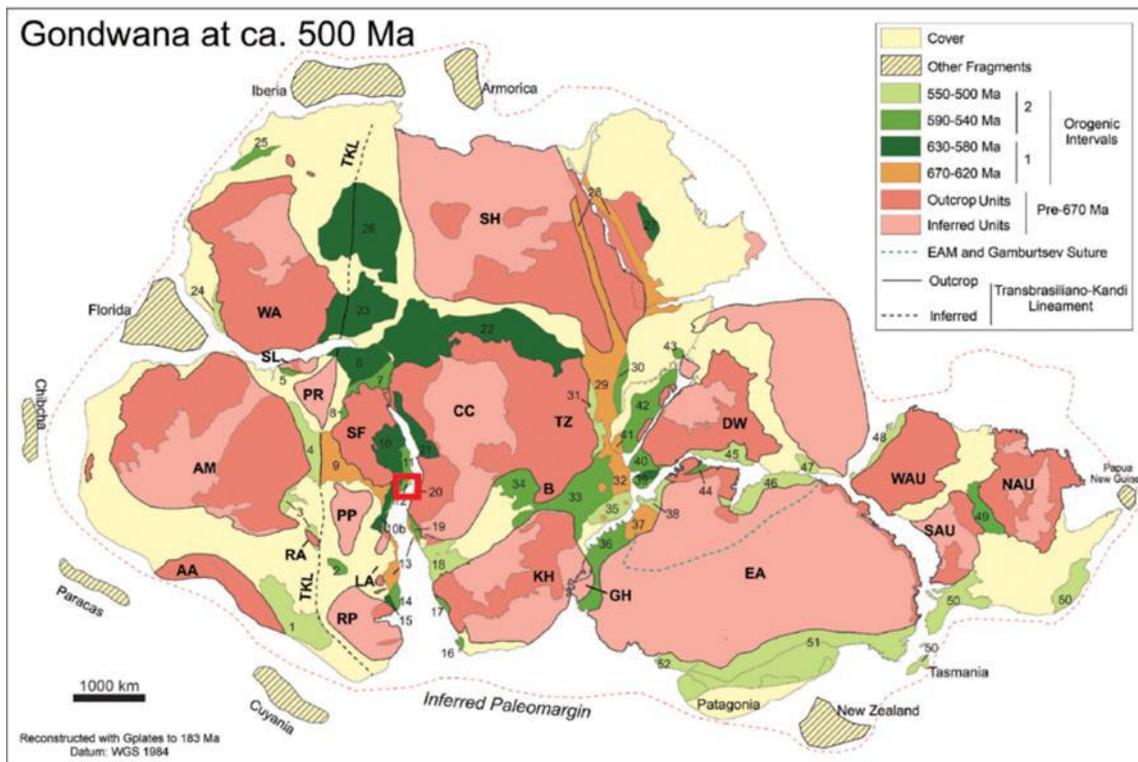


Figura 4.1: Correlação geológica do Cinturão Angolano e o Domínio Tectônico Cabo Frio na reconstrução do Gondwana. Marcada na margem Brasileira pelo polígono em vermelho. (Retirado de Schmitt et al., 2018)

Contudo, na região de Cabo Frio, cidade do Rio de Janeiro, foi identificado um núcleo preservado com idades paleoproterozoicas que seria um pequeno fragmento do Cráton Angola-Kasai, do lado Brasileiro. (Fig. 4.1). Desde a década de 1950, este domínio geológico foi identificado como distinto do resto da faixa movel Ribeira orientada para NE-SW ao longo da costa sudeste brasileira. (Rosier 1957, 1965).

A principal característica do domínio tectônico do Cabo Frio (DTCF) é o contraste entre sua tendência estrutural NW-SE e N-S, oblíqua à tendência NE-SW principal do Cinturão Ribeira. Ebert (1957) e Rosier et al. (1965) consideraram esta região de "foreland" em relação ao Neoproterozoico orogênico Brasileiro que afetou o cinturão Saquarema- Cabo Frio-Macaé, sugerindo que era composto por unidades geológicas arqueanas.

Posteriormente, uma isócrona Rb-Sr obtida para os ortognaisses rendeu uma idade paleoproterozóica (Delhal et al. 1969). Além disso, a identificação de cianita nos supracrustais sugeriu uma pressão mais alta para o evento metamórfico (Fonseca et al. 1979), com a prova em relação aos outros terrenos da Ribeira.

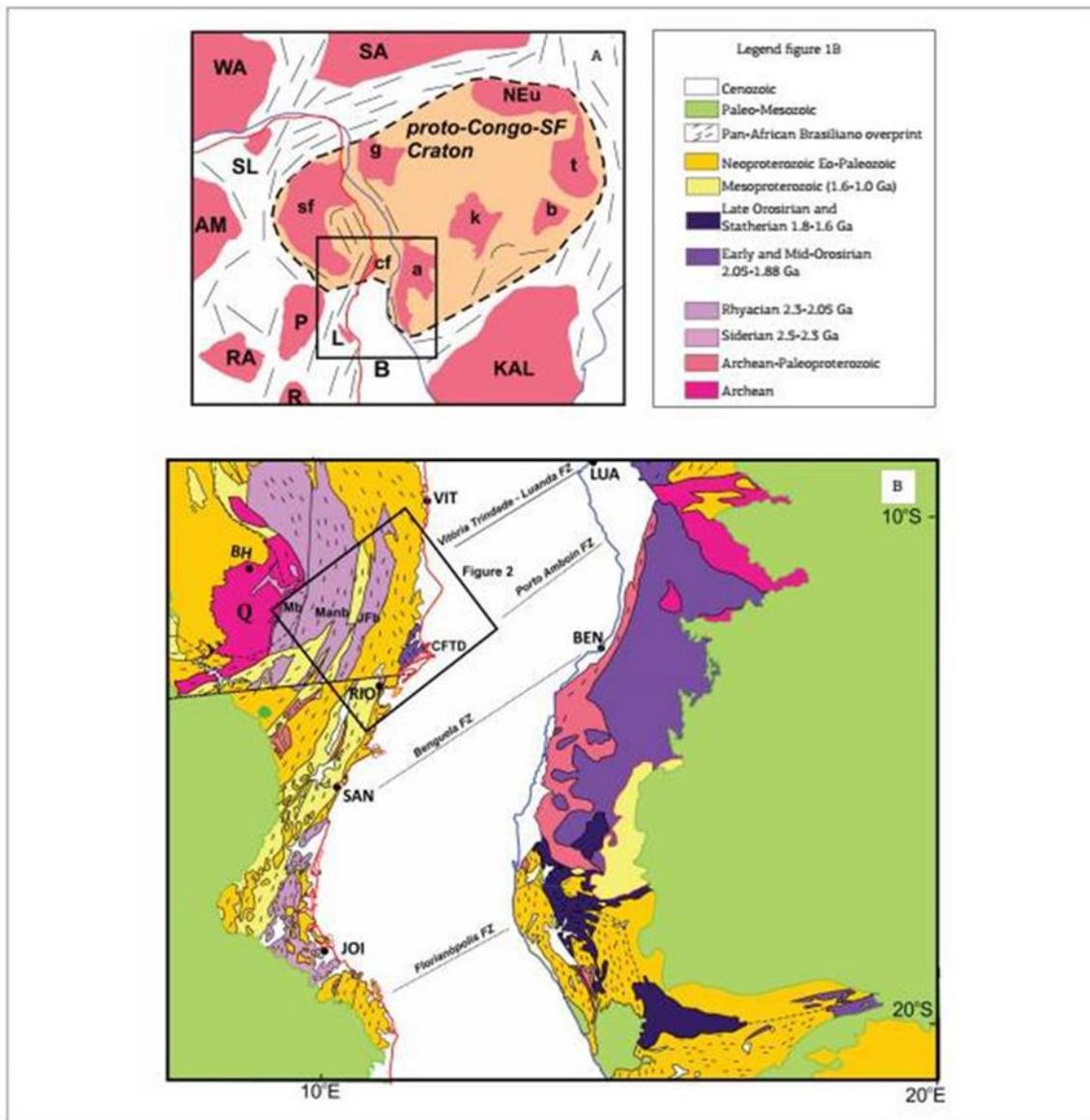


Figura 4.2: Domínio Tectônico de Cabo Frio (cf) e bloco de Angola (a) no contexto do Gondwana. Em rosa, os principais blocos cratônicos (Arqueano-Paleoproterozóico). (Schmitt et al., 2016).

2.2.- UNIDADES GEOLÓGICAS FANEROZOICAS DO SW ANGOLA

As unidades pertencentes ao Fanerozóico, começam a ser registradas no início do Paleozoico e continuam até o final desta Era, quando começam a se formar bacias de rifte, que dão lugar a grandes extensões regionais, como o Supergrupo Karroo no Mesozoico, precedendo a abertura do Oceano Atlântico, no sul da África.

A sedimentação de bacias continentais inicia-se com a deposição de águas rasas a exemplo de depósitos de argila, que serviram de sedimentos para as depressões perioceânicas formadas no Jurássico Superior. (Fig 5.2)

A formação de uma depressão perioceânica em Angola está associada ao sistema de falhas em que se desenvolvem séries progressivamente marinhas já durante o Cretáceo inferior. Nesse período, desenvolve-se o Supergrupo Karroo (localizado na atual Bacia Namibe), (Fig 5.1) que aflora nas partes sudeste e nordeste do território angolano, sendo preservado

nos grábens da estrutura de Lucapa e nas placas da zona do Congo. Grande parte dessa unidade corresponde ao processo de rifte continental, sendo caracterizada por uma série de extensão regional, que aparece em amplas regiões, África-Austral.

Os diques de noritos e diabásios são muito abundantes no sudoeste de Angola, também se estendendo desde a Namíbia até a região de Benguela em Angola numa extensão de cerca de 500 km. (Carvalho et al. 1987 e Carvalho & Alves 1990).



Figura 5.1: Vista geral do afloramento de camadas sedimentares do Cretaceo nas proximidades da estrada do Lubango ao Namibe.



Figura 5.2: Soleiras basáltica em contato com camadas de calcario da praia do farol do velho Namibe.

3. GEOLOGIA DO SW DE ANGOLA – UMA REVISÃO

As principais unidades litoestratigráficas do SW de Angola são descritas a seguir

3.1- GRANITOS DO CARACULO-BIBALA (EBURNEANO)

O granito regional representa as rochas do embasamento (**Fig 1.3**) do cráton do Congo essas rochas ácidas são equigranulares e ricas em biotita., abrangem quase todo o período Eburniano: 1847 ± 62 Ma outras unidades cristalinas do embasamento, denominadas “leucogranitóides do tipo Matala”, ocorrem em contato com o KC no lado oeste, próximo à Matala. Estas rochas são nitidamente mais leucocráticas que o Granito Regional.

Este grupo abrange um conjunto de rochas metamórficas do Paleoproterozóico e do Arqueano, que foram granitizadas e remobilizadas, respectivamente, sendo assim formadas a partir de processos metassomáticos no Paleo-Mesoproterozóico, com idades Rb-Sr entre 1761 e 1552 Ma (Carvalho & Tassinari, 1992). Estes granitos (**Fig 5.3**) são separados em biotita granitos porfiróides e granitos leucocráticos, estes últimos ausentes de deformação, considerados como pós-tectônicos (Pereira et al., 2011). As biotita granitos porfiróides apresentam textura característica, com fenocristais centimétricos de feldspato potássico e por vezes, gradam para granodioritos e granitos equigranulares (Andrade et al, 1954). Caraculo-Bibala granitos do eburneanos apresentam tendência alcalina e possuem zircão, titanita, apatita e fluorita como principais minerais acessórios, esses granitos fazem parte “evento tectônico do Namibe, classificado como evento magmático crustal.



Figura 5.3: A peneplanície do Namibe, com os seus relevos residuais esculpidos em granitoides Eburneanos e Pré-Eburneanos, recobertos de vegetação, alguns coroados pelas formações siliciclásticas do Grupo da Chela. Blocos in situ do granito fino a médio e feição característica dos granitos do embasamento da região do Namibe.

3.2. COMPLEXO GABRO ANORTOSITICO CUNENE (CGAC)

É um dos maiores maciços de anortosito do mundo. Ele abrange uma área de 15000 km² em território angolano distribuindo-se pelas províncias da Huíla e Cunene, no SW de Angola, com cerca de 30 a 50 km de largura e com uma extensão de cerca de 300 km, na direção norte-sul, desde a região de Quipungo até ao rio Cunene, o qual constitui a fronteira com a Namíbia, estendendo-se o afloramento de anortositos, através do território da Namíbia, por cerca de 50 km a sul do rio Cunene, com uma largura aproximada de 80 km, abrangendo deste modo, uma área com cerca de 4000 km² em território namibiano (**Fig 5.4**). É conhecido na literatura geológica como o Complexo Gabro-Anortosítico de Angola.

Está encaixado em rochas metamórficas pré-cambrianas de vários ciclos, compreendendo o Complexo xisto-quartzítico anfíbolítico, gnaisses, migmatitos e rochas granitóides. Na sua parte leste, está coberto pelas areias do deserto do Kalahari (**Fig 5.5**) O complexo tem caráter estratiforme, especialmente na sua parte norte, onde o anortosito é escuro e bandado.



Figura 5.4: Afloramento dos Complexo GabroAnortosítico do Kunene na regio do Lubango ate ao Namibe que se estende de Angola ate ao território Namibiano.



Figura 5.5: Pedreira de Gabro anortosítico. Notar na amostra de mão a textura glomeroporfirítica. Província da Huíla, (SW de Angola).

3.3. FORMAÇÃO /GRUPO CHELA (SEDIMENTARES DE 1.8-1.7 Ga)

O Grupo Chela está conformado a uma sequência vulcanosedimentar depositada em extensa bacia epicratônica localizada no SW de Angola. (Fig 5.6) Por sua vez, o Grupo Chela assenta em discordância sobre um soco cratônico correspondente ao cinturão orogênico Eburneano, essencialmente formado por gnaisses e migmatitos, granitos peraluminosos sintectônicos foliados e granitos tardi a pós-tectônicos das Montanhas da Chela (Fig 5.7).

O grupo Chela ocupa uma extensa área a SW de Lubango). A Fenda da Tundavala é uma enorme escarpa com mais de 1000 metros de altura. Do planalto, a cerca de 2600 metros acima do nível do mar, o que representa um desnível de cerca de 1300 metros (Fig. 5.5). Chela tem uma espessura de 20 a 80 m e consiste em conglomerado localmente, com predomínio de camadas quartzítico-areníticas, por vezes arenitos feldspáticos com intercalações vulcânico-clásticas grão fino vermelho. A Fenda da Tundavala (Fig 5.8) salienta o contato entre a sequência de rochas vulcano-sedimentares pertencentes ao Grupo Chela do Paleoproterozóico e as rochas granitoides do Neoarcaico /ou Paleoproterozóico, constituídas por granodioritos, dioritos e, principalmente, granitos, foco do nosso estudo.

A Formação Leba é uma unidade de calcários e a mais recente na sequência do Paleoproterozóico, possivelmente na idade pré-cambriana ou mesmo cambriana que aflora na escarpa do Sudoeste de Angola (Fig 5.9).

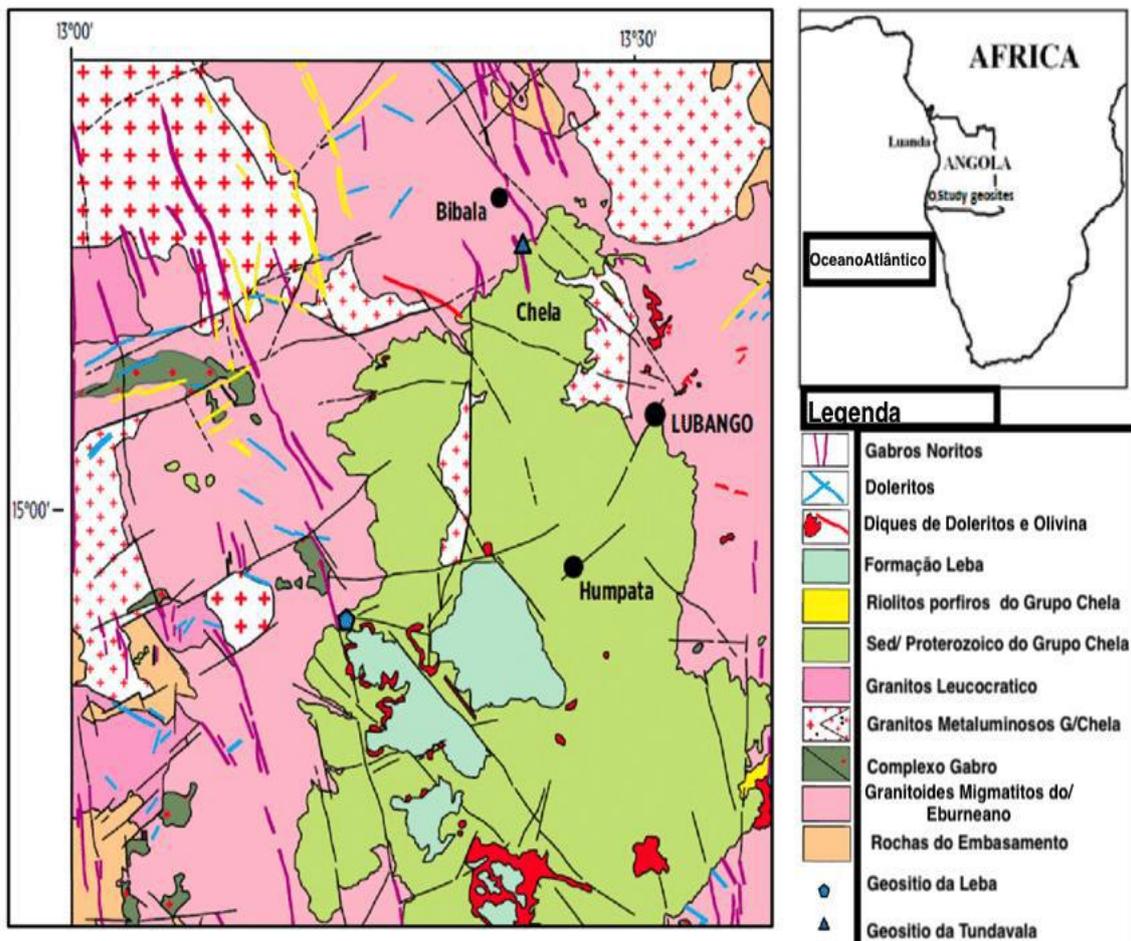


Figura 5.6: Mapa geológico regional, do SW Angola indicando a formação do grupo Chela Províncias da Huíla e as rochas do embasamento.

Grupo Chela corresponde a uma pilha de sedimentos com espessura mínima de 600 m, recobrando granitoides Eburneanos e ortognaisses pré-Eburnianos, migmatitos e granitos anatóticos.

De baixo para cima distinguem-se as seguintes formações siliciclásticas Tundavala começa com um conglomerado basal seguido de arenitos com intercalações piroclásticas, Humpata rochas vulcanoclásticas ácidas, com intercalações de arenitos, Bruco conglomerado vulcanogênico basal seguido por arenitos e siltitos intercalados com níveis vulcânicos e conglomeráticos (argilita, calcário e arenito arcósio), o último afloramento ao sul da área de estudo.



Figura 5.7: Vista panorâmica miradouro da Serra da Chela. A parte inferior corresponde aos granitos eburneanos. A escarpa é formada pelas camadas sedimentares e vulcano-sedimentares do Grupo da Chela.



Figura 5.8: Fenda da Tundavala: Complexo Vulcano-Sedimentar do Grupo da Chela com rochas vulcanoclásticas vermelhas intercaladas em arenitos mais claros. Escarpa com 1000 m de altura.



Figura 5.9: Paredão rochoso do Miradouro da Leba, constituído pelas formações siliciclásticas do Grupo da Chela. A intensa fraturação da escarpa favorece a sua instabilidade e propicia os movimentos de vertente.



Figura 5.10: Aspectos sedimentares relevantes da Formação da Leba aflorantes no Planalto da Humpata. Detalhe dos estromatólitos da Humpata composto de calcários dolomíticos muito bem preservadas com varias camadas finas.

Entre toda a sucessão sedimentar, predominantemente siliciclástica e com algumas intercalações vulcanoclásticas ácidas (rochas ígneas onde predomina a sílica, o sódio e o potássio), sobressai a Formação da Leba de natureza carbonatada e que tem um dos seus melhores registos exatamente na Serra com o mesmo nome. Esta unidade é composta essencialmente por estratos dolomíticos, dada a abundância de um mineral de carbonato de cálcio e magnésio, a que se sobrepõe forte silicificação. **(FIG 5.10)**

No planalto da Humpata, a sul e a sudoeste do Lubango, o Grupo da Chela e a Formação da Leba, têm uma grande representatividade. Os doleritos da Humpata constituem um fenómeno intrusivo máfico, tendo-se instalado na descontinuidade entre o topo da sequência sedimentar do Grupo Chela e a base dos calcários dolomíticos da Formação da Leba, cortam a sequência arenítica e permitem definir o limite superior do evento. **(FIG 6.1)**. A Formação da Leba sobrepõe-se à sequência sedimentar do Grupo da Chela, tendo como principal singularidade, o fato de ser constituída, entre outras litologias, por calcários dolomíticos com estromatólitos, os quais, são fósseis originados por bactérias e cianófitas e representam um dos mais antigos vestígios de vida na Terra, tendo surgido no Pré-câmbrico Inferior, ou seja, há mais de 3500 milhões de anos.



Figura 6.1: Detalhe dos calcários dolomíticos com estromatólitos da Formação da Leba, aflorantes na Estrada para Leba, passagem para o topo da sequência da Leba.

3.4.- UNIDADES SEDIMENTARES DO CRETÁCEO

Com sedimentação continental e marinha do Cretáceo ao Plistocénico, associada à abertura do Atlântico, esta unidade representa um grande interesse económico, devido às constantes descobertas de hidrocarbonetos, tanto em *offshore* como em *onshore* ao longo da sua margem. Na faixa aflorante da Bacia do Namibe, ocorrem diversas formações detríticas e carbonatadas intercaladas e rochas magmáticas. Existem evidências que identificam os evaporitos do Cretáceo (Aptiano) do lado Brasileiro, que indicam portanto uma separação continental, com as primeiras incursões marinhas, que correram naquela época (Torsvik et al., 2009; Moulin et al., 2011). As unidades sedimentares observadas nesta faixa marginal são do Cretáceo, Eocénico e Miocénico; os sedimentos pertencentes ao quaternário estão associados a terraços fluviais e marinhos envolvendo sobre as superfícies mais antigas (Carvalho 1961). As unidades sedimentares apresentam, em geral, um alinhamento sub-horizontal, com um ligeiro dobramento em alguns locais. A sucessão sedimentar da Orla Litoral é representada por unidades sedimentares ou magmáticas do Cretáceo, Eocénico e Miocénico, e ainda por sedimentos do Quaternário que aparecem associados a terraços fluviais e marinhos, e que correspondem a superfícies que ravinam as unidades mais antigas.

As rochas vulcânicas estando associadas com as rochas sedimentares, indicam uma relação clara ao estágio de rift da orla sedimentar do Namibe.



Figura 6.2: Afloramento de conglomerado da bacia do Namibe, conglomerados muito grossos mal-calibrados e não consolidados com textura de matriz arenítica, maioritariamente suportada por clastos de pórfiros graníticos, quartzitos e basálticos e, com cimento carbonatado. Os clastos de maior dimensão podem atingir os 30cm. Apresentam uma tonalidade avermelhada e com pouco vestígios de fósseis.



Figura 6.3: Afloramento, sendo constituído por duas unidades litológicas, de diferentes colorações, nomeadamente, argilitos de cor cinza (a) e calcários fortemente bioturbados.



Figura 6.4: A sucessão sedimentar de unidades areníticas carbonatadas em diferentes posições do afloramento com orientação NE-SW, apresenta no topo camadas sub horizontais de calcário com alternância de margas, apresenta ainda níveis ferruginosos, forte bioturbação, com direção N120° e inclinação para Sul.

3.5.-CABORNATITOS TCHIVIRA-BONGA

O complexo poligenético Tchivira – Bonga localiza-se no estado da Huíla e representa um dos maiores complexos carbonáticos de Angola (**FIG 6.5**). É formado por dois centros intrusivos principais cuja proximidade indica que são a expressão de um mesmo evento magmático ocorrido em diferentes níveis de colocação (Coltorti et al., 1993).

O Complexo Tchivira é uma estrutura em anel com mais de 12 km de diâmetro, centrado aproximadamente no pico Tchivira (2365 m). Consiste em intrusões sucessivas gabro, nefelina sienito, e carbonatitos, juntamente com diques de gabro e nefelina porfírica gabro (**Fig 6.7**). O conjunto foi inserido em granitos arqueanos fenitizados. O mecanismo de intrusão foi provavelmente a subsidência do caldeirão, como sugerido pela forma de anel concêntrico das intrusões de sienitos.

Os carbonatitos consistem principalmente em calciocarbonatitos e brechas carbonatíticas, com magnesiocarbonatito subordinado. Estas rochas formam um anel de intrusão não concêntrico com o anel alcalino principal. Os carbonatitos apresentam textura granular com granulometria variando entre 1 e 5 mm. São compostos essencialmente de calcita ou dolomita em associação com quantidades acessórias de magnetita e apatita, bem como pequenas quantidades de pirocloro, baddeleyita, pirita, calcopirita e flogopita. Observa-se uma correlação positiva entre os teores de pirocloro e apatita. Faixas magmáticas com

espessura milimétrica também podem ser observadas e são definidas pelo alinhamento dos minerais acessórios.

Um corpo de minério maciço de forma esférica de vários decímetros de espessura também está presente e consiste em uma magnetita de grão grosso, parcialmente substituída por hematita. As condições do afloramento não permitem estabelecer a relação com as unidades carbonatíticas.

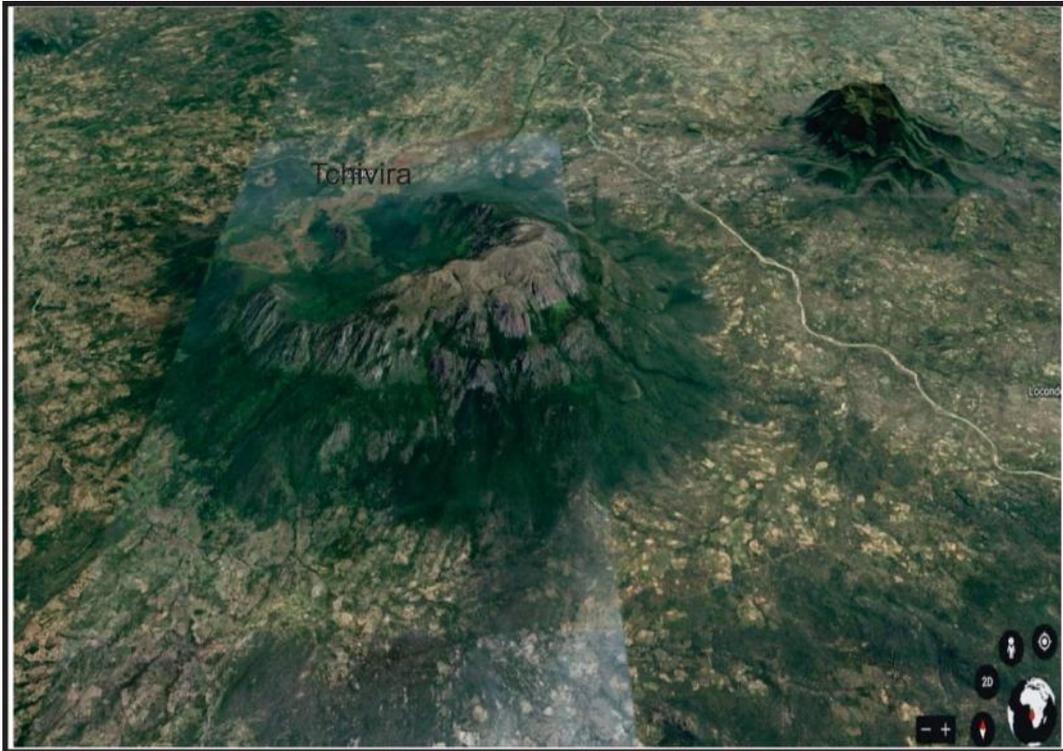


Figura 6.5: Fotossatélite do carbonatito Bonga (extraída do GoogleEarth, 2021). É identificado o tampão carbonatítico central, que se destaca por sua maior resistência à erosão em comparação com os granitos, e diques anulares de cálcio-carbonatito embutidos nos granitos fenitizados. Esses diques são especialmente mais comuns na parte externa.

Complexo Carbonatitos do sw de Angola

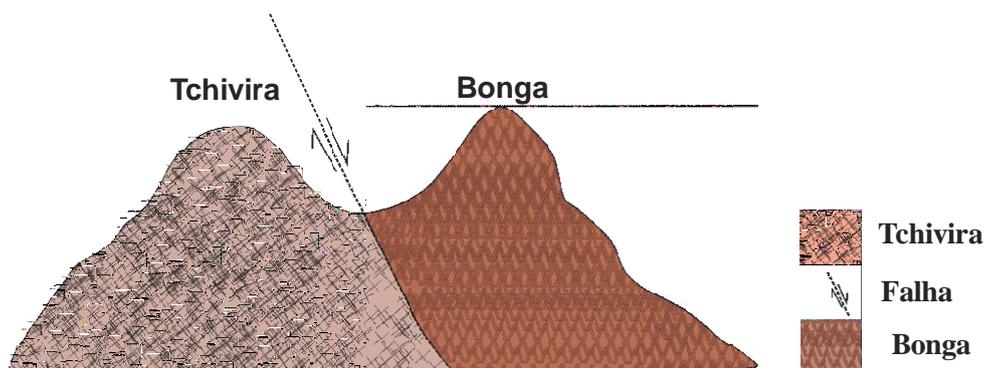


Figura 6.6: Modelo esquemático dos complexos carbonatitos do SW de Angola, em que se destacam os principais relevos formados por nefelina sienitos intrusivos



Figura 6.7: Vista panorâmica do complexo de Carbonatito do SW de Angola. Ao fundo, o relevo principal é formado por unidades de nefelina sienitos. Observam-se elevações não tão pronunciadas formadas por brechas carbonatíticas e feníticas.



Figura 6.8: Calciocarbonatito e corpos subsféricos de fixados em uma massa fundamental de calciocarbonatito; de apatita-magnetita substituídos e circundados por uma fina massa de fundo de calciocarbonatita.

3.6.- LAMPRÓFIROS: CLASSIFICAÇÃO E MODO DE OCORRÊNCIA

O trabalho pioneiro de Gümbel (1874) definiu os lamprófiros como um grupo de rochas exóticas, caracterizadas pela presença de fenocristais de biotita e hornblenda e associadas

a pequenas intrusões. Durante esse período, poucos resultados foram obtidos, e foram consideradas sem qualquer importância científica e econômica. A partir de Rosenbusch (1897), o nome lamprófiro passa a ser utilizado como um termo mais abrangente, envolvendo uma grande variedade de rochas hipabissais, com fenocristais de minerais ferromagnesianos (e.g. minete, kersantito, camptonito e vogesito). Na realidade, eram enquadradas neste grupo, quaisquer rochas enriquecidas em fenocristais máficos que apresentassem dificuldades de classificação em outras categorias existentes, os lamprófiros foram definidos como um grupo de rochas alcalinas com composições variando de sódicas à alcalina e de intermediárias à ultrabásicas. Apresentam textura inequigranular, constituída por megacristais envoltos por uma matriz fina. Os macros/megacristais são euédricos a arredondados de ilmenita magnésiana, piropo baixo Cr, olivina forsterita, clinopiroxênio baixo Cr, flogopita, enstatita, cromita baixo Ti, anfibólio e feldspato alcalino.

Os minerais que constituem a matriz são: olivina primária euédrica (2º geração), clinopiroxênios e anfibólios (variando de cálcicos a sódicos), biotita ou flogopita (normalmente ricas em Ti e/ou Ba), feldspatos, feldspatóides, melilita, ilmenita (Mg, Mn), perovskita, espinélios, monticelita, apatita e carbonatos (Ca-Mg-Fe) e clorita/serpentina primários de estágio tardio.

Em termos mais simplificados, pode-se dizer que as rochas lamprofíricas são um grupo de rochas ígneas alcalinas, ricas em H₂O e CO₂, meso à melanocráticas, normalmente hipabissais, exibindo uma textura hipidiomórfica, com fenocristais de biotita/flogopita ou anfibólio em abundância, com ou sem piroxênio e olivina, envoltos por uma matriz composta pela mesma mineralogia, com a presença de feldspatos (normalmente feldspato alcalino).

Na década de 70, a Subcomissão Sobre a Sistemática das Rochas Ígneas da IUGS apresentou uma proposta de classificação de lamprófiros, reconhecendo três grupos principais: cálcio-alcalinos, alcalinos e melilitíticos (Streckeisen, 1979). Posteriormente, Middlemost (1986) e Rock (1986, 1991) estenderam a definição, incluindo no grupo das rochas lamprofíricas os lamproítos, kimberlitos e as rochas que apresentavam fenocristais de feldspatos e leucita.

Além disso, os lamprófiros podem ser classificados de acordo com a ocorrência e proporção de minerais félsicos. (Quadro abaixo).

Constituintes de cor clara		Minerais Máficos Predominantes			
Feldspatos	Foid	biotita, augita diopsídica, (olivina)	hornblenda, augita diopsídica, (olivina)	anfíbólio, (barkevita, kaersuita), augita titanífera olivina, biotita	biotita, augita titanífera, olivina, calcita
<i>or fi pl</i>	-	Minete	Vogesito	-	-
<i>pl > or</i>	-	Kersanito	Spessartito	-	-
<i>or a pl</i>	Felds > foid	-	-	Camilo	-
-	-	-	-	-	-
-	vidro ou foid	-	-	Monchiquito	Polzenito
-	-	-	-	-	Alnoito

Tabela 1 :Classificação e nomenclatura dos Lamprófiros baseada na ocorrência e proporção de minerais de cor clara. Feldspato Alcalino (or), Plagioclásio (pl), Feldspato (feld) e Feldspatóide (foid) (Modificado de Streckeisen, 1979).

A forma de ocorrência mais comum dessas rochas é como diques, sills, pipes e condutos, podem ser encontrados na forma de enxames ou “clusters”, apesar de serem pequenos. A brechação dessas intrusões é comum, assim como de suas encaixantes. Lamprófiros normalmente formam diques subvulcânicos, soleiras, plugs, stocks e chaminés, aos quais podem estar associadas brechas intrusivas e de explosão. Intrusões individuais de grandes dimensões não foram descritas, mas aglomerados de pipes ou enxames de diques podem ter centenas a milhares de corpos. É incomum ocorrer como lavas, tufos ou rochas piroclásticas (ROCK, 1991). Os diques e soleiras apresentam tipicamente espessuras de 0,1 a 5 metros, enquanto pipes e diatremas apresentam espessuras maiores, de dezenas até centenas, de metros. Lamprófiros cálcio-alcálicos ocorrem comumente na forma de diques e soleiras e lamprófiros ultramáficos na forma de pipes e diatremas.

4- RESULTADOS

4.1- CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO

A geologia da área de estudo está apresentada no mapa e na seção dos anexos A e B. Foram identificadas seis unidades rochosas, incluindo o embasamento do SW de Angola, durante o trabalho de campo, realizado na região de Lubango e Namibe. A área de estudo está inserida dentro do bloco de Angola e abrange de oeste para leste as rochas da bacia sedimentar do Namibe que recobrem o embasamento pré-cambriano da Zona Costeira: granitoides eburneanos e gabro-anortosíticos mesoproterozoicos (ANEXO 1 e 2).

As rochas mais antigas da região afloram imediatamente à oeste dos depósitos *onshore* da bacia do Namibe, numa extensa faixa de rochas do Neoarqueano que se configura em uma sucessão de rochas metamórficas divididas da base para o topo nas sequências xisto-quartzítica, calcáreo cristalino e gnaiss migmatítica.

A sequência xisto-quartzítica ocorre na forma de topos elevados, apresenta intercalações de xistos e quartzitos, podendo também apresentar intercalações de metagrauvacas, mármore, anfíbolitos e metaconglomerados.. A sequência de calcáreos cristalinos é constituída por mármore calcítico à dolomítico e ocorrem associadas às rochas da sequência xisto-quartzítica.

Este núcleo arqueano não foi visitado no trabalho de campo. Todas as unidades litológicas aqui estudadas intrudem esse complexo. São elas: granitoides eburneanos e complexo carbonatítico do Cretáceo. Ambas unidades são ígneas plutônicas, mas separadas por mais de 1.7 Ga de idade. Foram foco da amostragem e estudo detalhado apresentado abaixo.

4.2- GRANITOIDES EBURNEANOS

Os granodioritos e dioritos ocorrem na forma de pequenos corpos alongados ou em maciços maiores irregulares, cortando as rochas metamórficas e as intrusões graníticas do Neoarqueano (**Fig 6.9**). Geralmente é difícil distinguir os granodioritos dos dioritos, pois ocorrem em conjunto por meio de uma passagem gradual entre os termos. Em sua grande maioria, correspondem a quartzo dioritos com hornblenda e biotita, granodioritos e tonalitos.

Em um corte de estrada, afloramento QUI-2, os granitoides apresentam cor cinza, com hornblenda com textura media a grossa com veios de feldspato de baixo ângulo. Esta unidade apresenta textura porfirítica, tendo anfibólio, biotita e epidoto como principais fases ferromagnesianas, de tonalidade cinza esbranquiçada, é cortado localmente por veios de leucogranitos e pegmatitos aplítico.

As rochas de composição granodiorítica, são isotrópicas, apresentam textura fanerítica, de coloração cinza, são holocristalinas, leucocráticas, equigranulares, de granulação média (**Figura 6.10**). Sua mineralogia é representada predominantemente por plagioclásio e quartzo, e em menor proporção, por feldspato alcalino. O plagioclásio, com cristais de até 8mm, tem cor cinza-claro levemente esverdeado, ocupando proporções elevadas na rocha (aproximadamente 46%). O quartzo tem proporção modal de 33% e o tamanho médio de seus cristais fica em torno de 5mm. O álcali feldspato tem cor rosada, com proporção modal de 15% e seus cristais atingem aproximadamente 1cm. Os minerais máficos são representados por biotita (6%) e raros minerais opacos, ocorrendo de forma dispersa na rocha.



Figura 6.9: hornblenda Granodiorito com textura grossa, com veio de feldspato pegmatítico textura equigranular. Afloramento QUI-2A.



Figura 6.10: Granodiorito com hornblenda de textura grossa a média com foliação incipiente, provavelmente ígnea, cinza com textura média a grossa com uma foliação discreta. enclaves microdioríticos, apresenta pontuações escuras formadas por minerais máficos, bandamento composicional marcado pela alternância de minerais máficos e félsicos.

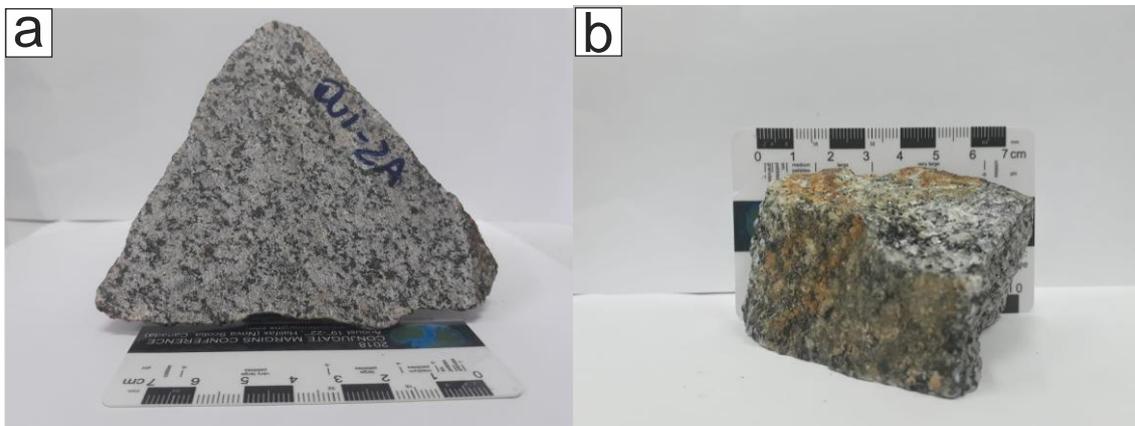


Figura 7.1: Biotita granito fino em contato com litotipo da fácies porfirítica, notar pequenos fenocristais de feldspato potássico em meio à matriz fina.

4.2.1.-PETROGRAFIA

GRANODIORITO DO QUILENGUE (amostra QUI-2A-2B)

As amostras QUI-2A e QUI-2B se referem a granodiorito com quartzo, feldspato e Biotita. Em lâmina petrográfica, tem composição modal: 30% quartzo, 40% plagioclásio, 10% feldspato, e 08 % biotita; com acessórios 6% e minerais secundários 6%.

Este litotipo apresenta granulação média a grossa, índice de cor (I.C.) 12%, sendo, portanto, classificada como leucocrática. Com uma textura holocristalina, hipidiomorfica equigranular, esta rocha apresenta como mineralogia essencial quartzo, feldspato, biotita e plagioclásio. Foram identificados apatita e opacos como minerais acessórios e clorita e sericita, como minerais de alteração.

O quartzo tem granulação varia de 1 a 3 milímetros, com grãos subédricos a anédricos. Possui inclusões de apatita, opacos, não apresenta indícios de deformação.

A microclina foi reconhecida por ser incolor e com geminação tartan. A granulometria varia de submilimétrica a 2 milímetros, com grãos anédricos a subédricos. Apresenta inclusões de apatita, quartzo, zircão, biotita e clorita.

A biotita ocorre como cristais, submétricos a 3 milímetros, estes anédricos, a biotita apresenta inclusões de opaco, apatita e inclusões e bordejamentos de clorita.

O plagioclásio, identificado por sua geminação polissintética, é o mineral mais abundante nessa amostra (40% ou mais), ocorrendo como cristais idiomórficos a subidiomórficos com dimensões variando de 0.5 – 3.3 mm, comumente apresentando zonamento oscilatório.

O feldspato alcalino ocorre, sobretudo, nas variedades granodioríticas, geralmente como cristais hipidiomórficos e com dimensões entre 0,2 e 2,0 mm. É do tipo microclina, com maclamento difuso e ausência de feições de exsolução (pertitas). Por outro lado, feições poiquilíticas são bastante comuns, onde os cristais maiores de feldspato alcalino (Mc) englobam aqueles menores de quartzo e plagioclásio. Em virtude da forte recristalização dos minerais, possui ocorrência restrita, comumente entre fraturas ou contatos intergrãos. Biotita – é o mineral ferromagnésiano mais abundante, ocorre como cristais, idiomórficos nos, onde atingem dimensões entre 1 e 2 mm, enquanto aqueles das variedades granodioríticas são finos (~0,6 mm) e mostram sinais de cloritização. Está associada a epidoto, apatita, titanita e zircão, compondo as faixas máficas desses granitoides. Ocorre ainda orientada, bordejando os porfiroclastos de plagioclásio, juntamente com os demais minerais acessórios, principalmente nas variedades mais deformadas.

Dos minerais acessórios, a apatita foi reconhecida pelo alto relevo, seção circular e ausência de cor. Apresenta grãos submilimétricos, anédricos e ocorre inclusa principalmente na biotita. Opacos também ocorrem principalmente inclusos na biotita, mas também foram vistos bordejando a biotita.

A hornblenda é rara e ocorre em pequenos cristais com forte pleocroísmo variando de amarelo pálido até verde escuro. Constitui cristais anédricos com bordas intensamente corroídos, intercrescidos com biotita e associados com esfero.

Dos minerais de alteração, a sericita foi reconhecida pelo pleocroísmo suave e birrefringência alta. Ocorre bordejando os grãos de microclina, o que indica alteração desta. A clorita com o seu pleocroísmo verde e alta birrefringência, ocorre como alteração da biotita, principalmente incluso ou nas bordas desta.

Epidoto pode apresentar proporções de mineral variáveis como cristais idiomórficos, prismáticos de contatos retos com a biotita, sugerindo origem magmática do epidoto, ocorre no quartzo e vários minerais hidratados como clorita.

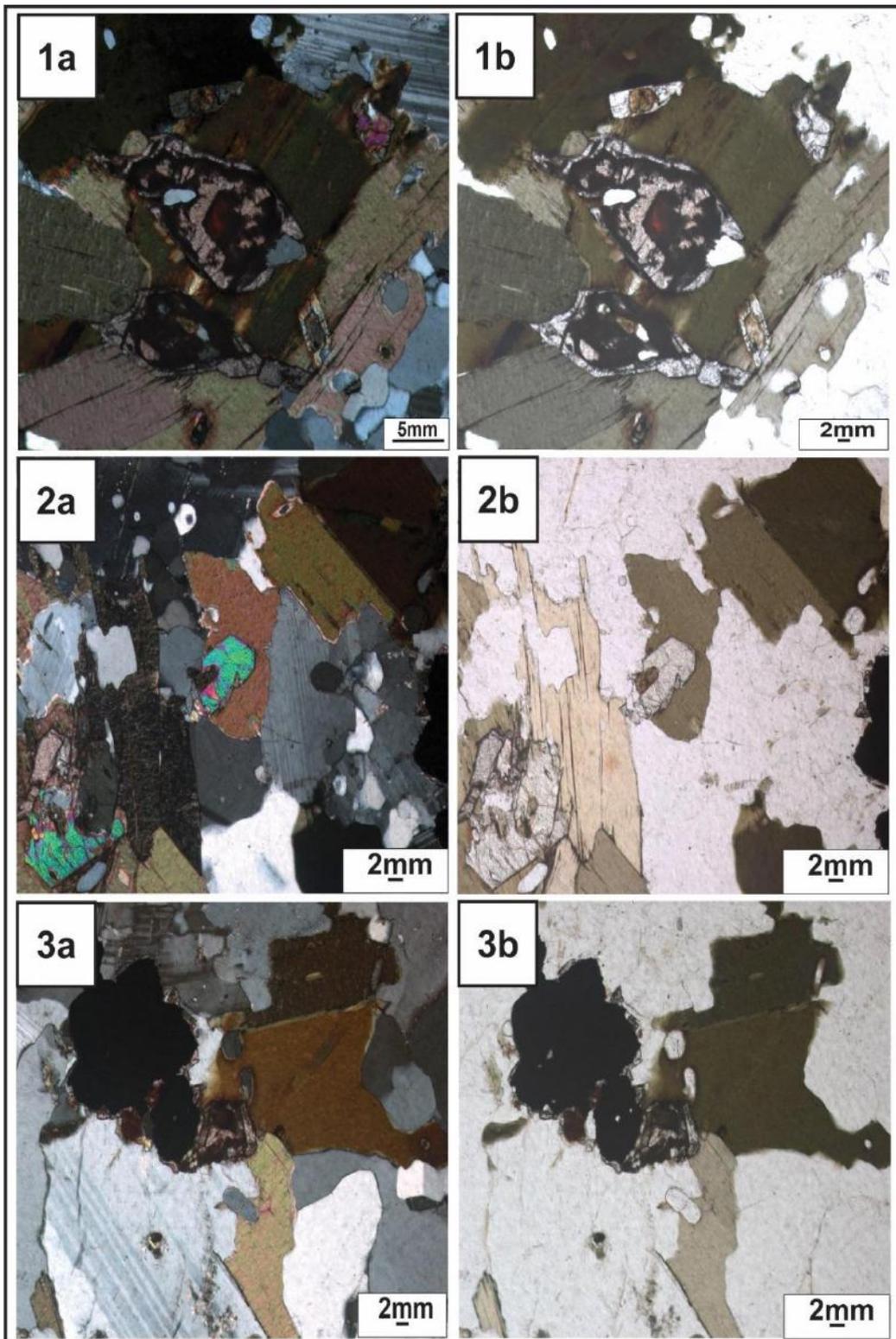


Figura 7.2: Fotomicrografias da amostra QUI-2A, granodiorito do SW de Angola (1a, e 1b) nicóis cruzados e paralelos, respectivamente, notar a grande quantidade de cristais de titanita com inclusão de ilmenita. Notar os cristais de allanita com coroa de epidoto, biotita e plagioclásio; (2a e 2b) nicóis cruzados e paralelos minerais em destaque o epidoto incluído na biotita e alanita incluída no epidoto. O epidoto mostra suas fortes cores de interferência. (3a e 3b) nicóis cruzados e paralelos, respectivamente. Notar que os minerais opacos ocorrem associados aos cristais de titanita e clinopiroxênio.

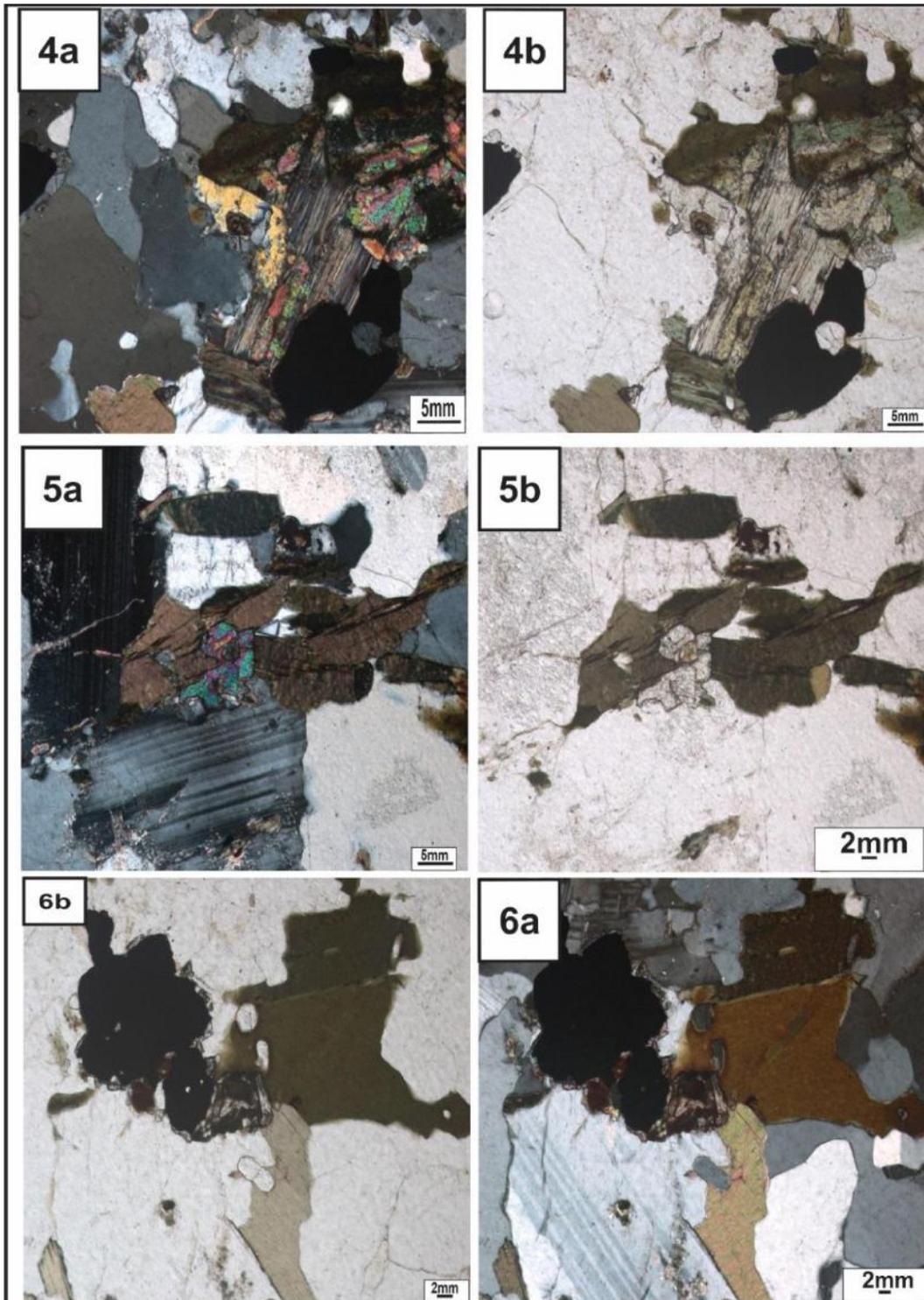


Figura 7.3: Fotomicrografias da amostra QUI-2A, dos granodioritos do SW de Angola. (4a e 4b) Notar o cristal do epidoto com inclusão da alanita, minerais opacos e epidoto em alteração de biotita. A biotita está parcialmente alterada para epidoto. (5a e 5b) Plagioclásio, está sericitizado, Alanita metamicta com coroa de epidoto, a ND (esquerda) e a NC (à direita). O epidoto mostra suas fortes cores de interferência. (6a e 6b) agrupamento de cristais idiomórficos de titanita com formas diferentes das habituais.

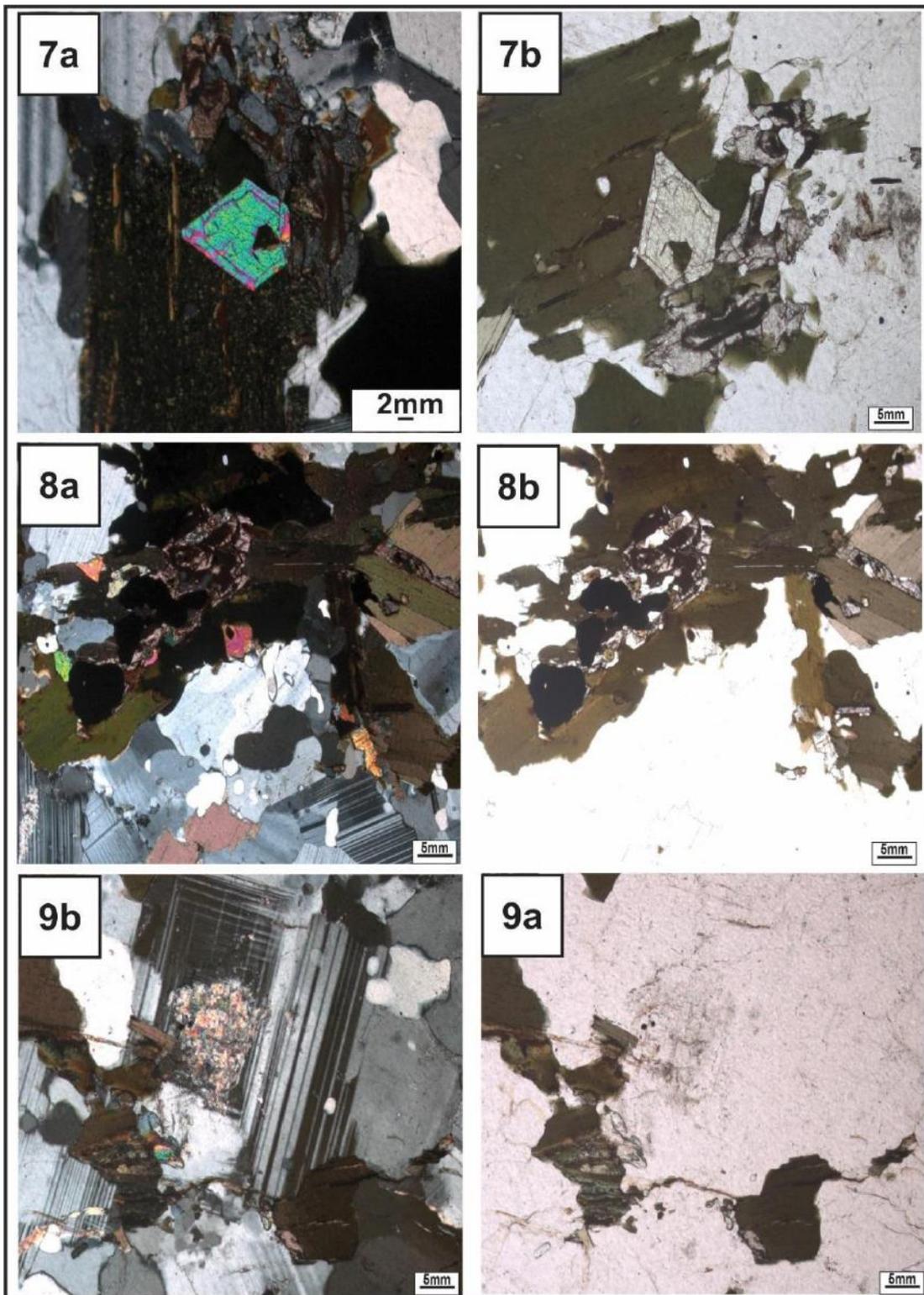


Figura 7.4: Fotomicrografias da amostra QUI-2A. Principais aspectos texturais dos granodioritos. (7a e 7b) Notar a biotita alterada, com inclusão de epidoto geralmente a cor da titanita, a NC, é quase a mesma que apresenta a ND, porque é muito intensa. Mas em alguns casos as titanitas apresentam-se a NC com cores muito coloridas, como nestas imagens aqui; (8ª e 8b) Notar o aglomerado de titanita, parcialmente alterando para ilmenita, e a os cristais de epidoto com inclusão de alanita; (9a 9b) Cristal de plagioclásio parcialmente alterado para sericita.

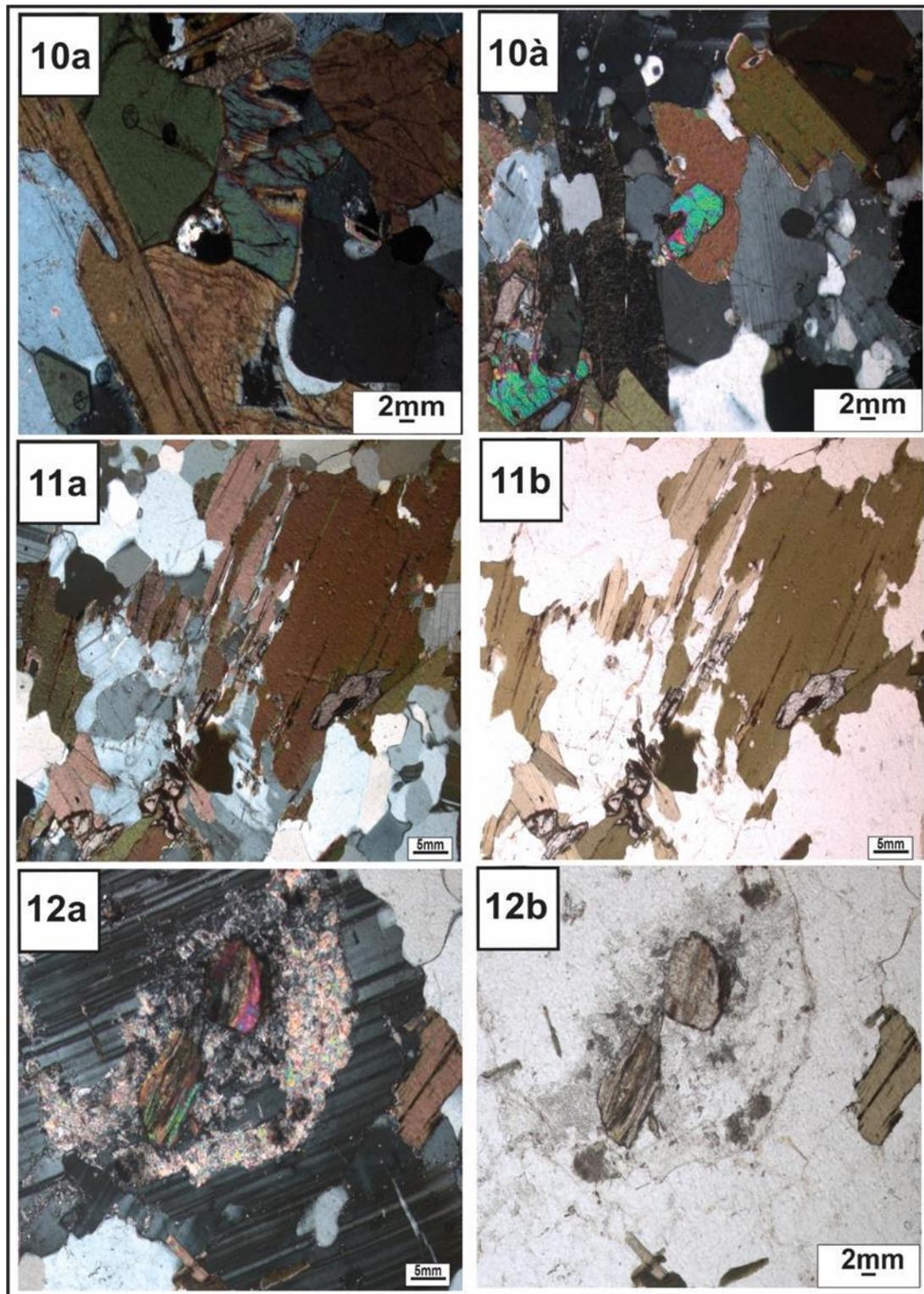


Figura 7.5: Fotomicrografias das amostras QUI-2A, dos granodioritos do SW de Angola, (10a e 10a) Notar os cristais de hornblenda, cristais de biotita e opacos, epidoto inclusa parcialmente na biotita;(11a e 11b) NC e ND, respectivamente. Observar a textura epidoto associado a biotita várias inclusões de titanitas, apatitas, e zircão, notar os plagioclásios se alterando para mica. (12a e 12b); nicois cruzados e paralelos, respectivamente. Observar a biotita parcialmente alterada para moscovita, Plagioclásio parcialmente alterado para sericita.

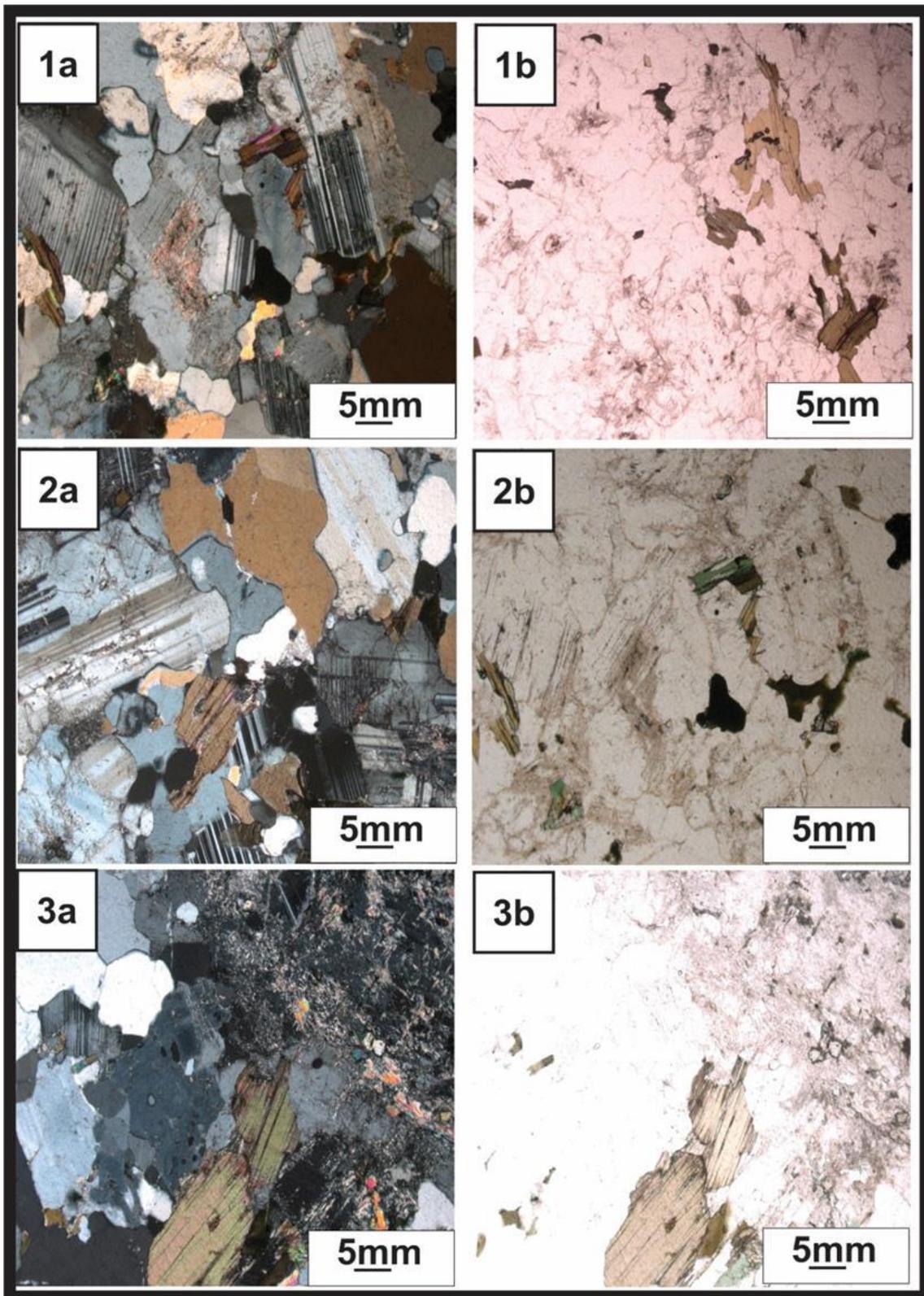


Figura 7.6: Fotomicrografias das amostras QUI-2A, do granodiorito do SW de Angola. (1a e 1b) Nicóis cruzados e paralelos, respectivamente notar os cristais de fenocristal de plagioclásio com geminação sericitizado. (3a e 3b) NC e ND, respectivamente grãos de quartzo e plagioclásio sendo os de plagioclásio alterados para sericita.

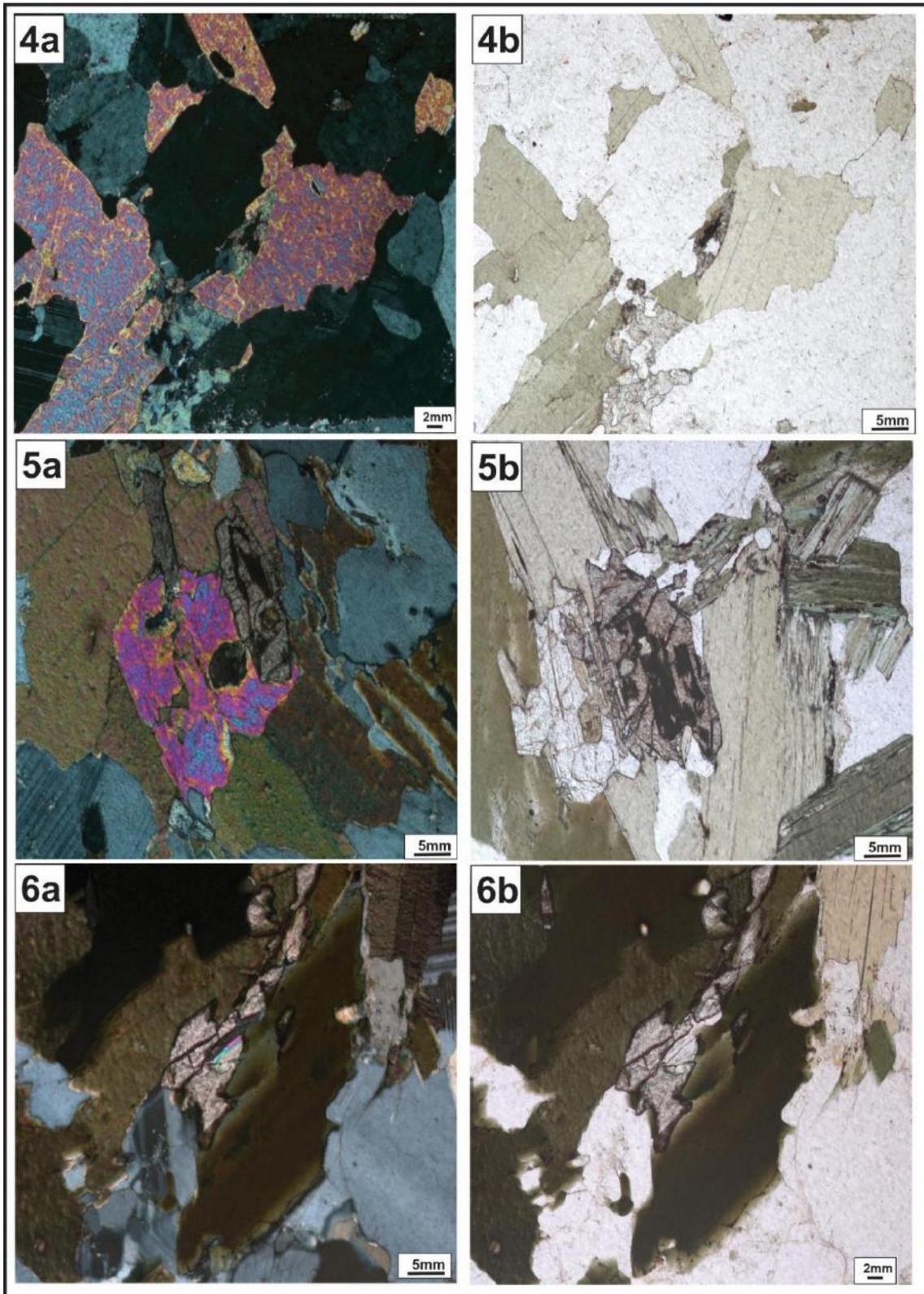


Figura 7.7: Fotomicrografias das amostra QUI-2A. Titanita intercrescida com cristais de biotita (4a e 4b).(5a e 5b), aglomerado de grãos de biotita e um cristal de allanita com coroa de Alanita metamicta com coroa de epidoto a ND (esquerda) e a NC (à direita). O epidoto mostra suas fortes cores de interferência. epidoto. (6a e 6b) aglomerado de biotita com inclusão de zircão ,notar os cristais de quartzo, plagiclasio e titanita.

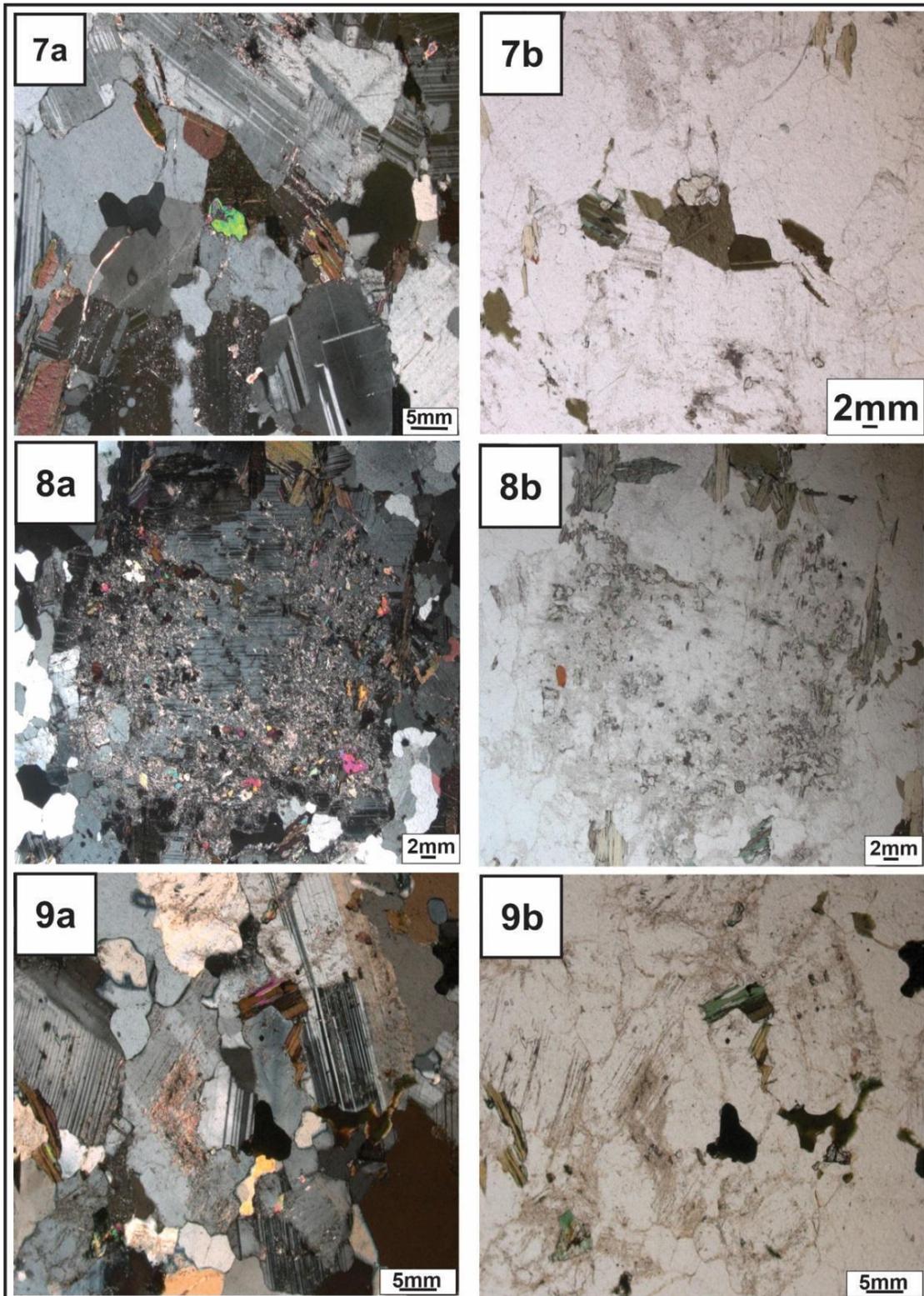


Figura 7.8: Fotomicrografias das amostras QUI-2A. (7a e 7b).(8a e 8b) Plagioclásio com intensa substituição para mica branca no núcleo. A presença da biotita intensifica a alteração para mica branca nos cristais no seu entorno. Grão de plagioclásio intensamente saussuritizado, ou seja, substituído nas bordas por sericita, epidoto, biotita e zoisita/clinozoisita.

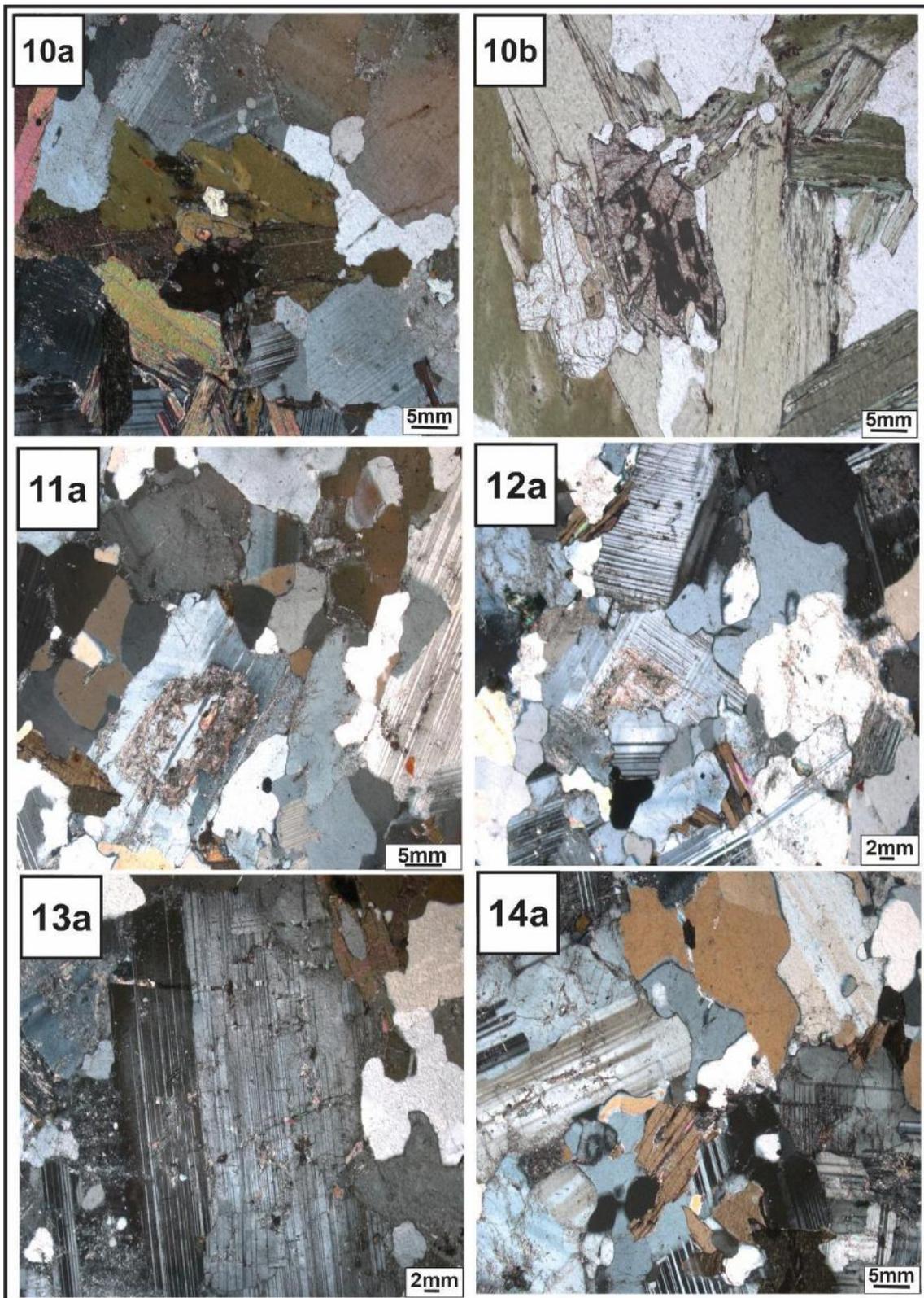


Figura 7.9: Fotomicrografias das amostras QUI-2A dos granodioritos do SW de Angola, 7a e 7b). Cristais de plagioclásio com baixo grau de saussuritização, grão de quartzo a granulação média e a presença de quartzo intersticial entre os grãos de plagioclásio . Plagioclásio com intensa substituição para mica branca no núcleo. A presença da biotita intensifica a alteração para mica branca nos cristais no seu entorno.

MONZOGRANITOS DO QUILENGUE (amostra QUI-1A)

Em microscopia foram reconhecidos os seguintes minerais com suas percentagens: 24% de quartzo, 40% de microclina, 25% de Plagioclásio, 11% de Zircão, apatita, titanita, allanita ,opacos. Microclina: em cristais idiomórficos a hipidiomórficos, com dimensões variando de 0,2 a 3,0 mm, alguns apresentando intercrescimentos pertíticos. Apresenta-se incolor, relevo baixo, cor de interferência cinza de 1ª ordem e geminação em xadrez (*tartan*) característica. Possui inclusões de apatita, zircão e opacos.

Apresenta fraturamento ao longo do qual se pode observar a formação de sericita; nos bordos, pode se alterar para caulinita.

Os planos de geminação encontram-se levemente deformados.

Quartzo – em cristais xenomórficos, dimensões variando desde submilimétricas até cerca de 1,3 mm.

Mostra-se incolor, com relevo baixo, cor de interferência cinza de 1ª ordem, ausência de geminação e figura de interferência uniaxial positiva.

Apresenta contatos levemente sinuoso com os feldspatos e aproximadamente retos entre si, sendo observados alguns pontos tríplexes de junção (indício de recristalização).

Encontra-se levemente fraturado e alguns grãos exibem extinção ondulante, indício de que a rocha foi submetida à deformação incipiente.

Apresenta numerosas inclusões diminutas de zircão e apatita.

Plagioclásio: em cristais hipidiomórficos (forte corrosão nos bordos), dimensões variando de 0,2 a 4,0 mm.

Identifica-se por ser incolor, apresentar relevo baixo, cores de interferência cinza de 1ª ordem e pela geminação polissintética característica.

Em alguns grãos observa-se intercrescimentos antipertíticos, podendo estar parcialmente manteados por microclina. Possuem inclusões de zircão, apatita e opacos.

Encontram-se em elevado grau de alteração produzindo caulinita, sericita e carbonatos.

Biotita - ocorre sob a forma de lamelas idiomórficas a hipidiomórficas com dimensões médias de 0,5 mm, pleocroísmo variando de verde a verde amarelado, extinção reta e um plano de clivagem bem definido.

Podem ser observados corrosão nos bordos e preenchimento por quartzo e sericita.

Encontra-se levemente deformada, alterada em clorita e finos opacos, mostra inclusões de zircão.

Anfibólios são raros, ocorrem sob a forma de cristais hipidiomórficas a xenomórficos, com dimensões médias de 0,5 mm. Apresentam pleocroísmo verde a verde amarronzado nos bordos, encontram-se quase que totalmente substituídos por biotita.

Nas bordos alteram para carbonatos e minerais opacos. Possuem inclusões de apatita e zircão.

Apatita em diminutos cristais idiomórficos exibindo seção prismática e seção basal, hexagonal. Reconhecida por se apresentar incolor com relevo alto e birrefringência muito baixa (cor de interferência cinza escura).

Ocorre como inclusões nos feldspatos, biotita, anfibólio e quartzo.

Zircão em diminutos cristais prismáticos, relevo alto e elevada birrefringência. Ocorre como inclusões no anfibólio, biotita, quartzo e feldspatos.

Opacos ocorrem sob a forma de diminutos cristais idiomórficos sob a forma hexagonal ou lamelar, podendo ser magnetita, ilmenita ou hematita. É encontrado também como massas xenomórficas, quando do produto de alteração de anfibólio e biotita.

A sericitização dos feldspatos manifesta-se de forma bastante variável, tanto no tocante a sua intensidade quanto em termos da distribuição na rocha. Assim, ocorrem porções da

rocha onde cerca de 40% dos cristais encontram-se afetados e outras áreas onde menos de 5% dos cristais encontram-se sericitizados. Em ambos os casos, a sericitização é incipiente, raramente atingindo mais que 30% das áreas dos cristais de feldspato potássico e de plagioclásio. Estes últimos também podem sofrer saussuritização, em diferentes intensidades, inclusive com a geração de carbonatos.

A alteração do anfibólio ocorre de modo localizado, gerando aspecto corroído e alterado para biotita. A metamictização nos cristais de biotita ocorre de modo localizado, mas freqüente devido à ação das inclusões de zircão. Nos cristais de alanita este tipo de alteração é freqüente e intensa, gerando aspecto corroído nestes cristais.



Figura 7.10- Amostra QUI-1A hololeucocrática média-homogênea com fenocristais de feldspato potássico róseo com arestas relativamente definidas e hábito tabular. Detalhe do fenocristal de feldspato potássico róseo tabulares com cristais de biotita.

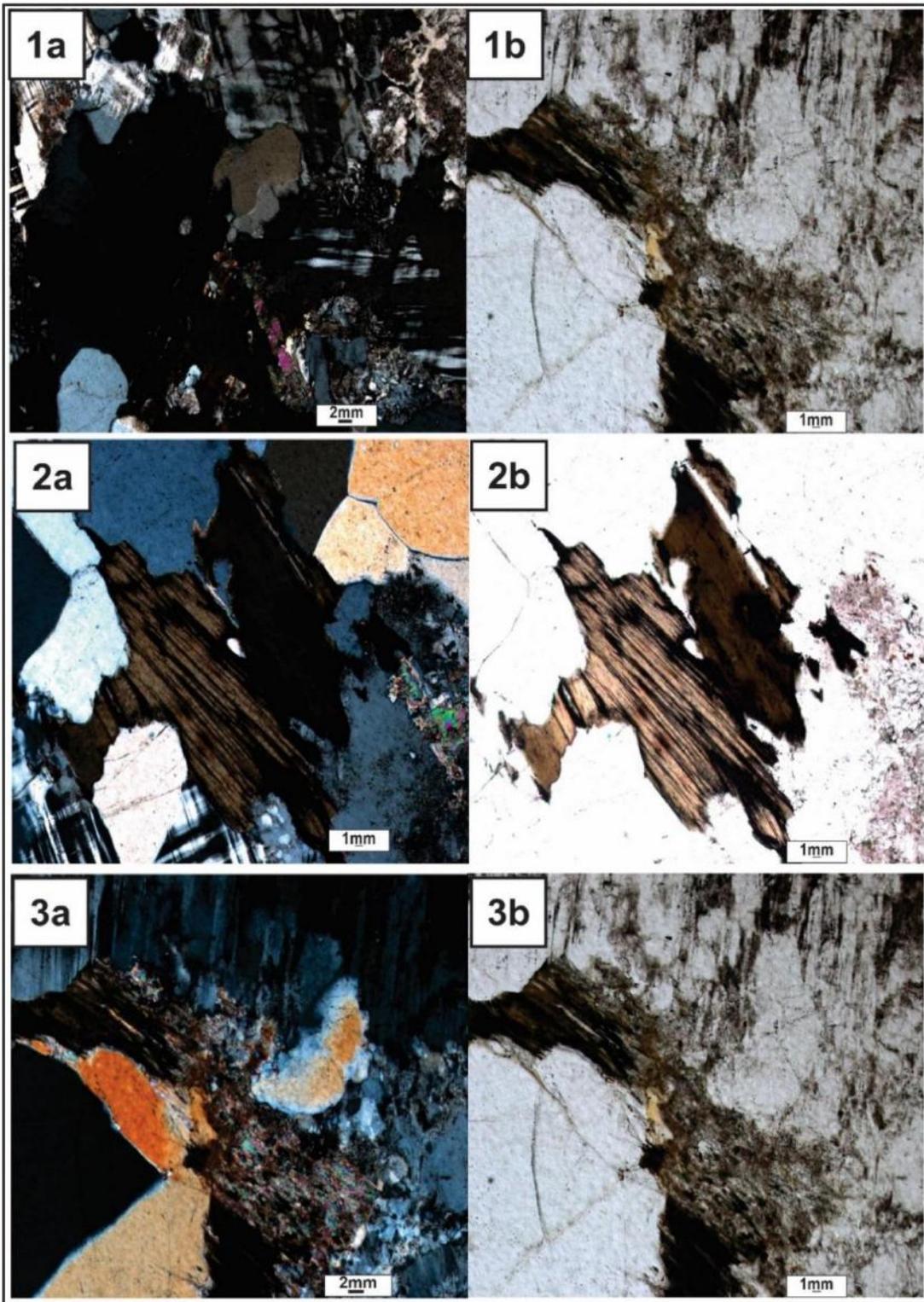


Figura 8.1: Fotomicrografias das amostras QUI-1A, monzogranito do SW de Angola (1a e 1b). Textura mirmequítica na interface de contato do Pl com fenocristais de Kf , NC, Grão de microclina límpido, sem alterações, luz polarizada; (2a e 2b) Grão de microclina em contato com quartzo, biotita alterando para epidoto e mica. (3a e 3b). Detalhe da alteração dos grãos de plagioclásio (saussuritização), biotita formando calcita, sericita e epidoto. Agregado de cristais de biotita com bordas corroídas parcial a totalmente cloritizadas, contendo inclusões de allanita, zircões e opacos e franjas de mica branca na borda inferior (textura simplectítica).

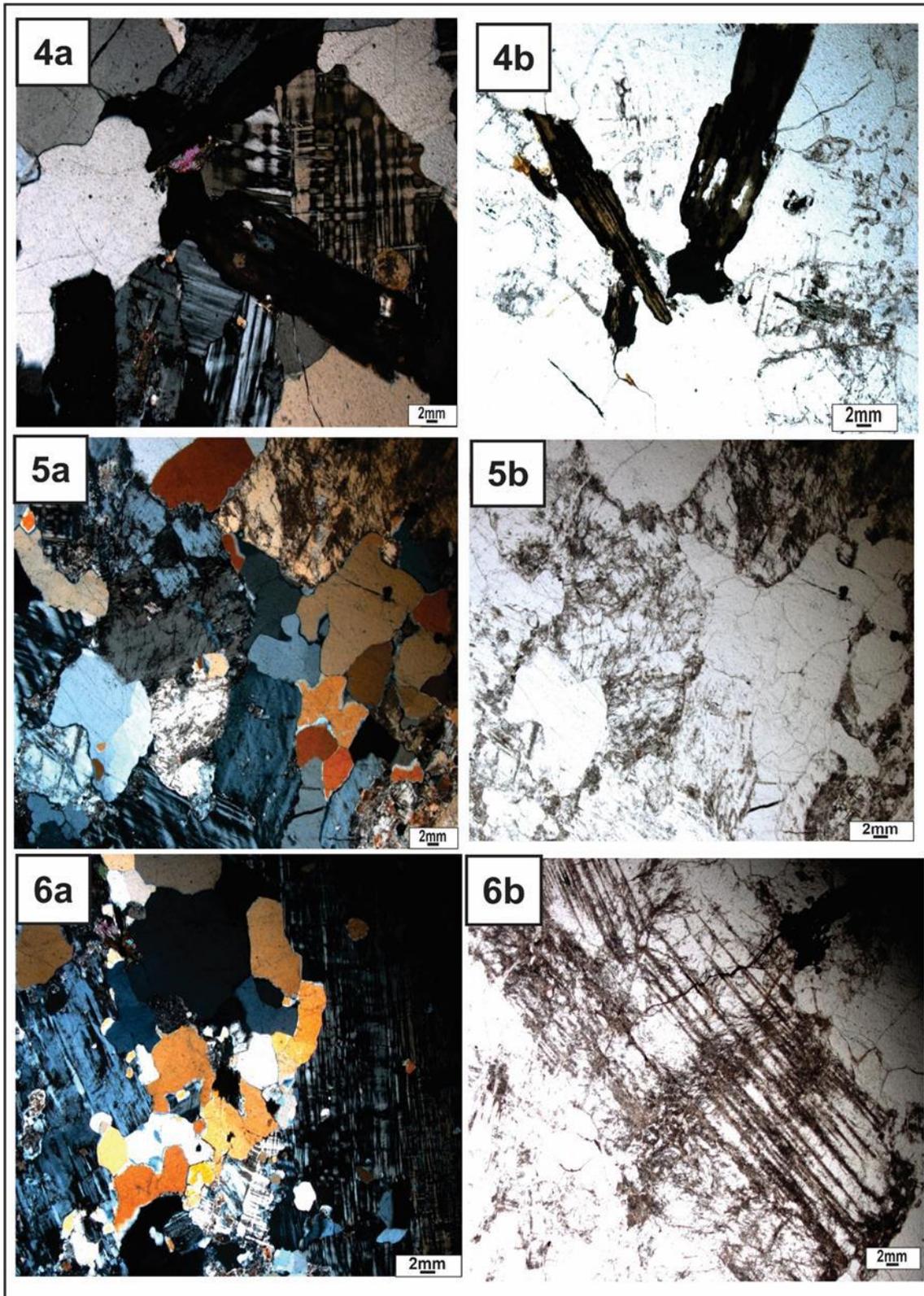


Figura 8.2: Fotomicrografias das amostras QUI-1A, do monzogranito do SW de Angola. (4a e 4b) quartzo,biotita biotita associada ao epidoto, presença de microclínio (Kfs) euédrico com macla tartan evidente.(5a e 5b), o K-feldspato possui intercrescimento microperitítico e sericitização de alto grau que preenchem também fraturas em outros minerais.

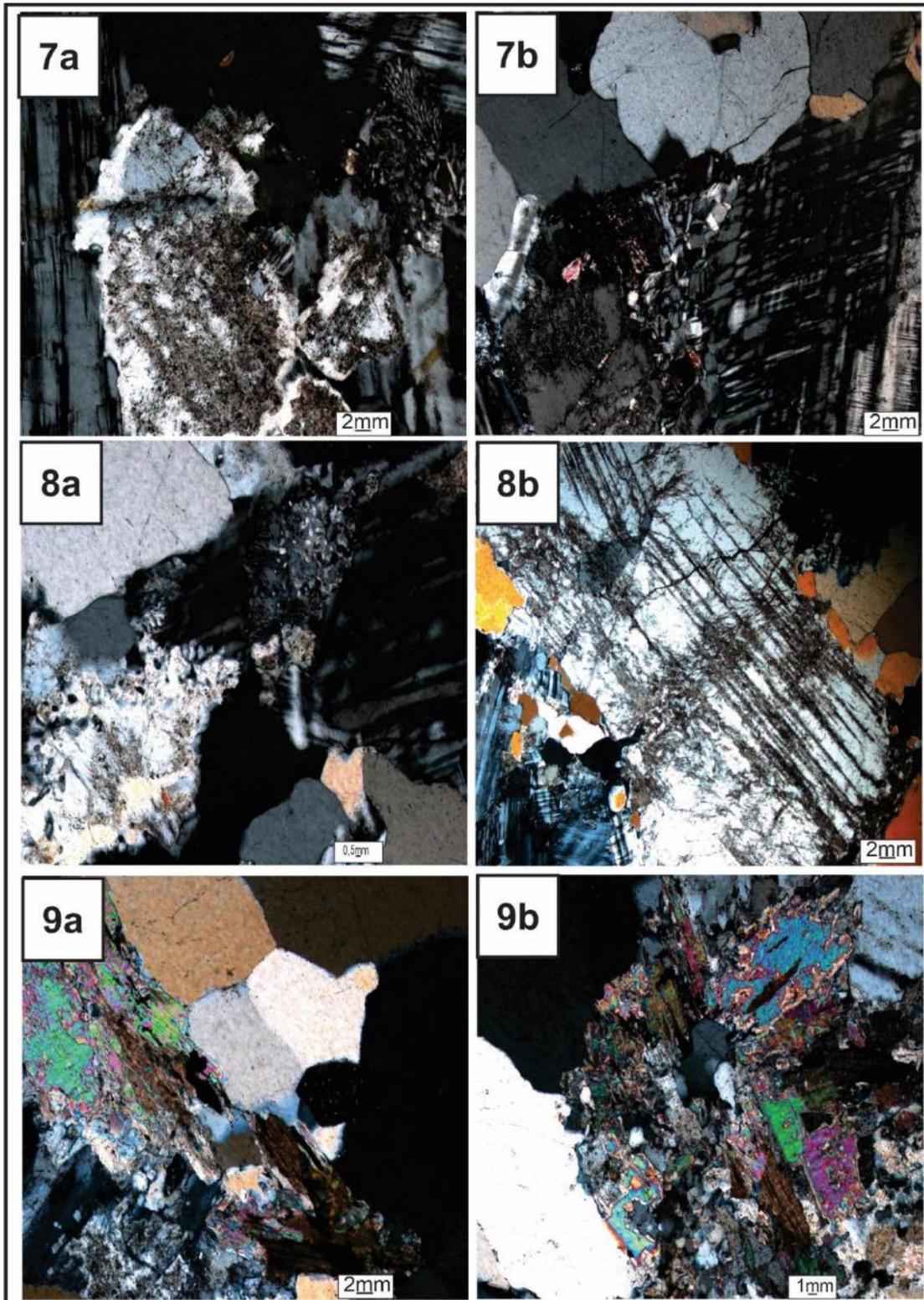


Figura 8.3 : Fotomicrografias das amostras QUI-1A, dos monzogranito do SW de Angola. (7a e 7b) – Cristal de plagioclásio com bordas irregulares e com o desenvolvimento de intercrescimento mirmequítico no contato com cristal de microclina. (8a e 8b) de K-feldspato. Os cristais micáceos estão levemente orientados. Foi observado intercrescimento mirmequítico fino. (9a e 9b), Plagioclásio com mica branca e biotita transformada para muscovita. Aglomerado de grãos biotita epidoto e titanita (Nicóis cruzados-NC).

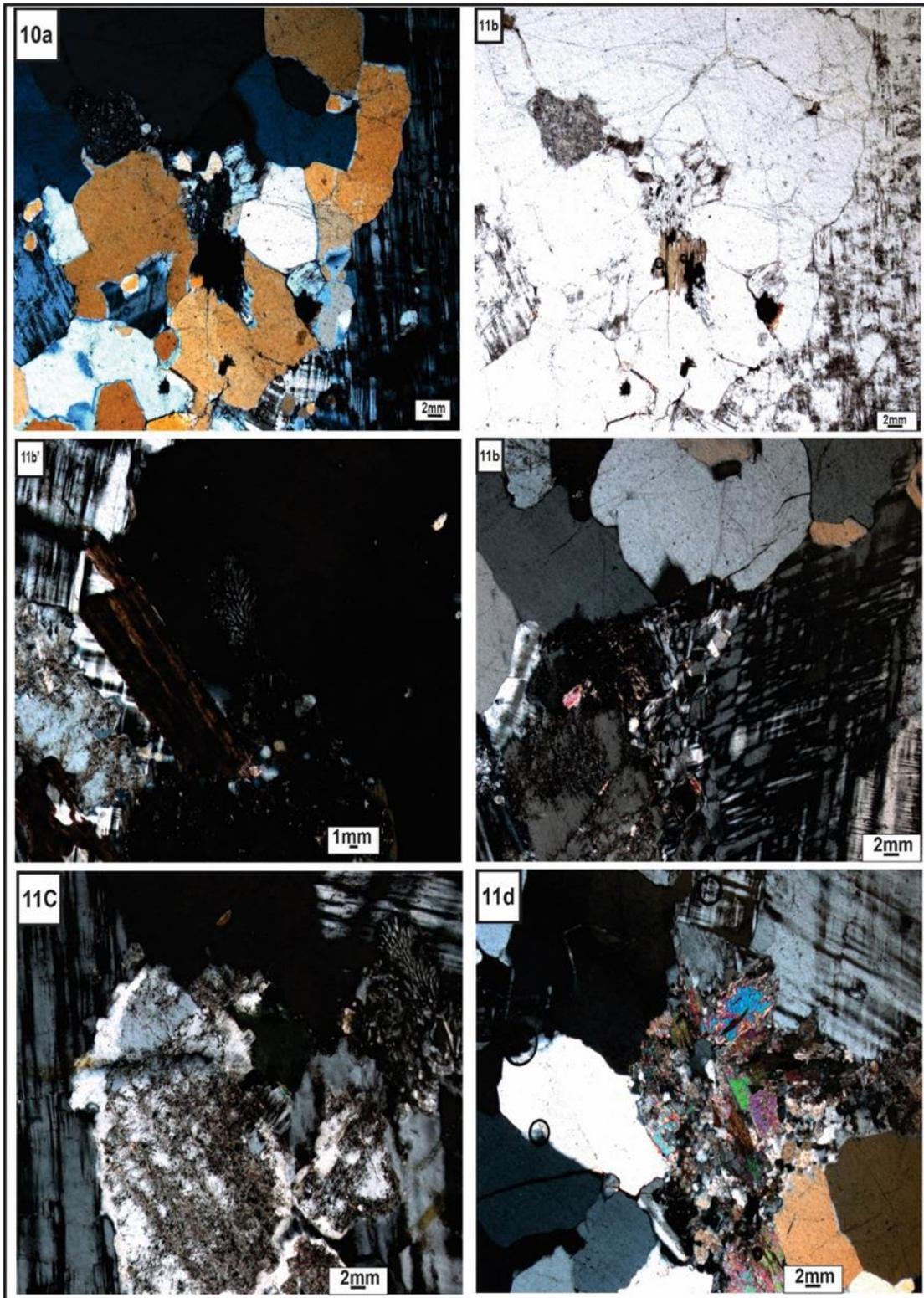


Figura 8.4: Fotomicrografias da amostra QUI-1A, monzogranito do SW de Angola. (10a e 10b), Grãos de quartzo granoblástico em contato, Cristal de microclina1 com geminação tartan e intercrescimento pertítico insipiente.(11b). Saussuritização de baixo grau e baixo intercrescimento mirmequítico. A biotita tem cor castanho inclusões de opacos, zircão e/ou apatita. Plagioclásio com macla periclina cristal de microclina com intercrescimento pertítico abundante. (11d) Cristal de epidoto1 hipidioblástico em paragênese com cristais de biotita.

4.3.1 COMPLEXO CARBONATITO TCHIVIRA E BONGA

4.4.1- DIQUE LAMPROFIRO

Os diques de lamprofiros tem textura porfiríticas, com matriz de granulação muito fina, dominada por feldspato, clinopiroxênio, olivina, ilmenita, biotita, titanaugita e com a kaersutita associada. Os minerais secundários são a sericita e clorita.

Os lamprofiros distinguem-se pela predominância de piroxênio sobre o feldspato e pela abundância de fenocristais de minerais maficos, podendo serem subdivididos em: camptonitos e monchiquitos(**Tabela 1**).

A kaersutita é característica dos lamprofiros e encontra-se em quantidades variadas principalmente nos camptonitos e mochiquitos destacam-se das porções félsica da matriz dos captonitos pela sua coloração esverdeada e as bordas cor de rosa.

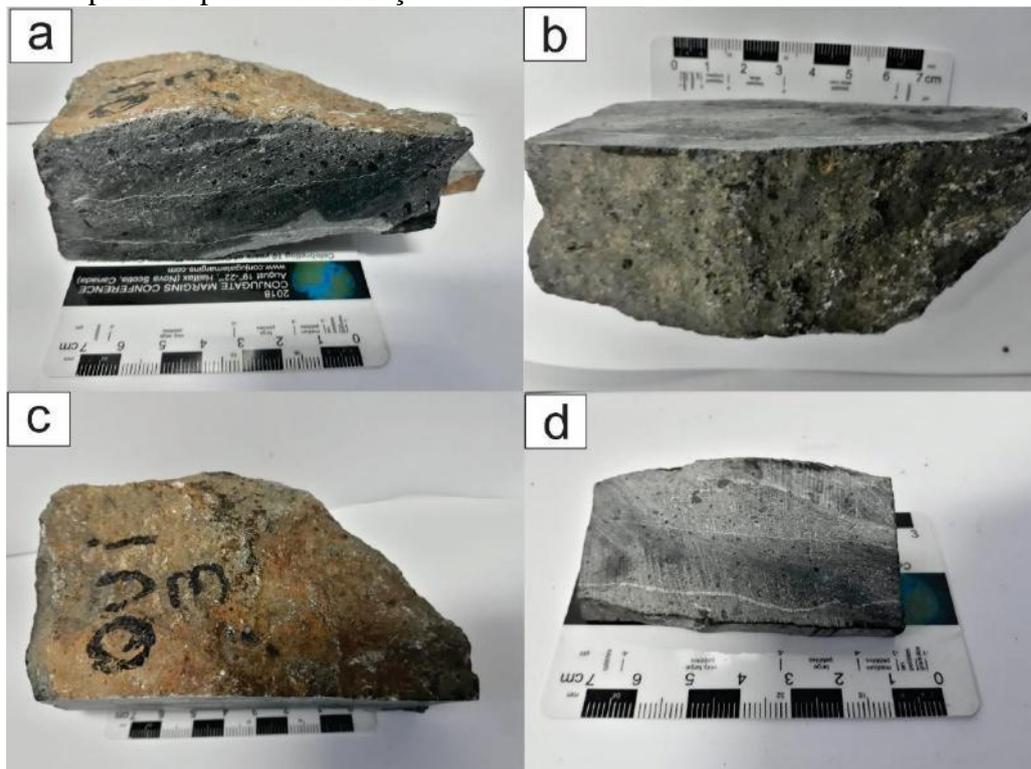


Figura 8.5 (a) Amostra de mão do dique lamprófiro, os diques apresentam coloração caracteristicamente preta esverdeada, granulometria muito fina com pequenas porções com cor preta .

4.4.1.1. PETROGRAFIA

De uma forma geral, a textura é hipocristalina, inequigranular, (principalmente subofítica), em quantidade, clinopiroxênio, (possivelmente, titanaugita) e plagioclásio matriz é muito fina. Quanto a sua mineralogia, os lamprofiros estudados são compostos por plagioclásio, possivelmente dois clinopiroxênios (provavelmente augita e,) (minerais essenciais), kaersutita, titanaugita, clinopiroxênio, olivina, minerais apatita e quartzo, plagioclásio.

Os minerais acessórios notado nesta amostra QUI-3 são a e biotita, clorita, calcita, compondo a matriz das rochas analisadas, os grãos de calcitas e clorita quantidade ínfima, a clinopiroxênio (40%), apatita (20%), minerais opacos (15%), e quartzo (1%), e biotita (15%),olivina(2%),carbonato(5%), Os cristais de plagioclásio são incolores, subédricos, colunares e poiquilíticos. Já os clinopiroxênios são castanhos, anédricos a subédricos, tabulares e afetados por processos de alteração.

O dique lamprófiro aqui analisado é marcado por fenocristais de olivina, clinopiroxênio zonado, kaersutita e biotita com matriz composta por vidro, biotita, olivina, kaersutita e clinopiroxênio. Os minerais acessórios são representados por titanita enquanto calcita e serpentina constituem os minerais secundários, sendo que os minerais opacos podem ser acessórios ou secundários

A olivina ocorre como fenocristais euédricos de até 4 mm de tamanho e hábito hexagonal ou, subordinadamente, anédricos que podem ser pseudo-hexagonais ou alongados. Nestes cristais é comum a ocorrência de fraturas, feições de corrosão como embaçamento e bordas arredondadas bem como alteração hidrotermal para serpentina. Esta alteração, entretanto, ocorre de forma irregular, podendo alterar completamente alguns cristais e preservar por completo outros, como observado na fotomicrografia da figura 33.

O clinopiroxênio é representado por cristais anédricos e subédricos sob a forma de ripas alongadas na matriz e cristais euédricos quando sob a forma de fenocristais. Os fenocristais apresentam até 1,5 mm de tamanho sendo o número de faces variável e os hábitos mais recorrentes octogonal e pseudo-hexagonal. Nesta variedade os fenocristais de clinopiroxênio apresentam zoneamento composicional enquanto os cristais menores que compõe a matriz são homogêneos. Os núcleos dos cristais zonados apresentam pleocroísmo verde e contornos arredondados com feição de corrosão, as bordas são incolores e possuem faces retas caracterizando cristais euédricos

Kaersutita e biotita compõe a matriz e a assembleia de fenocristais de menor proporção, com até 1 mm de tamanho. A kaersutita é caracterizada por cristais euédricos de hábito hexagonal, pleocroísmo castanho escuro e é comumente observada em seções basais com clivagem $120^{\circ}/60^{\circ}$ bem-marcada. Grande parte destes cristais apresenta inclusões menores que 0,1 mm cuja mineralogia não é distinguível em microscópio petrográfico. A biotita, por sua vez, ocorre sob a forma de ripas alongadas subédricas, tanto na matriz quanto como fenocristal e distingue-se pela presença de extinção birdseye e pleocroísmo castanho escuro, (Fig 8.6). A titanita ocorre sob a forma de cristais euédricos espalhados por toda a amostra, da mesma forma ocorrem os minerais opacos, com a diferença que esses podem ser secundários quando ocorrem próximos às vesículas ou a cristais de olivina. A calcita é caracterizada por cristais euédricos que ocorrem estritamente como mineral secundário, preenchendo amígdalas e vesículas.



Figura 8.6: Fotomicrografia de textura subofítica dique de lamprófiro – máfico a ultramáfico com fenocristais de biotita. As ripas de plagioclásio encontram-se parcialmente incluídas nos minerais ferro-magnesianos (mistura de actinolita e clorita) com veio de feldspato, com bastante mineral óxido de ferro, com material de composição quartzo.

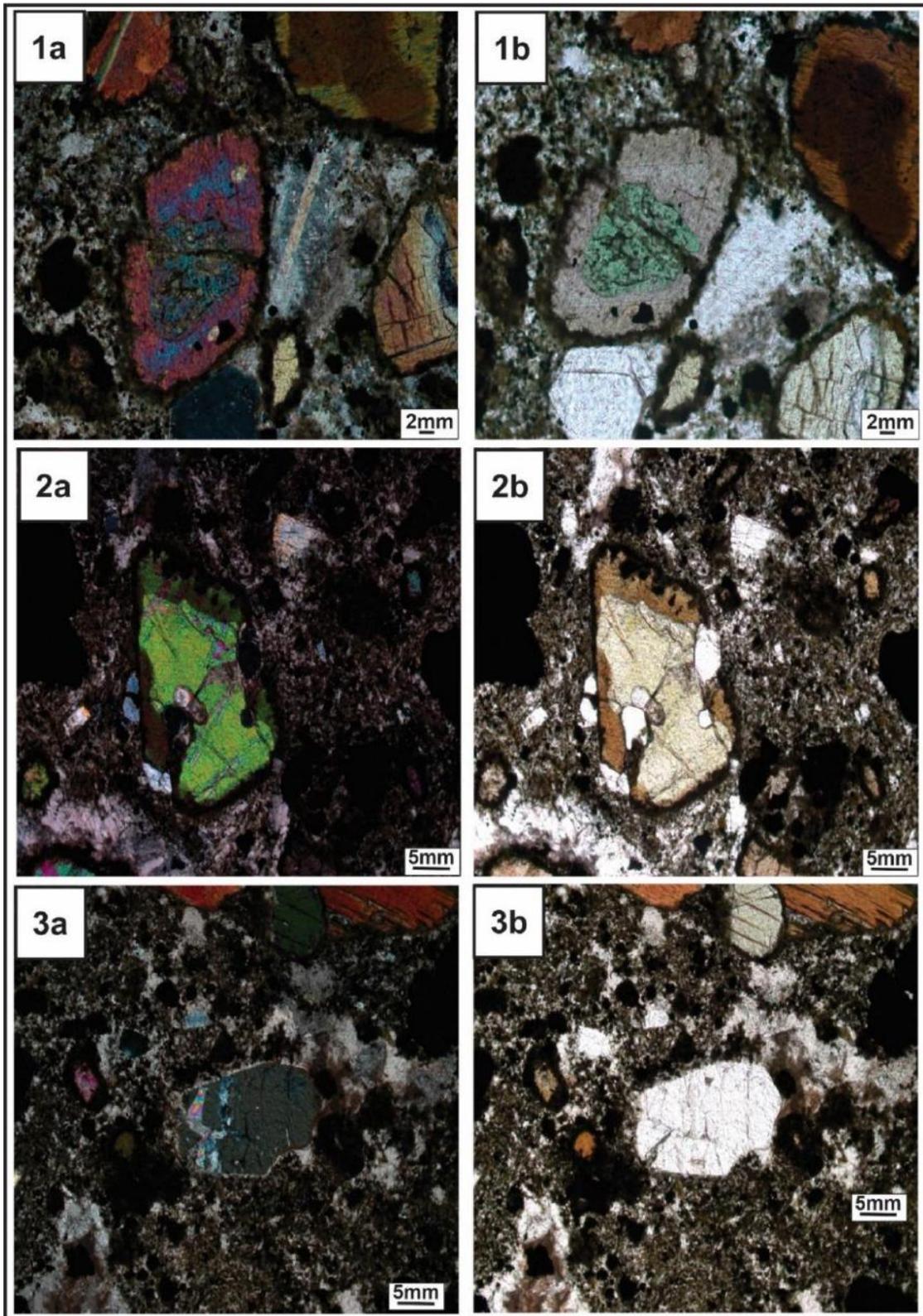


Figura 8.7: Fotomicrografia, destacando o fenocristal de clinopiroxênio com núcleo esverdeado e borda rósea circundados por cristais Anfibólio kaersutítico com borda de alteração, microcristalina composta por magnetita+clclinopiroxênio kaersutita, com inclusão de apatita, veio de carbonato e minerais opacos.(3a e 3b)mega cristal de apatita e biotita. com inclusão de apatita, veio de carbonato e minerais opacos.(3a e 3b)mega cristal de apatita e biotita.

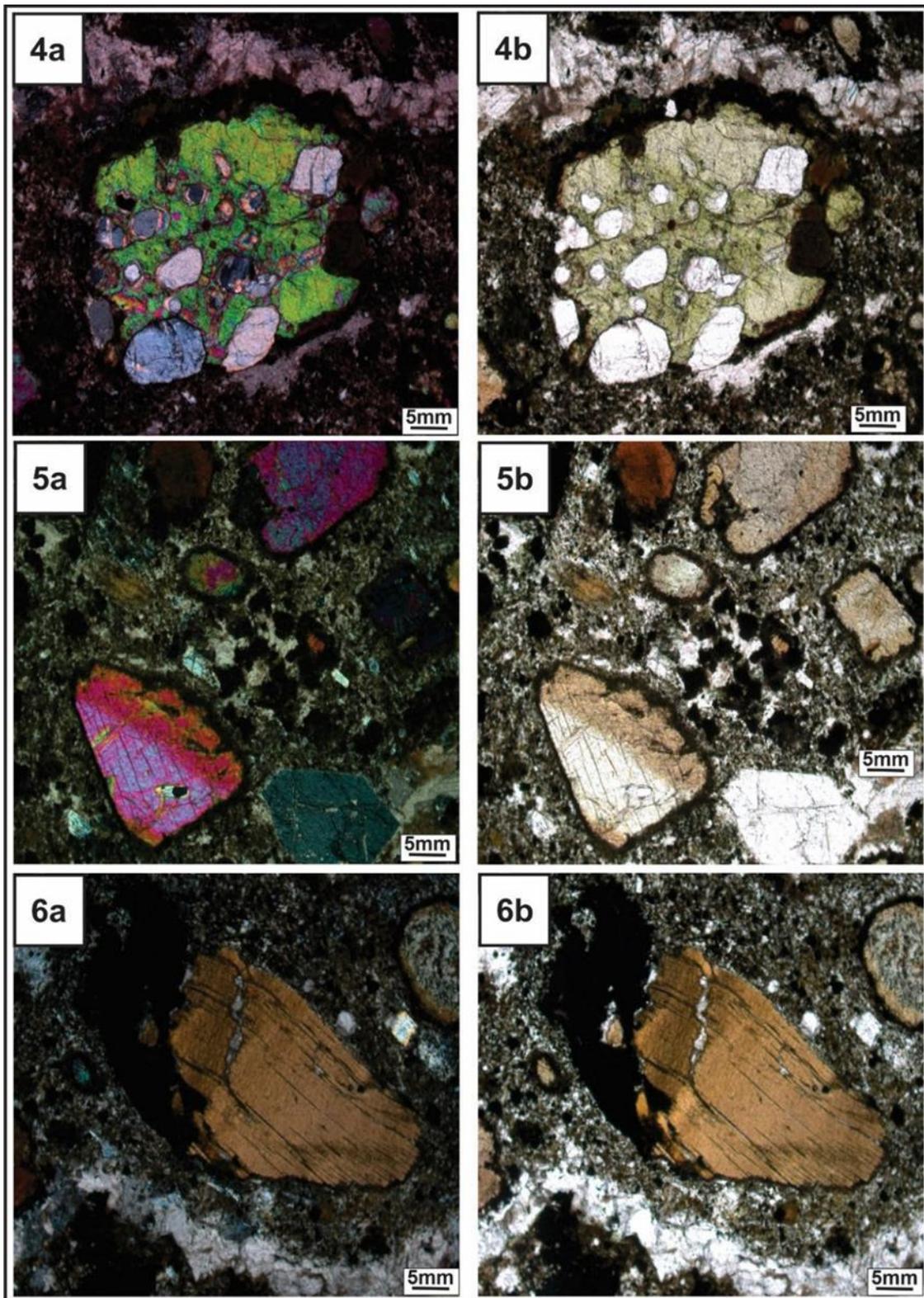


Figura 8.8: Fotomicrografia dos lamprófiro do SW de Angola, em nicóis paralelos de lamprófiro da variedade 1 com fenocristal de clinopiroxênio apresentando núcleo arredondado com pleocroísmo verde e borda com faces retas e sem pleocroísmo com inclusões de apatita . (5a e 5b) Cristais de titano-augita,comas cor de interferências rosado ,olivina cloritizada.Cristais de clinopiroxênio não zonado, olivina e biotita, veio de carbonatito também compõe a amostra, Cristais de ortopiroxênio, clinopiroxênio e olivina.

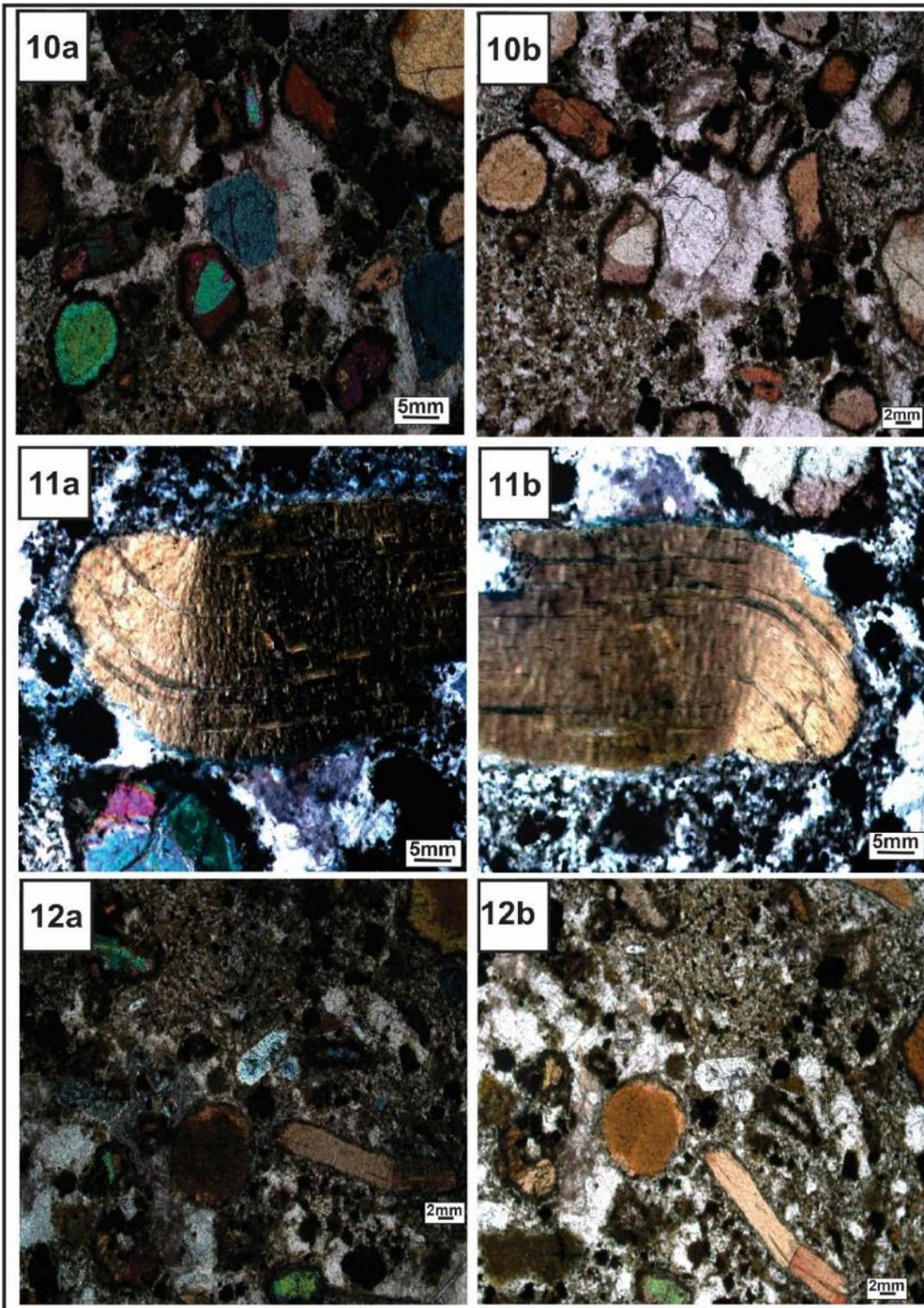


Figura 8.9: Fotomicrografia dos lamprófiro do SW de Angola, em nicóis paralelos (10a 10) Textura porfirítica, exibindo augita zonada, Kaersutita com borda de reação de minerais opacos. Biotita parcialmente deformada e rotacionada, podem ser vistos vários cristais de biotita parcialmente encurvados .

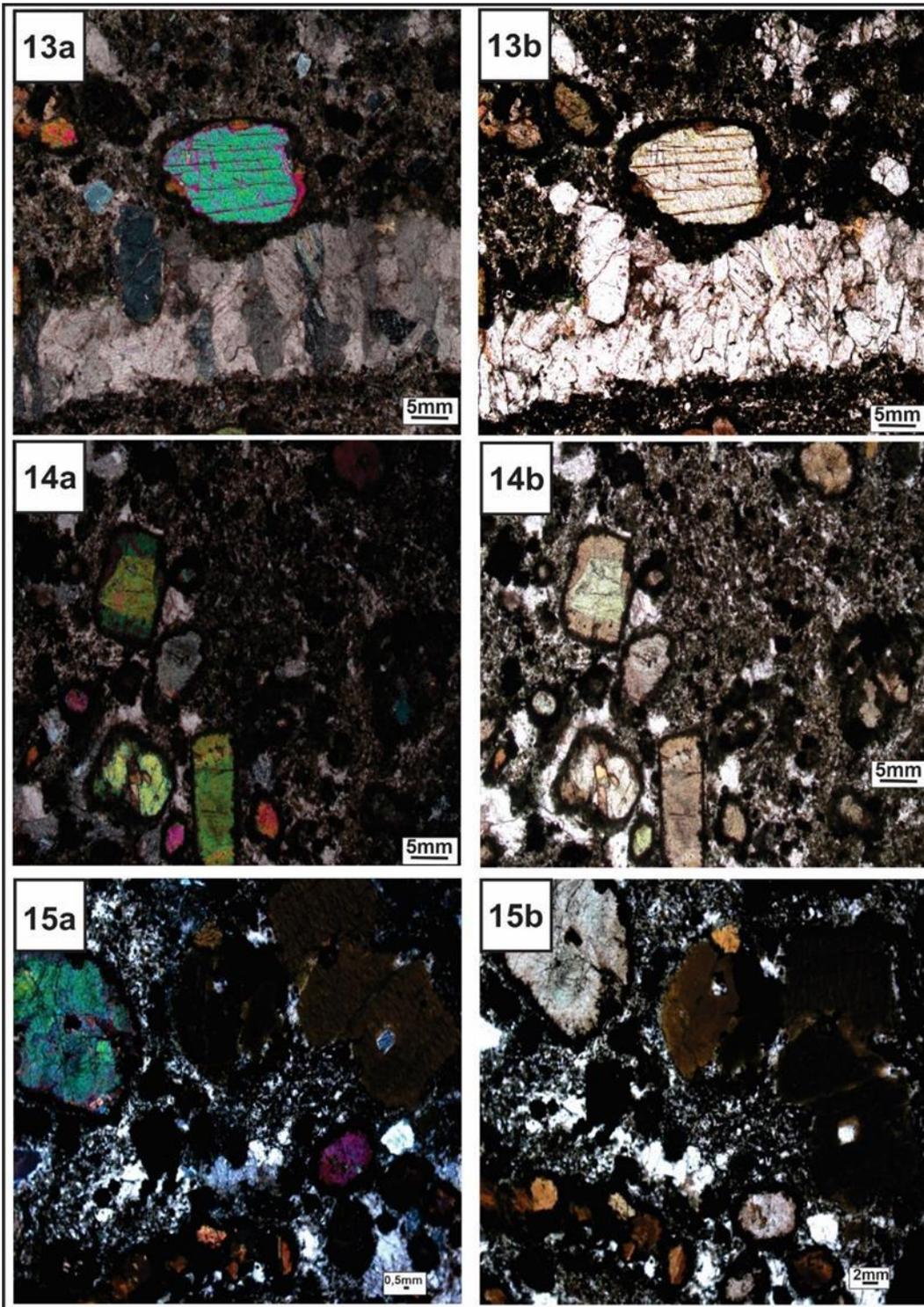


Figura 8.10: Fotomicrografia dos lamprófiro do SW de Angola. Matriz de carbonato e sericita, veio de plagioclásio alterando para carbonato ,com minerais de apatita,cpx.

4.4.2-CARBONATITO

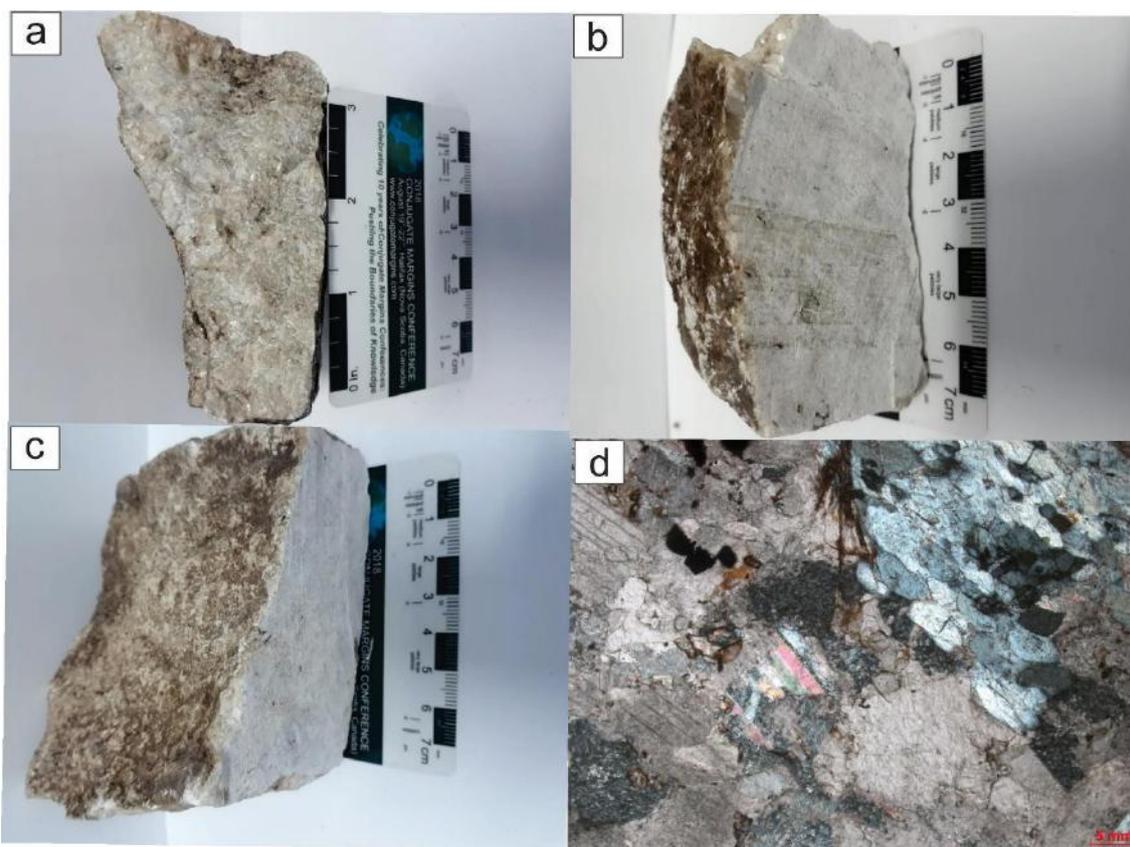


Figura 9.1: Amostra de mão dos carbonatitos do Tchivira –Bonga ilustrando a mineralização de magnetita e proporção relativa entre os minerais principais (dolomita e apatita) em menor quantidade de minerais maficos.

4.4.2.1- PETROGRAFIA

Apresenta-se nas cores verde, cinza, com granulação média a grossa, destacando cristais dispersos de apatita e de magnetita numa matriz carbonática.

Petrograficamente a rocha apresenta-se com textura cumulática e porfirítica, onde se destacam cristais de apatita olivina serpentinizadas arredondadas, alongadas e fraturadas, minerais opacos associados à biotita deformada (4,0mm) e porfiroclastos de calcita imersos em uma matriz levemente orientada, composta por calcita (< 2,0mm) e minerais opacos (magnetita). É comum a exsolução de ilmenita em serpentina está presente como concentrações de granulação entre 0,5 e 3,2mm associada a minerais opacos no interior ou nas bordas externas de pseudomorfos de olivina, formando faixas que preenchem provavelmente antigas fraturas do mineral primário e na forma de palhetas dispersas na matriz. Os porfiroclastos de apatita exibem raros subgrãos e fraturas preenchidas por mica branca, minerais opacos e carbonato. A composição modal para a matriz é de calcita (32 a 48%), de minerais opacos (magnetita: 0 a 5%) e traços de mica branca.

Além de cristais de olivina serpentinizada 20 a 27%, de flogopita 4 %, de apatita 20 a 30% e de minerais opacos magnetita < 2%.

Olivina-Apatita-Biotita/Flogopita Metacarbonatito (Ol-Ap-Bt/Phl MC) possui quartzo que substitui parcialmente o carbonato (< 40%), e os quartzos recristalizados com variados pontos tríplices.

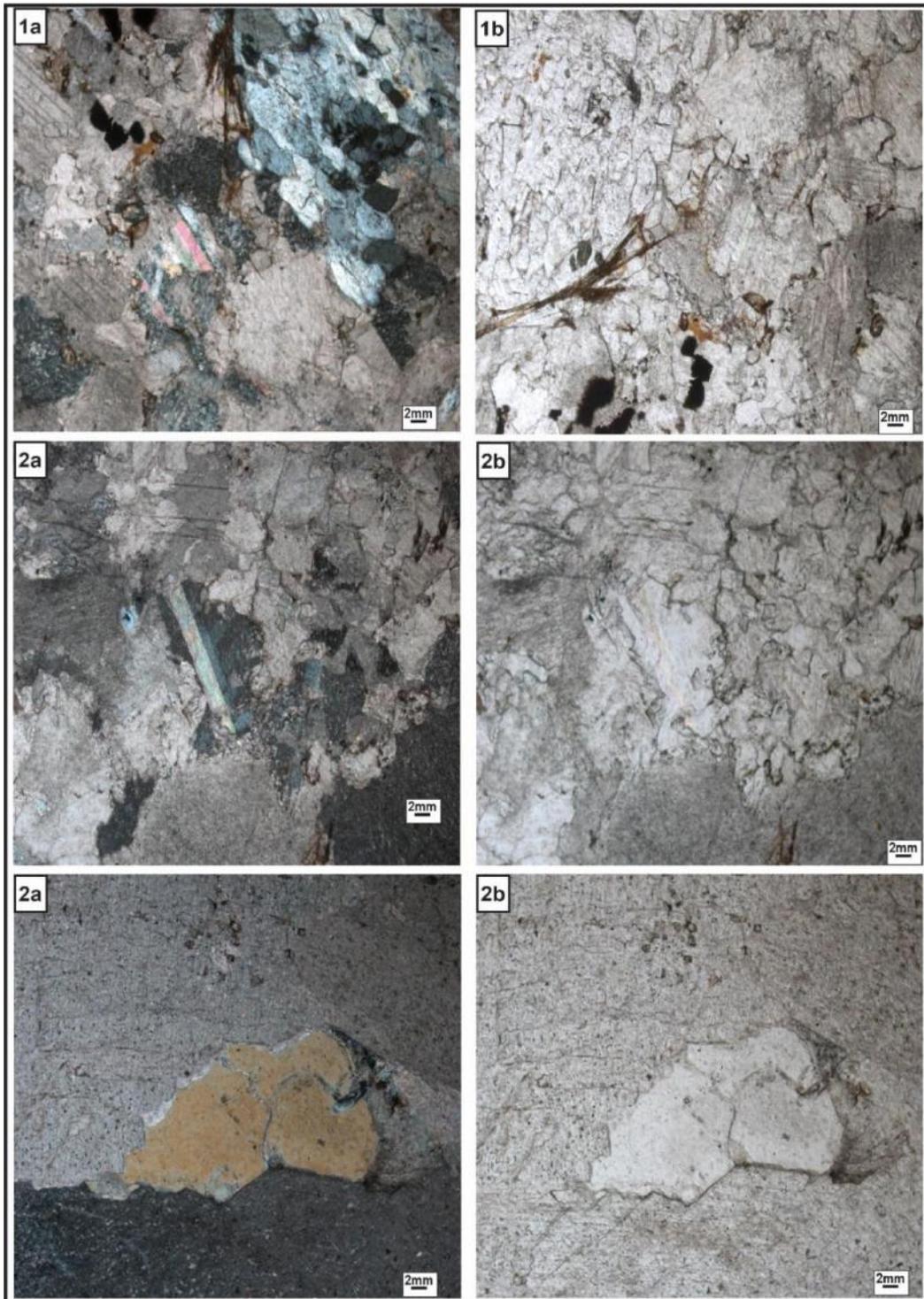


Figura 9.2: Fotomicrografia dos carbonatitos do SW de Angola, amostra (BONGA) mostrando a grande diversidade de fragmentos exibindo o elevado conteúdo de minerais opacos, imersos em matriz microcristalina composta por carbonatos, evidenciando a textura porfírica com fenocristais de carbonatos em matriz carbonatítica e minerais opacos associados. Cristais de quartzo com evidências de recristalização. (2a e2b) fenocristal de apatita imerso em matriz constituída por carbonato, raro fenocristal de olivina serpentinizada, ainda minerais opacos, biotita.

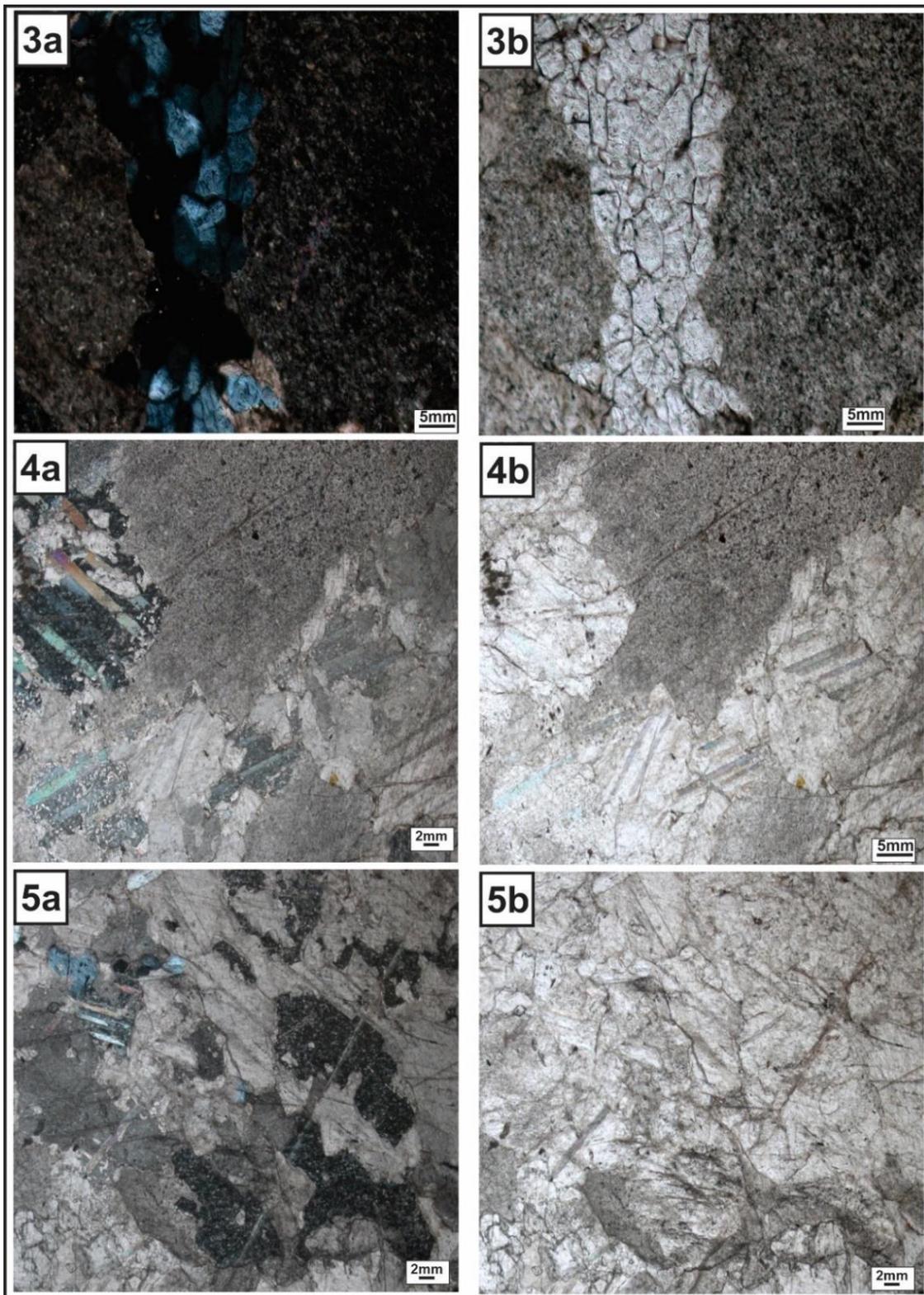


Figura 9.3: Fotomicrografia dos carbonatitos do SW de Angola. (3a e 3b) quartzo, definido por pontos trípticos de porções recristalizadas, e pelos contatos suturados entre os carbonatos, com pequenas quantidades de zircão e apatita, olivina, marcado pela concentração de minerais opacos. (4a e 4b) Opacos intercrescido com muscovita e plagioclásio alterado.

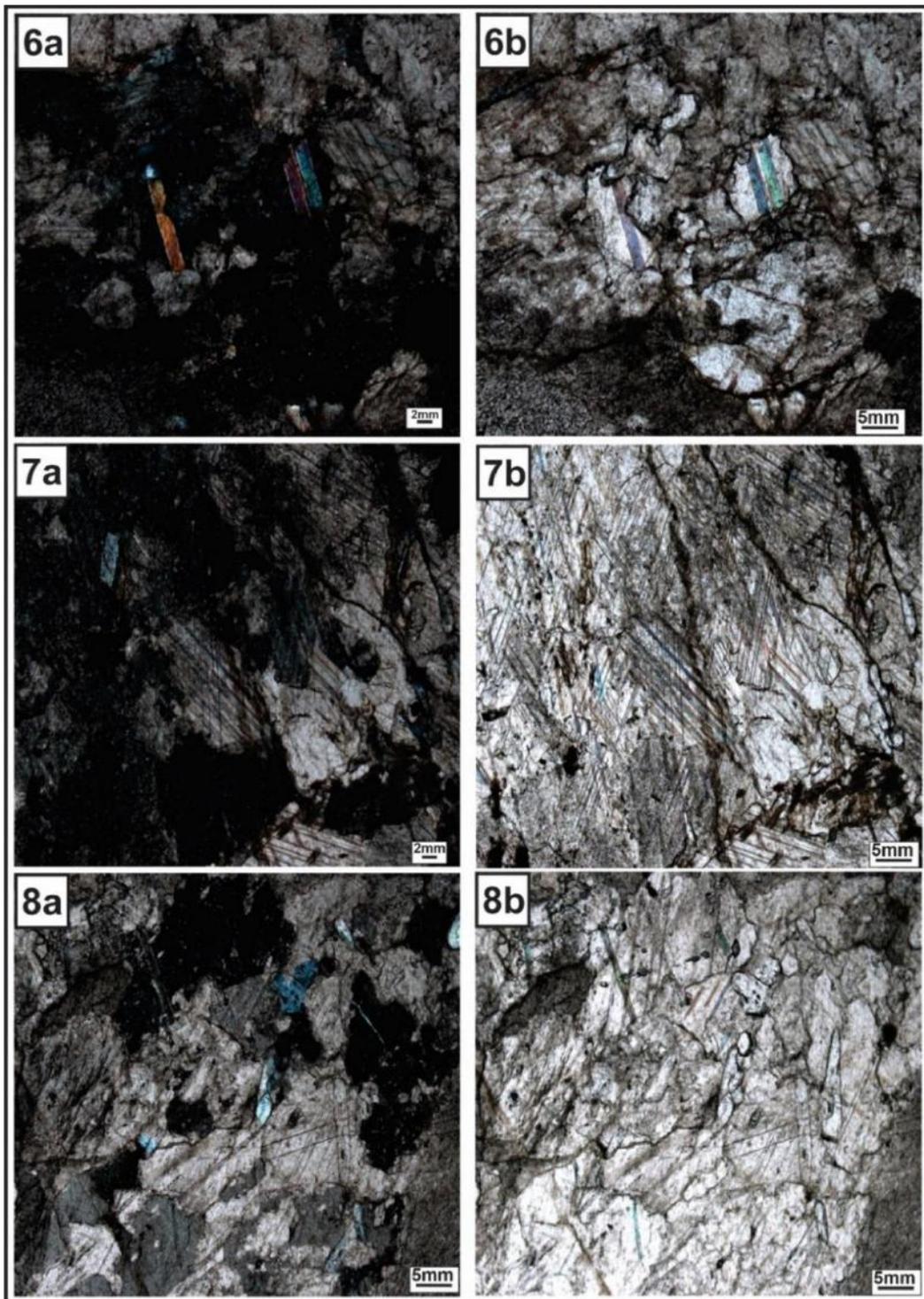


Figura 9.4: Fotomicrografia dos carbonatitos do SW de Angola, seções delgadas dos metacarbonatitos estudados: (6a e 6b) notar a calcita a NC, na posição de extinção, mostrando maclas, que são estas bandas retilíneas paralelas e coloridas. Pode haver 2 conjuntos de maclas em um cristal, com cristal de Apatita. (7a e 7b) acarbonatito com uma matriz composta por carbonato biotita, minerais opacos e pórfiros de apatita. Apatita-Biotita-Flogopita Metacarbonatito com bandamento composicional marcado pela concentração de minerais opacos. Carbonatito Silicificado com uma matriz composta por quartzo, minerais opacos, calcita exibindo a típica clivagem biotita e porfiroclastos de apatita, luz plana e polarizada, respectivamente.

TABELA PETROGRÁFICA COM SINTESE DAS LAMINAS DO SW DE ANGOLA

ROCHAS ÍGNEAS do SW de Angola				
AMOSTRA	MINERAIS	TEXTURA/ESTRUTURA	CARACTERÍSTICAS ESPECIAIS	PROTÓLITO
QUI-2A	Plg (40%), qtz (30%), Felds (10%), bt (8%), ap, tit, ap, ser, zr, hbl (12%).	Granoblástica de granulação média, Maciça,	Microclina e quartzo, anédricos, fraturados, com extinção ondulante. Plagioclásio, apresenta geminação polissintética; Bt c/ pleocroísmo verde pálido a amarronzado; Feldspatos sericitizados; Orientação mineral pouco definida.	Granodiorito
QUI-2B	mcr (40%), qtz (25%), plg (10%), bt (3%), hbl (2%), ap, zr, cl	Granoblástica, de granulação média, estrutura maciça.	Minerais félsicos muito fraturados, c/ extinção ondulante. Alguns veios de minerais félsicos recristalizados Poucos máficos (hbl e bt) em maior grau de alteração (parcialmente cloritizados).	Granodiorito
QUI-1A	mcr (40%), plg(25%), qtz (24%), bt (11%), zr, ap, oxf, ser.	Granoblástica, foliada.	Minerais félsicos anédricos e fraturados; Biotita de pleocroísmo verde musgo, levemente orientada; Sericitização nos feldspatos.	Monzogranito
QUI-3C	mcr (40%), qtz (35%), plg (20%), bt (3%), hbl (2%), ap, tit, zr, ser, oxf.	Granoblástica de granulação média, maciça.	Minerais félsicos anédricos e c/ extinção ondulante -Textura mirmequítica em alguns grãos de plagioclásio; Sericitização pelas fraturas dos feldspatos; -Biotita em curtas plaquetas de cor verde pálida; Hornblenda verde oliva, anédrica e fraturada.	Dique Lamprofiro
BONGA	cal(48%), apat (30%), olv (27%), flg (2%), mag (3%), zr, ap, ser, tit, op.	Granulação média, maciça.	Minerais de quartzo, recristalizados e c/ extinção ondulante; o quartzo substitui parcialmente o carbonato os quartzos recristalizado com variados pontos tríplices. Os porfiroclastos de apatita exibem raros subgrãos e fraturas preenchidas por mica branca, minerais opacos e carbonato	Carbonatitos

Tabela 2: Classificação e nomenclatura simplificada dos dados petrográficos das laminas analisadas do SW de Angola.

6.3- GEOCROLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO

Este capítulo apresenta estudos geocronológicos pelo método U-Pb sobre amostras do SW de Angola visando determinação das idades. Foram selecionadas três amostras dos granitoides eburneados para datação e correlação com o Dominio Tectônico do Cabo Frio (amostra QUI-2A; NAM-10A NAM-10B). Os resultados isotópicos U-Pb para cada amostra analisada estão na tabela em anexo. Os resultados foram filtrados de modo que fossem descartadas as análises com mais de 5% de discordância. Abaixo seguem as descrições individualizadas dos resultados de cada amostra.

6.3.1. AMOSTRA NAM-10A

Os cristais de zircão são castanho claro, transparentes a translúcidos que se dispõem em forma de blocos até oblatos, geralmente de ~100-150 mm na dimensão mais longa. A imagem em catodoluminescência (CL) mostra zoneamento concêntrico, magmático, bem desenvolvido, com tendência à área de CL escura mais próxima das margens externas. Um número significativo de grãos mostra “núcleos”, mas não está claro se estes são o resultado de crescimento coevo, episódico ou herdados de grãos mais antigos. Apesar de mostrar uma faixa de discordância ou perda de Pb, a maioria (13/14) das análises plota como um grupo, definindo uma idade de concórdia de $1800,4 \pm 6,6$ Ma (probabilidade de concordância = 0,586; probabilidade de equivalência = 0,15; MSWD = 1,3). A regressão de todos os dados fornece uma idade de intercepto superior de $1800,0 \pm 5,7$ Ma (limites de confiança de 95%; MSWD = 0,93; probabilidade de ajuste = 0,55). Os dados sugerem que esta é uma população coeva de zircões com idade magmática de ~1800 Ma. Nenhuma herança significativamente mais antiga foi detectada. (Fig 9.5)

O intercepto inferior da discordância é gerado a partir da perda de chumbo dos cristais, cuja interpretação é relacionada a um evento metamórfico. O intercepto superior fornece a idade de cristalização da rocha e o intercepto inferior está relacionado a um evento posterior. metamorfismo.

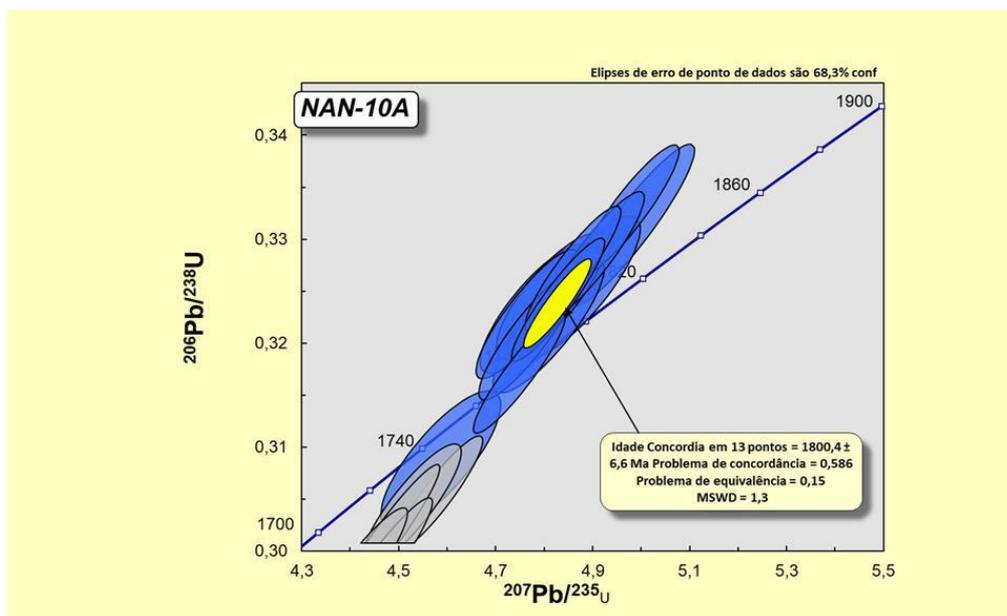


Figura 9.5: Diagrama de concórdia U-Pb da amostra NAM-10A com 95% de concordância para todas as idades dos grãos de zircão magmático cujo intercepto superior é 1800 Ma.

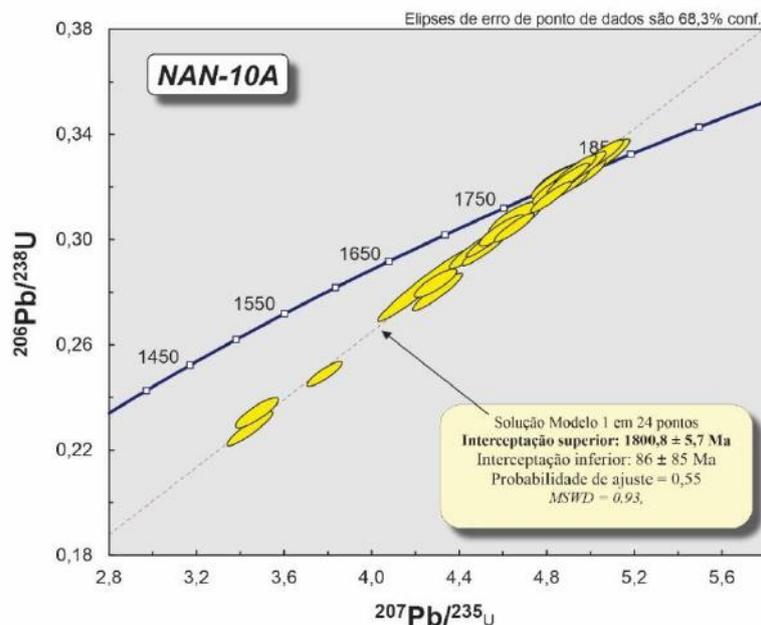


Figura 9.6: Diagrama de concórdia da amostra NAM-10A com 95% mostrando idade de cristalização dos granitoides da região SW de Angola, mostrando idade de intercepto superior.

6.3.2. AMOSTRA NAM-10B

Esta amostra foi coletada na estrada que liga Lubango a Namibe, trata-se de granito de granulação média a grossa, com níveis com presença de epidoto e granada.

Aproximadamente vinte e seis *spots* foram analisados no SHRIMP em 24 grãos diferentes, a maioria das análises foi localizada nas áreas de baixo U em grãos de zircão zonado, com algumas análises feitas nas áreas centrais de crescimento para testar núcleos herdados. (Fig 9.7)

Em comparação com a amostra NAM-10A, estes são grãos de zircão relativamente grandes, de até ~400 μm. Os grãos de zircão têm formas euédricas, em forma de blocos até alongados, e vão de quase incolores a vários tons de marrom. Internamente, a imagem de CL revela grãos compostos quase exclusivamente por zoneamento composicional oscilatório magmático, variando de brilhante, branco (= baixo U) a muito escuro (= alto U).

A maioria das análises se agrupa em torno de concórdias, com outras em uma discórdia curta com até 21% de discordância. Com exceção de uma análise (12.1), todos os dados parecem estar de acordo com uma única população coeva dando uma idade de interceptação superior de $1792,56 \pm 6,3$ Ma (MSWD = 0,32; probabilidade de ajuste = 0,999). Uma idade média ponderada de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em 25 das análises dá $1791,3 \pm 5,2$ Ma (MSWD = 0,33; probabilidade = 1,0), (Fig 9.9).

Os cristais de zircão desta amostra parecem ser de uma única população magmática. A única análise (12.1) excluída do cálculo de idade acima tem uma idade U-Pb aparentemente mais velha, o que pode ser uma fase herdada, embora seu alto teor de Pb comum possa indicar alguma incerteza analítica no cálculo da idade.

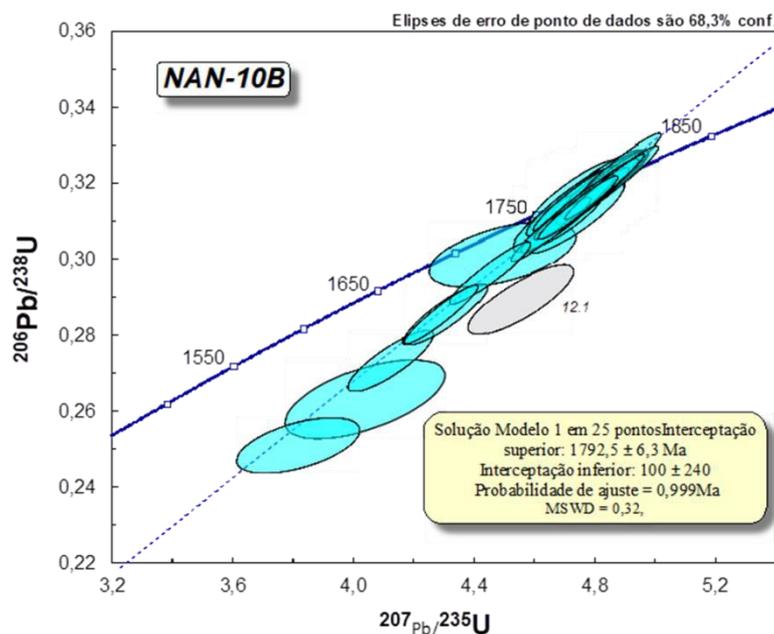


Figura 9.7: Diagrama concórdia U-Pb SHRIMP da amostra a idade concórdia $1791,3 \pm 5,2\text{Ma}$, interpretada como a idade de cristalização dos granitoides, idade de intercepto superior.

6.3.3. AMOSTRA QUI-2A

Esta amostra foi coletada no afloramento em um corte de estrada, no município do Quilengues, no sul de Lubango. Trata-se de um granodiorito com lentes de minerais máficos (biotita e anfíbólio), apresenta foliação bem marcada à foliação incipiente e com enclave.

Desta amostra, vinte e sete pontos em 23 zircões diferentes foram analisados para datação U- Pb (Tabela 3). Os grãos de zircão desta amostra são castanhos-claros, semitranslúcidos e de forma subédrica a anédrica. A maioria dos grãos mostra um leve arredondamento ou reabsorção das terminações e bordas piramidais. A imagem de catodoluminescência (CL) revela um zoneamento oscilatório, magmático, bem desenvolvido. Algumas pequenas áreas centrais mostram relações transversais com o padrão geral de zoneamento magmático e isso pode ser indicativo da presença de núcleos herdados.

Em um diagrama concórdia a maior parte dos dados apresenta-se concordante ou apresenta discordância <10%. Quatro análises (1.2, 11.1, 15.1 e 23.2) são altamente discordantes, mas ainda caem dentro da tendência geral de discórdia. A partir desta tendência é obtida uma idade de intercepto superior de $1983,6 \pm 3.9\text{ Ma}$ (95% limite de confiabilidade; MSWD = 1.18; probabilidade de ajuste = 0.25). (Fig 9.8).

Os *spots* de SHRIMP foram majoritariamente situados em zonas de crescimento magmático. Alguns poucos “núcleos” estruturais também foram analisados para investigar a presença de conteúdo herdado remanescente, porém nenhuma idade significativamente mais antiga foi encontrada.

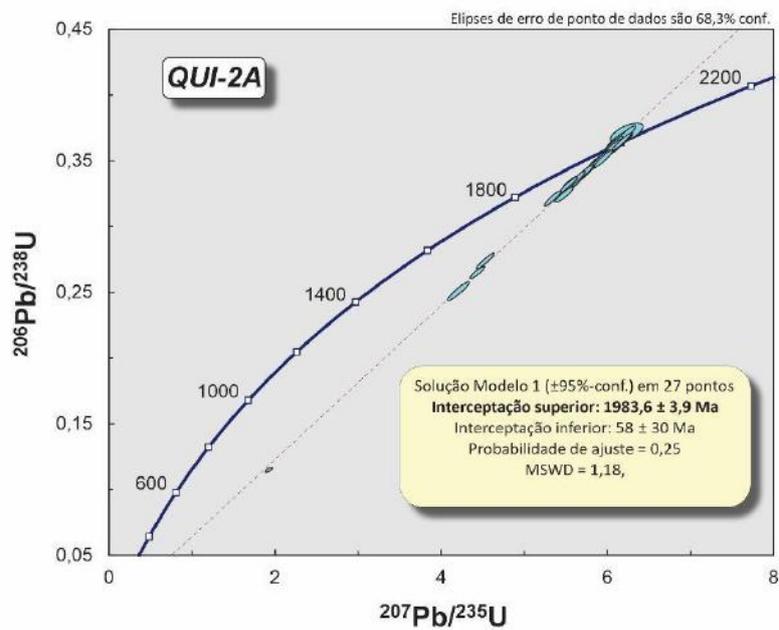


Figura 9.8: Diagrama concórdia dos granodiorito do SW de Angola, destacando as idades e intercepto superior.

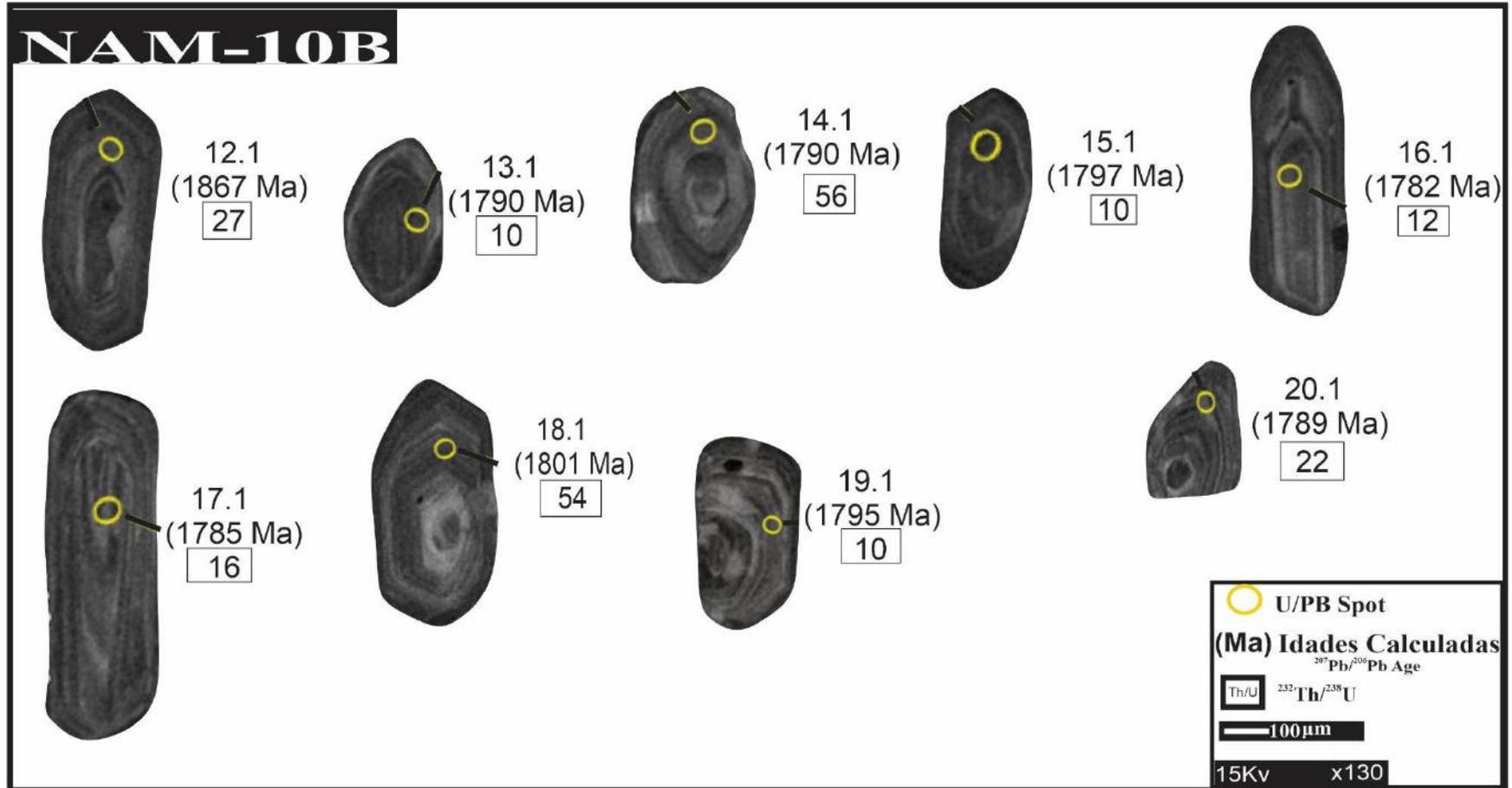


Figura 9.9: Imagens de catodoluminescência selecionadas dos grãos de zircão da amostra, NAM-10B os círculos amarelos representam os pontos analisados com suas respectivas idades de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; b), (círculos amarelos, spot 30 µm), indicam aproximadamente as posições e os diâmetros dos furos (spots).

8 – DISCUSSÃO

8.1. Estratigrafia da Região de SW de Angola

As unidades litoestratigráficas do sudoeste de Angola cidade de Lubango foram resumidas da seguinte maneira (da inferior para a superior):

1° - Formação Tundavala: Esta sequência basal do Grupo Chela tem uma espessura de 20 a 80m e consiste em conglomerado local, quartzítico-arenítico, por vezes arenitos feldspáticos com intercalações vulcânico-clásticas grão fino vermelho. A micro-laminação cruzada é comum.

2°- Formação Humpata: assenta em paraconformidades com os arenitos da Tundavala; esta sequência consiste em rochas vulcanoclásticas ácidas cinza-esverdeadas e granuladas com dois leitos de tufo vulcânicos vermelho (doleritos) na base e no topo. Os afloramentos vulcano-clásticos, são extremamente finos, altamente siliciosos e parecem espécimes de cherte em amostra de mão. As rochas apresentam estratificação visível, exibindo estruturas sedimentares bem preservadas e frequentemente marcas de ondulação. Essas características atestam a origem subaquática da sucessão piroclástica, enquanto as estruturas de fluxo ignimbrítico no tufo vermelho superior podem indicar deposição acima do nível do mar.

3° Formação Bruco: Um limite nítido separa esta unidade vulcano-sedimentar mista, Formação Humpata. A parte basal é conglomerática em alguns lugares e a origem intrabasal dos clastos (em grande parte do horizonte vulcânico-clástico silicioso vermelho superior da sequência de Humpata) sugere uma menor inconformidade erosiva. O membro rudito basal é revestido por arenitos que podem se sobrepor directamente nos vulcânicos de Humpata e que contêm um leito característico e persistente de tufo lapilítico. Os arenitos são cruzados e a sequência como um todo possui características que sugerem um ambiente fluvial de deposição. **(Fig 9.10)**

4° Formação Cangalongue: Esta unidade constitui o topo do Grupo Chela e tem uma espessura máxima de 72 metros. O contacto mais inferior com a Formação Bruco é transitório, e o limite é traçado entre os xistos e os calcários da sequência. Rochas e calcários lutíticos cinzentos com intercalações finas de arenitos e arenitos altamente ferruginosos na parte inferior são revestidos por arenitos vermelhos e xistos siltosos vermelhos. O limite superior é definido por uma acentuada descontinuidade litológica entre lutitos vermelhas e rochas carbonatadas sobrepostas da Formação Leba. O estudo regional de Correia (1976) sugere um intervalo de tempo significativo entre essas unidades, para que uma paraconformidade possa ser inferida no topo do Grupo Chela.

5° Formação Leba: a camada superior foi separada do Grupo Chela devido à sua litologia contrastante e ao intervalo de tempo inferido referido acima. As rochas da Formação Leba são interpretadas como um biostroma estromatolítico formado em um ambiente plano de maré, que após a elevação, sofreu fossilização e karstificação.

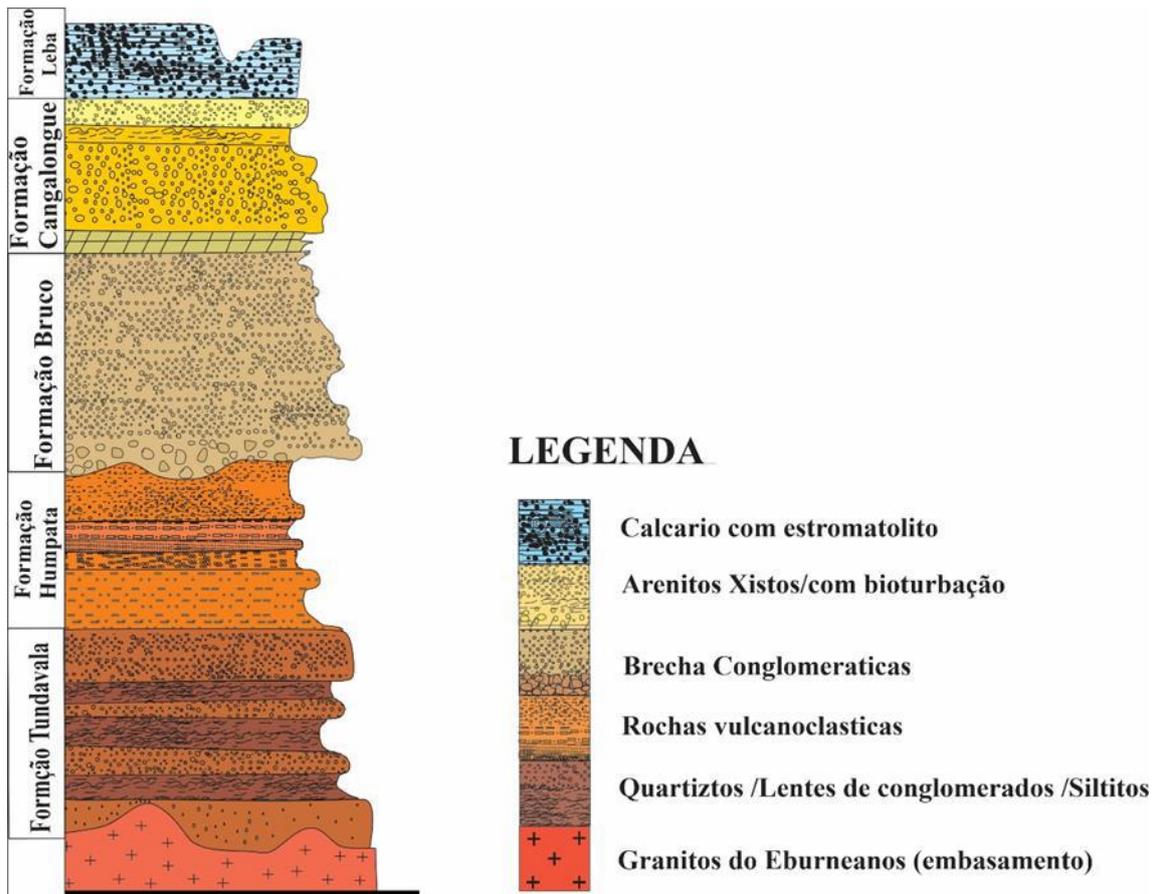


Figura 9.10 : Coluna estratigráfica para a área de estudo mostrando os principais unidades da região de Lubango, mostrando as principais unidades geológicas da área.

8.2. EMBASAMENTO OROSIRIANO-STATERIANO DO SW DE ANGOLA

O sudoeste de Angola, é constituído principalmente pela ocorrência de rochas pertencentes ao embasamento cristalino sobre as quais repousam, em discordância angular os sedimentos da bacia sedimentar do Namibe. Ocorrendo sobre as rochas do embasamento como sobre os sedimentos da bacia do Namibe, encontra-se o pavimento detritico, e as areias, do deserto do Namibe.

O embasamento da área de estudo está constituído por granitos porfiroblásticos, compostos por feldspatos alcali, biotita e quartzo , as rochas ígneas intrusivas são essencialmente granitóides, onde o maior representante são granitos, da fácies biotítica porfiroblástica e dioritos como rochas associadas.

O embasamento do Escudo de Angola é atravessado por muitos membros plutónicos de composição alcalina, máfica e ultramáfica. Os membros máficos plutónicos no Escudo de Angola os quais localizam-se ao longo da faixa movel, sudoeste, não receberam atenção em termos de estudos petrológicos e geoquímicos detalhados.

O intervalo de idade aqui obtido, entre 1.9 e 1.8 Ga, compreende a transição dos periodos Orosiriano e Stateriano (do final do Eon Paleoproterozoico). No lado brasileiro, a unica porção volumosa de crosta continnetal com essa idade é o Dominio Tectônico do Cabo Frio (DTCF - Fig. 4.2), localizado no SE da Faixa Ribeira, estado do Rio de Janeiro. Os

terrenos que perfazem Craton de São Francisco e os inliers de embasamento da Faixa Ribeira são mais antigos, do intervalo de 2.2 a 2.0 Ga (Schmitt et al., 2016).

Em comparação com o DTCT, os granitoides orosirianos (eburneanos) não são afetados pelo magmatismo/deformação/metamorfismo do ciclo brasileiro-pan-africano, do Criogeniano ao Ediacarano, adentrando o Cambriano. Desta forma, a região SW de Angola faz parte do Craton de Angola, considerado por muitos na literatura como parte do grande Craton do Congo (Fig.4.1).

Na área deste estudo observou-se que esses granitoides orosirianos-staterianos intrudem complexos de rochas supracrustais de alto grau metamórfico, datadas do Arqueano. Essas idades arqueanas foram registradas em anticristais de zircão nos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos no DTCT (Schmitt et al., 2016).

9-CONCLUSÃO

Com base nos dados petrológicos e geocronológicos discutidos acima é possível concluir que a geologia do sudoeste de Angola consiste em rochas do embasamento orosiriano cristalizadas no intervalo de 1983-1800 Ma, obtido a partir de datações U-Pb em zircão. A descrição dessas unidades graníticas e a idade obtida permitem uma correlação direta com o Complexo Região dos Lagos, aflorante no Domínio tectônico do Cabo Frio (DTCF) terreno mais a sudeste na margem continental brasileira.

Essa correlação corrobora com hipótese já apresentada em muitos outros trabalhos de petrologia e geocronologia no embasamento cristalino das margens conjugadas do sudeste do Brasil e SW de Angola. Isto mostra uma implicação tectônica singular, em que o rifteamento que gerou a crosta oceânica do Atlântico separou a borda do bloco de Angola (Craton do Congo), deixando-a no lado brasileiro.

Além das unidades do Paleoproterozoico, descreveu-se neste trabalho as rochas ígneas do Cretáceo-Cenozoico que intrudem esse embasamento em Angola. Recomenda-se que sejam realizados mais estudos de petrologia, geocronologia acoplados a geologia estrutural e mapeamento geológico em Angola, a fim de aprofundar os estudos de correlação.

10-REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, J., DIOS, F., MOHRIAK, W. U., VALERIANO, C. D. M., HEILBRON, M., EIRADO, L. G., & TOMAZZOLI, E. Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil–SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. *Geological Society, London, Special Publications*, 369(1), 11-40, 2013.

ALVES, C.A.M.; MACEDO, J. R. Petrografia da região do Munhino (área de Caraculo, distrito de Moçamedes). 2. Rochas do complexo granítico. *Garcia Orta*, 13(2):259-266, 1965.

ALKMIM, F. F. et al. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 2006.

ALKMIM, F. F. et al. SOBRE A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO ARAÇUAÍ-CONGO OCIDENTAL. *Geonomos*, 2013.

ALKMIM, F. F.; BRITO NEVES, B. B.; CASTRO ALVES, J. A. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco – Uma Revisão. *SBG, II Simpósio cráton São Francisco e suas faixas marginais.*, v. Publicação, n. Atas, p. 45–62, 1993.

ALKMIM, F.F., MARSHAK, S. PEDROSA-SOARES, A.C., PERES, G.G., CRUZ, S.C.P. & WHITTINGTON, A. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149: 43-63. 2006.

ANDRADE, M. M. Rochas graníticas de Angola. *Mem. Junta Miss. Geog. Invest. Ultramar, Sér. Geol.* 4, 464p, 1954.

ARAÚJO, A. G.; PEREVALOF, O. V.; JUKOV, R. A. (coord.). *Carta Geológica de Angola*. Instituto Nacional de Geologia. Escala 1:1.000.000, 1988.

Ashwal, L. D., & Twist, D. (1994). The Kunene complex, Angola / Namibia: a composite massif, type anorthosite complex. *Geological Magazine*, 131, 579-591.

BUTA-NETO, A. Analyse des interactions tectonique salifère – sédimentation gréseuse carbonate albienne dans le bassin onshore de Benguela (Marge sud angolaise). In: Unpublished PhD thesis, Université de Bourgogne, Dijon, France, 180 pp. 2006.

BONDO, H. F. F. Litoestratigrafia e Modelo Sedimentar da Bacia do Cuanza (NW de Angola). *Dissertação de Mestrado em Geologia, Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, 2014.

BURKE, K. and GUNNEL, Y. The African erosion surface: A continental-scale synthesis of Geomorphology, tectonics, and environmental change over the past 180 million years. The Geological Society of America, Memoir, 201, Boulder, Colorado, USA, 65p. 2008.

CARVALHO, H. (1983) – Notice explicative préliminaire sur la géologie d'Angola. Instituto de Investigação Tropical, Sér. Géol. Lisboa, 6, p. 15-30.

CARVALHO, H. (1993) – The Precambrian of SW Angola and NW Namíbia. Com. Inst. Inv. Cient. Tropical, Lisboa, 4, 38 p.

Carvalho, H., Alves, P., 1990. Complexo Gabro-anortosita do SW Angola/NW Namíbia. Notas sobre a geologia geral. Um ensaio de interpretação genética. Comunicações do Instituto de Investigação Científica Tropical, Série Ciências da Terra n° 2, 66 pp.

CARVALHO, H. Breves considerações de natureza geológica e de cronologia absoluta sobre as rochas do soco antigo (Arqueano) de Angola. Boletim Geológico de Portugal 22, 307-314.1983.

CARVALHO, H.; TASSINARI, C. C. Idades do magmatismo granítico da região de Caraculo-Bibala (SW de Angola) e suas implicações na correlação geológica com o Cinturão Ribeira no Sudeste do Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, 22(2), 73-81, 1992.

CARVALHO, H., TASSINARI, C., ALVES, P. H., GUIMARÃES, F., & SIMÕES, M. C. Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. **Journal of African Earth Sciences**, 31(2), 383-402, 2000.

Castaing, C., Feybesse, J. L., Thiéblemont, D., et al. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks. *Precambrian Research*, 69(1-4) (1994), 327-344.

CORREIA, H. O grupo Chela ea formação Leba como novas unidades litoestratigráficas resultantes da redefinição da " Formação da Chela" na região do planalto da Humpata (Sudoeste de Angola). **Bol. Soc. Geol. Portugal**, vol. 20, pp 65 – 130, 1976.

Coney, P. J., Jones, D. L., Monger, J. W. H. (1980).Cordilleran Suspect Terranes. *Nature*, 288, 329-331.

CHAVEZ, P. S., JR. (1996) – Image-based atmospheric corrections – Revisited and Improved. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 62, P. 1025-1036.

Defant, M.J. and Drummond, M.S. (1990) Derivation of Some Modern Arc Magmas by Melting of Young Subducted Lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.

DELOR, C., THEVENIAUT, H., CAGE, M., PATO, D., LAFON, J.-M., BIALKOWSKI, A., ROOIG, J.-Y., NETO, A., CAVONGO, M. & SERGEEV, S. (2008) – New insights into the Precambrian geology of Angola: basis for an updated lithochronological framework at 1:2000000 scale. 22nd Colloquium of African geology. Hammamet – Tunisia, p. 52-53.

FEIO, MARIANO. A evolução da escadaria de aplanções do sudoeste de Angola. Garcia da Orla, volume 12, n 2, 369p, Lisboa. 1964.

FEIO, MARIANO. O Relevo do sudoeste de Angola. Junta de Investigação Científica do Ultramar, Lisboa, 356p. 1981.

FERREIRA DA SILVA, A. (2009) – A geologia da República de Angola desde o Paleoarcaico ao Paleozóico Inferior. *Boletim de Minas*, 44, p. 99-162.

GUIRAUD, M., BUTA-NETO, A. & QUESNE, D. Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 1040–1068. 2010.

GOLÇALVES, Antônio Olímpio. Geologia de Angola. Universidade Agostinho Neto, Departamento de Geologia. Luanda, 2012.

GONÇALVES, A.O: Caracterización mineralógica, geoquímica y petrogénicas de las pegmatitas graníticas de Girauil, Namibe - Angola. Tese de Doutorado apresentado a Universidade de Zaragoza, 2009.

HUDEC, M. R., and M. P. A. JACKSON. Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 114, 1222 – 1244. 2002.

HUDEC, M. R., and M. P. A. JACKSON. Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola: Salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin, *AAPG Bull.*, 88, 971 – 990. 2004.

JACKSON, M. P. A. & HUDEC, M. R. The great West African Tertiary coastal uplift: fact or fiction? A perspective from the Angolan divergent margin. *Tectonics*, 24. 2005.

K. Drüppel , S. Littmann , RL Romer , M. Okrusch Petrologia e geoquímica isotópica do anortosito Mesoproterozóico e rochas relacionadas do Complexo Intrusivo do Kunene, Noroeste da Namíbia
Pesquisa pré-cambriana , 156 (2007) , pp . 1-31.

KORPERSHOEK, H. R. (1964a) – The Geology og Degree Sheet Sul B-33/H-N (Noqui-Tomboco), Bol. Serv.Geol. Min. Angola, Luanda, 9-10, pp. 1-183 e 1-99.

(1964b) – Carta Geológica de Angola na escala 1/250.000. Notícia Explicativa da Folha Sul B- 33/H-N (Noqui-Tomboco), Serv. Geol. Min. Angola, Luanda.

(1970) – Geology of the Cassinga north area; explanatory note of the 1/50,000 geological map, Rel. inéd. Comp. Min. Lobito, Div. Prosp. Cassinga, Jamba.

(1974) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 73 (Nambuanguo), Serv. Geol. Min. Angola, Luanda, 33 pp.

(1984) – The geology of the Cassinga district (Angola) and its potential as compared to that of the Serra dos Carajás (Brazil), 33o Cong. Bras. Geol., Soc. Brasil. Geol. Rio de Janeiro.

KRÖNER, A. (1974) – Report on field work in Angola, 10th and 11th annual reports (1973 and 1973), pp. 74-76 and 98-103.

KRÖNER, A. (1977) – The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction, Prec. Res., Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 4, pp. 163-213.

KRÖNER, A. & CORREIA, H. (1980) – Continuation of the Pan African Damara belt into Angola: A proposed correlation of the Chela group in southern Angola with the Nosib group in northern Namíbia (S. W. A.), Trans. Geol. Soc. South Afr., 83, pp.5-16.

KRÖNER, A.; HALPERN, M. & JACOB, R. E. (1978) – Rb-Sr geochronology in favour of polymetamorphism in the Pan African Damara belt of Namíbia (South West Africa), Geol. Rdsch., 67, pp. 688-70.

Margottini (Eds.), Engineering Geology for Society and Territory, Preservation of Cultural Heritage, 8 (pp. 311-316). doi:10.1007/978-3-319-09408-3_54. Switzerland: Springer Publishing.

MARQUES, M. M. (1977) – Esboço das unidades geomorfológicas de Angola (2a aproximação). Inst. Inv. Cient. Tropical, Garcia de Orta, Sérv. Geol., Lisboa, 2, p. 41-43.

MATIAS, D. N. (1980) – Carta Geológica de Angola à escala 1:1000000 (folha 3). Instituto Geográfico Cadastral.

Morais, E. (2016). Fenda da Tundavala. (Unpublished manuscript). 3p. Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade Agostinho Neto. Luanda.

Morais, E., Sigigoi, S., Mayer, A., Mucana, A., & Rufino Neto, J. (1998). The Kunene gabroanorthosite complex: preliminary results on new field and chemical data. African Geosciences Review, 5, 485-498.

Moulin, M., 2003. Etude géologique et géophysique des marges continentales passives: exemple du Zaïre et de l'Angola, Ph. D Thesis, Univ de Bretagne Occidentale, Brest, vol. 2, pp. 32. <http://www.ifremer.fr/docelec/doc/2003/these-82.pdf>

Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Contrucci, I., Matias, L., Géli, L., Klingelhoef, F., Nouzé, H., Réhault, J.-P., 2005. Geological constraints on the evolution of the Angolan Margin based on reflection and refraction seismic data (Zaiango project). Geophysical Journal International 162, 793–810.

MPENGO, H., LOPES, F. C., PEREIRA, A. & MANTAS, V. (2011) – A detecção remota como suporte à caracterização morfo-estrutural do bordo ocidental do planalto da Huíla (SW de Angola). In: Neves, L. J. P. F., Pereira, A. J. S. C., Gomes, C. R. G., Pereira, L. C. G. & Tavares, A. O. (eds.). *Modelação de Sistemas Geológicos: Homenagem a M. M. Godinho*. Laboratório de Radioactividade Natural da Universidade de Coimbra, p. 253-265.

Pedro, E., Duarte, I., Varum, H. & Pinho, A. (2015). Characterization of adobes in the Central Plateau of Angola. In G. Lollino, D. Giordan, C. Marunteanu, B. Christaras, I. Yoshinori & C.

PEREIRA, E., TASSINARI, C. C., RODRIGUES, J. F., & VAN-DÚNEM, 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. **Comunicações Geológicas**, 2011.

QUESNE, D., BUTA-NETO, A., BENARD, D., & GUIRAUD, M. Distribution of Albian clastic deposits in the Benguela basin (Angola): evidence of a Benguela palaeocurrent? **Bulletin de la Societe Geologique de France**, 180(2), 117-129, 2009.

SCHMITT, R.S. 2001. Orogenia Búzios – Um evento tectono-metamórfico cambroordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira – sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, IG/UFRJ. 273p.

Schmitt R.S., Trouw R.A.J., Van Schmus W.R., Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research* 133: 29-61.

SILVA, L.C. O maciço gabro-anortosítico do SW de Angola. Universidade de Lisboa. **Rev. Da Faculdade de Ciências**, 2 sér., vol. XVII – Fasc. 1º, Lisboa, pp. 253-277, 1972.

SILVA, A. F. A geologia da República de Angola desde o Paleoarcaico ao Paleozóico Inferior, 2005.

SGA: Serviço Geológico de Angola. Notícia Explicativa da Carta Geológica à Escala de 1:100000. Luanda, 1992.

TORQUATO, Joaquim Raul. Geologia do sudoeste de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectónica de Angola. 1974. 261 p. Tese (Doutorado) - Curso de Geociências Geologia Geral e de Aplicação Pela Universidade, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1974.

TORQUATO, J. R., SILVA, A. T. S. F., CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. A evolução geológica do Cinturão Móvel do Quipungo no Ocidente de Angola. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 51, 133-143, 1979.

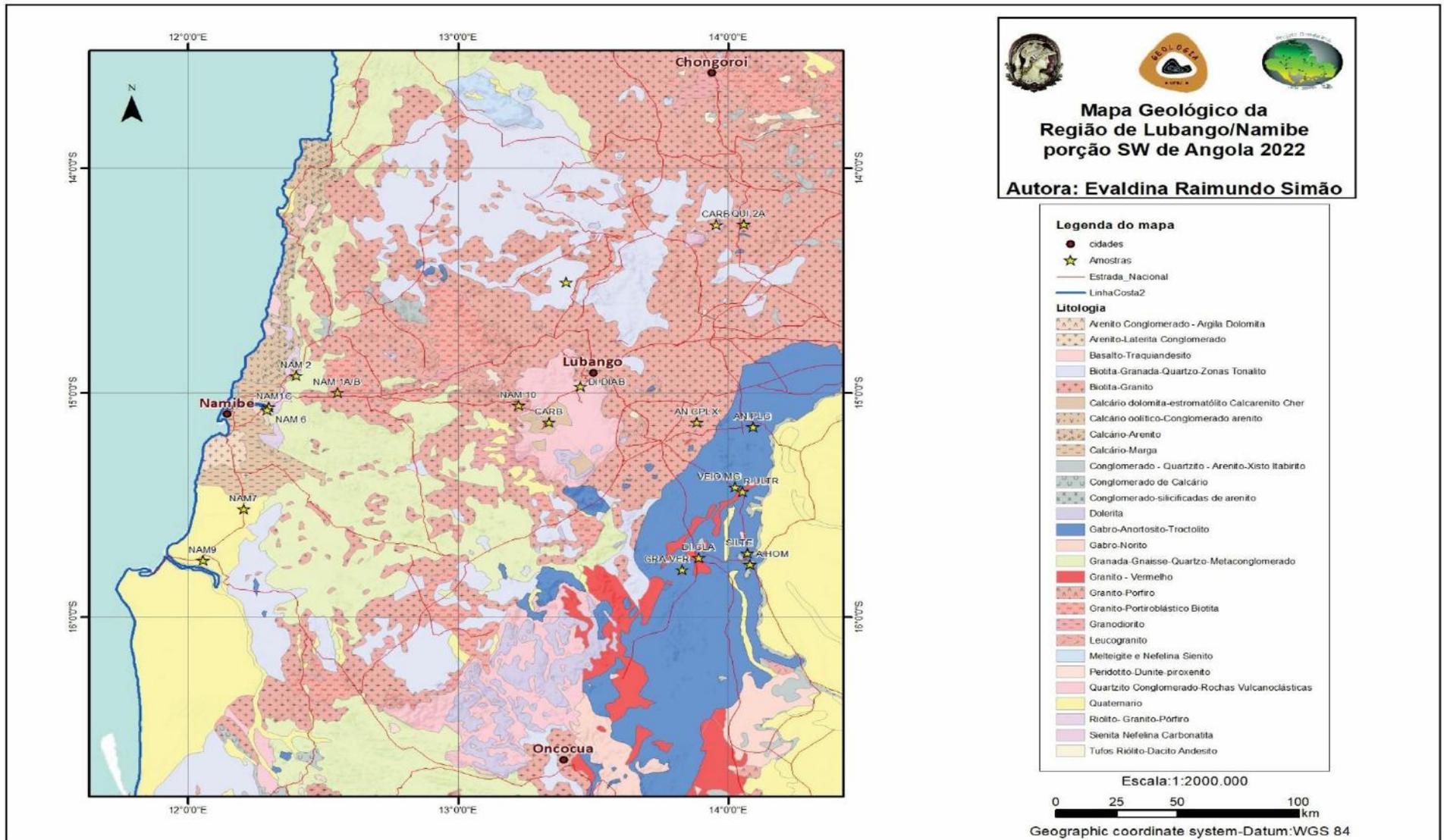
TORQUATO J. R.; FOGAÇA A. C. C. Correlação entre o supergrupo Espinhaço no Brasil, o grupo Chela em Angola e as formações Nasib e Khoabendus da Namíbia. **Anais** do simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais. Sociedade Brasileira de Geologia– Núcleo da Bahia, Coordenação da Produção Mineral, Salvador, p. 87-99, 1981.

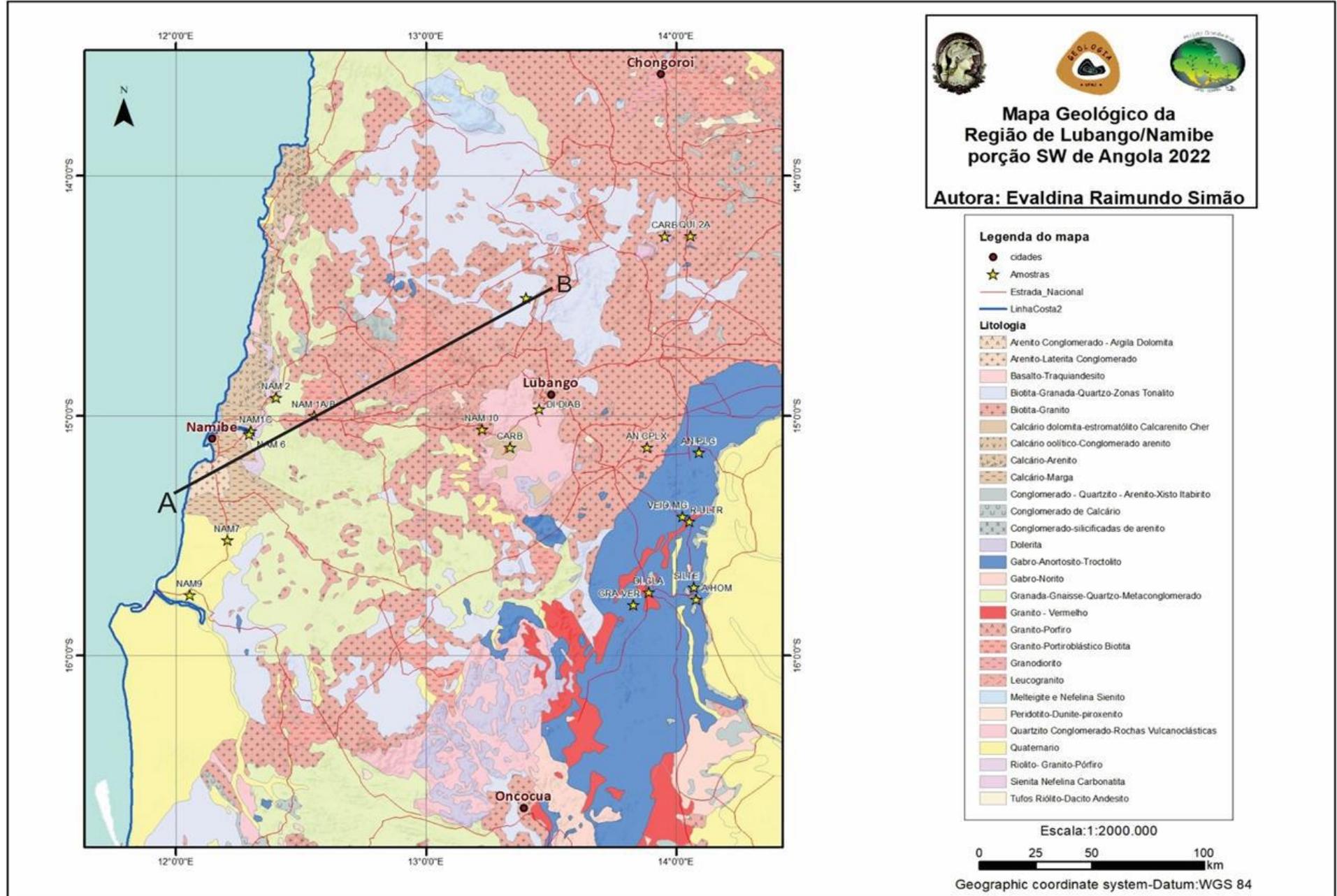
Torsvik, T. H., Rouse, S., Labails, C. & Smethurst, M. A. 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International*, 177.

TROMPETTE, R. (1994) *Geology of Western Gondwana*. Rotterdam, A. A. Bakelma. 350.

TROMPETTE, R. *Geology of western Gondwana (2000–500 Ma)*. In: *Panafrican/Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, 350 pp. 1996.

ZIMBRES, E. ; KA WASHITA, K. e VAN SCHUMS, W.R, Evidências de um núcleo transamazônico na região de Cabo Frio, RJ, e sua correlação com o Cráton de Angola, África, *An. XXXVI Congr. Bras. Geol.*: 2735-2743, 1990.

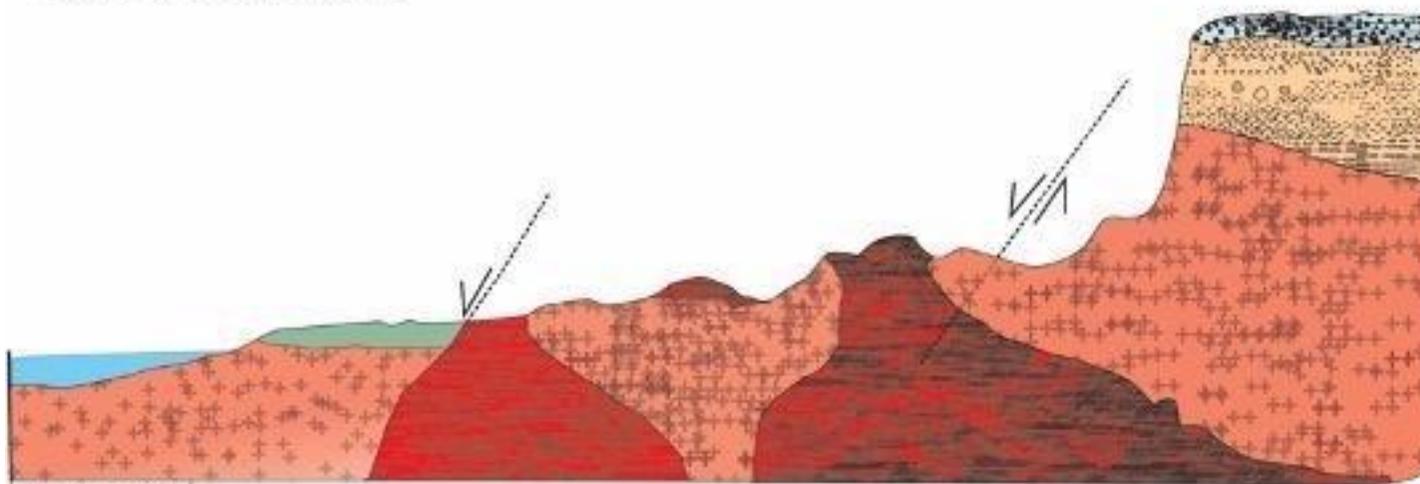




W**E**

Planície do Namibe

Humpata

**Legenda** Nível do mar Conglomerado(Cretáceo) Rochas Vulcanoclasticas
Grupo Chela Biotita-Granito Biotita Granito Porfiro Estromatolitos Grupo Chela

Resumo dos dados de zircão SHRIMP U-Pb para a amostra QUI-2A

Grain. Spot	% 206Pbc	ppm U	ppm Th	232Th /238U	±%	(1) ppm 206Pb*	(1) 206Pb /238U Age	(1) 207Pb /206Pb Age	% Dis-cordant	(1) 207Pb* /206Pb* ±%	(1) 207Pb* /235U ±%	(1) 206Pb* /238U ±%	err corr
QUI-1.1	0,05	229	209	0,94	0,34	64	1811 ±19	1990 ±10	+10	0,1223 0,55	5,47 1,3	0,324 1,2	0,91
QUI-1.2	0,10	319	220	0,71	0,36	75	1564 ±21	1951 ±9	+22	0,1196 0,52	4,53 1,6	0,274 1,5	0,94
QUI-2.1	0,08	249	220	0,91	2,10	73	1886 ±20	1983 ±9	+6	0,1218 0,52	5,71 1,3	0,340 1,2	0,92
QUI-2.2	0,07	286	231	0,83	0,33	79	1798 ±18	1961 ±9	+10	0,1203 0,48	5,34 1,3	0,322 1,2	0,92
QUI-3.1	0,03	397	445	1,16	0,30	124	2001 ±20	1997 ±7	-0	0,1228 0,38	6,16 1,2	0,364 1,2	0,95
QUI-4.1	0,02	280	216	0,80	0,33	87	1984 ±20	1983 ±8	-0	0,1218 0,45	6,05 1,3	0,360 1,2	0,94
QUI-5.1	0,02	281	360	1,32	0,32	85	1941 ±20	1994 ±8	+3	0,1226 0,46	5,94 1,3	0,351 1,2	0,93
QUI-6.1	0,06	367	320	0,90	3,36	105	1846 ±19	1969 ±7	+7	0,1208 0,41	5,53 1,2	0,332 1,2	0,94
QUI-7.1	0,02	160	103	0,66	0,40	50	1990 ±21	1985 ±10	-0	0,1220 0,58	6,08 1,4	0,362 1,2	0,91
QUI-8.1	0,03	233	214	0,94	0,62	74	2028 ±21	1983 ±9	-3	0,1218 0,49	6,21 1,3	0,370 1,2	0,93
QUI-9.1	0,00	185	164	0,92	0,37	56	1951 ±21	1990 ±10	+2	0,1223 0,55	5,96 1,4	0,353 1,2	0,91
QUI-10.1	0,06	273	317	1,20	0,32	80	1889 ±20	1979 ±9	+5	0,1216 0,48	5,71 1,3	0,340 1,2	0,93
QUI-11.1	0,27	199	140	0,73	1,04	43	1446 ±25	1972 ±13	+30	0,1211 0,72	4,20 2,0	0,251 1,9	0,93
QUI-12.1	2,24	118	86	0,75	0,42	38	2035 ±23	1980 ±28	-3	0,1216 1,57	6,22 2,0	0,371 1,3	0,64
QUI-13.1	0,03	206	237	1,19	0,34	64	1986 ±21	1994 ±9	+0	0,1226 0,51	6,10 1,3	0,361 1,2	0,92
QUI-14.1	0,18	173	180	1,07	0,85	49	1843 ±20	1980 ±12	+8	0,1216 0,69	5,55 1,4	0,331 1,2	0,87
QUI-15.1	1,45	532	420	0,82	0,84	53	712 ±8	1944 ±17	+67	0,1192 0,96	1,92 1,5	0,117 1,1	0,77
QUI-16.1	0,08	101	100	1,03	0,43	32	2003 ±23	1981 ±13	-1	0,1217 0,76	6,11 1,5	0,364 1,3	0,87
QUI-17.1	0,08	185	193	1,08	1,42	57	1974 ±21	1989 ±10	+1	0,1223 0,57	6,04 1,4	0,358 1,2	0,91
QUI-18.1	0,00	213	156	0,76	0,36	64	1943 ±20	1985 ±8	+2	0,1220 0,48	5,92 1,3	0,352 1,2	0,93
QUI-19.1	0,10	162	119	0,76	0,39	50	1993 ±21	1982 ±11	-1	0,1218 0,62	6,08 1,4	0,362 1,2	0,90
QUI-20.1	0,03	217	156	0,74	0,36	68	1990 ±21	1978 ±9	-1	0,1215 0,49	6,06 1,3	0,362 1,2	0,93
QUI-21.1	0,05	307	321	1,08	2,36	88	1854 ±19	1973 ±15	+7	0,1211 0,83	5,56 1,4	0,333 1,2	0,82
QUI-22.1	0,00	204	178	0,90	0,36	64	2001 ±21	1998 ±9	-0	0,1228 0,49	6,17 1,3	0,364 1,2	0,93
QUI-22.2	0,09	337	233	0,71	0,33	97	1868 ±19	1975 ±8	+6	0,1212 0,44	5,62 1,3	0,336 1,2	0,94
QUI-23.1	0,04	132	129	1,01	0,80	40	1932 ±21	1986 ±11	+3	0,1220 0,64	5,88 1,4	0,349 1,3	0,89
QUI-23.2	0,29	394	198	0,52	0,89	90	1518 ±16	1972 ±9	+26	0,1210 0,52	4,43 1,3	0,265 1,2	0,91

Os erros são 1-sigma; Pbc e Pb* indicam as porções comum e radiogênica, respectivamente.

O erro na calibração padrão foi de 0,38% (não incluído nos erros acima, mas necessário ao comparar dados de diferentes montagens).

(1) Pb comum corrigido usando 204Pb medido

(2) Pb comum corrigido assumindo concordância de idade 206Pb/238U-207Pb/235U

Resumo dos dados de zircão SHRIMP U-Pb para a amostra NAM-10A

Grain.Spot	% 206Pbc	ppm U	ppm Th	232Th /238U	±%	(1) ppm 206Pb*	(1) 206Pb /238U Age	(1) 207Pb /206Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) 207Pb* /206Pb*	±%	(1) 207Pb* /235U	±%	(1) 206Pb* /238U	±%	err corr
1,1	0,05	163	193	1,22	0,36	45	1788 ±20	1795 ±12	+0	0,1097	0,65	4,84	1,4	0,320	1,3	0,89
2,1	0,10	359	511	1,47	0,31	93	1694 ±23	1793 ±9	+6	0,1096	0,48	4,54	1,6	0,301	1,5	0,95
3,1	0,30	141	197	1,44	0,36	39	1801 ±20	1785 ±16	-1	0,1091	0,87	4,85	1,5	0,322	1,3	0,82
3,2	0,13	69	48	0,72	0,51	18	1731 ±21	1793 ±19	+4	0,1096	1,06	4,66	1,8	0,308	1,4	0,80
4,1	0,04	150	229	1,58	0,83	42	1840 ±25	1814 ±12	-2	0,1109	0,65	5,05	1,7	0,330	1,6	0,92
5,1	0,07	143	125	0,90	1,17	35	1610 ±18	1794 ±14	+12	0,1097	0,76	4,29	1,5	0,284	1,3	0,86
6,1	0,02	129	146	1,17	0,79	34	1709 ±19	1795 ±13	+5	0,1097	0,73	4,59	1,5	0,304	1,3	0,87
7,1	0,07	254	305	1,24	0,32	65	1678 ±23	1806 ±10	+8	0,1104	0,56	4,52	1,7	0,297	1,6	0,94
8,1	0,08	77	42	0,56	0,54	21	1811 ±22	1807 ±17	-0	0,1105	0,96	4,94	1,7	0,324	1,4	0,82
9,1	0,03	136	105	0,79	0,41	38	1799 ±20	1782 ±13	-1	0,1089	0,70	4,83	1,4	0,322	1,3	0,88
10,1	0,01	182	285	1,62	0,34	52	1847 ±20	1804 ±10	-3	0,1103	0,57	5,04	1,4	0,332	1,2	0,91
11,1	0,04	234	272	1,20	0,34	65	1820 ±19	1793 ±10	-2	0,1096	0,55	4,93	1,3	0,326	1,2	0,91
12,1	0,05	202	211	1,08	0,35	57	1826 ±19	1802 ±10	-1	0,1102	0,57	4,97	1,3	0,327	1,2	0,91
12,2	0,00	260	229	0,91	0,34	72	1805 ±19	1798 ±9	-0	0,1099	0,49	4,90	1,3	0,323	1,2	0,92
13,1	0,12	165	273	1,71	7,62	40	1606 ±45	1777 ±14	+11	0,1086	0,77	4,24	3,3	0,283	3,2	0,97
14,1	0,10	106	42	0,41	0,52	29	1793 ±21	1805 ±15	+1	0,1103	0,83	4,88	1,6	0,321	1,3	0,85
15,1	0,11	229	294	1,33	0,33	49	1436 ±16	1798 ±12	+22	0,1099	0,67	3,78	1,4	0,250	1,2	0,88
16,1	0,06	204	140	0,71	0,72	49	1593 ±23	1819 ±11	+14	0,1112	0,63	4,30	1,8	0,280	1,6	0,93
17,1	0,04	302	180	0,62	0,36	79	1715 ±18	1811 ±9	+6	0,1107	0,52	4,65	1,3	0,305	1,2	0,92
18,1	0,38	175	130	0,77	0,38	35	1361 ±20	1753 ±17	+25	0,1072	0,95	3,47	1,9	0,235	1,6	0,86
19,1	0,07	197	75	0,39	0,43	50	1673 ±23	1790 ±12	+7	0,1094	0,64	4,47	1,7	0,296	1,6	0,93
20,1	0,10	252	149	0,61	0,68	50	1329 ±22	1783 ±14	+28	0,1090	0,78	3,44	2,0	0,229	1,9	0,92
21,1	0,00	254	453	1,84	0,32	69	1771 ±19	1808 ±9	+2	0,1105	0,49	4,82	1,3	0,316	1,2	0,93
22,1	0,01	209	172	0,85	0,57	58	1807 ±19	1790 ±16	-1	0,1094	0,90	4,88	1,5	0,323	1,2	0,80

Os erros são 1-sigma; Pbc e Pb* indicam as porções comum e radiogênica, respectivamente.

O erro na calibração padrão foi de 0,25% (não incluído nos erros acima, mas necessário ao comparar dados de diferentes montagens).

(1) Pb comum corrigido usando 204Pb medido.

(2) Pb comum corrigido assumindo concordância de idade 206Pb/238U-207Pb/235U

Resumo dos dados de zircão SHRIMP U-Pb para a amostra NAN-10B

Grain.Spot	% 206Pbc	ppm U	ppm Th	232Th /238U	±%	(1) ppm 206Pb*	(1) 206Pb /238U Age	(1) 207Pb /206Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) 207Pb* /206Pb*	±%	(1) 207Pb* /235U	±%	(1) 206Pb* /238U	±%	err corr
1,1	0,13	119	101	0,88	0,42	33	1790 ±29	1791 ±15	+0	0,1095	0,83	4,83	2,0	0,320	1,9	0,91
2,1	0,05	151	80	0,55	0,43	38	1676 ±27	1781 ±13	+7	0,1089	0,70	4,46	2,0	0,297	1,8	0,93
3,1	3,79	72	63	0,90	1,92	16	1509 ±34	1818 ±64	+19	0,1111	3,51	4,04	4,3	0,264	2,6	0,59
3,2	0,08	172	85	0,51	0,42	47	1789 ±28	1794 ±12	+0	0,1096	0,66	4,84	1,9	0,320	1,8	0,94
4,1	0,05	234	122	0,54	0,38	65	1796 ±28	1801 ±10	+0	0,1101	0,53	4,88	1,9	0,321	1,8	0,96
5,1	0,01	411	387	0,97	1,04	113	1786 ±28	1797 ±7	+1	0,1099	0,41	4,84	1,8	0,319	1,8	0,97
6,1	0,07	175	95	0,56	0,42	47	1743 ±28	1793 ±12	+3	0,1096	0,66	4,69	1,9	0,311	1,8	0,94
7,1	0,01	212	113	0,55	0,39	58	1781 ±28	1795 ±10	+1	0,1097	0,55	4,81	1,9	0,318	1,8	0,96
8,1	0,05	210	111	0,54	0,40	56	1732 ±27	1793 ±11	+4	0,1096	0,60	4,66	1,9	0,308	1,8	0,95
9,1	0,10	146	149	1,05	0,39	40	1771 ±28	1779 ±13	+1	0,1088	0,74	4,74	2,0	0,316	1,8	0,93
10,1	0,12	79	54	0,71	0,52	22	1782 ±30	1786 ±19	+0	0,1092	1,05	4,79	2,2	0,318	1,9	0,88
11,1	0,03	241	119	0,51	0,39	67	1812 ±28	1787 ±10	-2	0,1092	0,55	4,89	1,9	0,324	1,8	0,96
12,1	1,51	145	112	0,80	2,73	36	1640 ±30	1867 ±27	+14	0,1142	1,49	4,56	2,5	0,290	2,1	0,81
13,1	--	219	135	0,64	0,38	59	1760 ±28	1790 ±10	+2	0,1094	0,56	4,74	1,9	0,314	1,8	0,96
14,1	3,09	176	87	0,51	0,42	46	1699 ±28	1769 ±56	+4	0,1082	3,06	4,50	3,6	0,302	1,8	0,52
15,1	0,04	215	93	0,45	0,41	58	1769 ±28	1797 ±10	+2	0,1099	0,57	4,78	1,9	0,316	1,8	0,95
16,1	0,05	183	86	0,49	0,42	45	1621 ±26	1782 ±12	+10	0,1090	0,65	4,29	1,9	0,286	1,8	0,94
17,1	0,07	100	71	0,73	0,90	28	1788 ±30	1785 ±16	-0	0,1091	0,86	4,81	2,1	0,320	1,9	0,91
18,1	1,04	81	53	0,67	0,55	18	1448 ±25	1801 ±54	+22	0,1101	2,96	3,82	3,5	0,252	1,9	0,55
19,1	0,07	293	135	0,48	0,38	79	1760 ±27	1795 ±10	+2	0,1097	0,53	4,75	1,9	0,314	1,8	0,96
20,1	0,18	81	72	0,92	0,49	19	1560 ±27	1789 ±22	+14	0,1094	1,19	4,13	2,3	0,274	1,9	0,85
21,1	0,16	77	47	0,63	0,54	21	1777 ±30	1773 ±20	-0	0,1084	1,10	4,75	2,2	0,317	1,9	0,87
22,1	0,35	122	138	1,17	0,40	30	1620 ±27	1788 ±19	+11	0,1093	1,04	4,31	2,1	0,286	1,9	0,87
22,2	--	56	29	0,53	0,64	15	1746 ±31	1808 ±20	+4	0,1105	1,08	4,74	2,3	0,311	2,0	0,88
23,1	0,00	119	118	1,03	0,84	32	1767 ±29	1776 ±14	+1	0,1086	0,77	4,72	2,0	0,315	1,9	0,92
24,1	0,07	160	75	0,48	0,44	43	1744 ±28	1789 ±21	+3	0,1094	1,15	4,68	2,2	0,311	1,8	0,85

os erros são 1-sigma; Pbc e Pb* indicam as porções comum e radiogênica, respectivamente.

O erro na calibração padrão foi de 0,50% (não incluído nos erros acima, mas necessário ao comparar dados de diferentes montagens).

(1) Pb comum corrigido usando 204Pb medido.

(2) Pb comum corrigido assumindo concordância de idade 206Pb/238U-207Pb/

