



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

DANIEL DOS SANTOS SILVA

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOQUÍMICA DO DIQUE MÁFICO DO
COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DA FAZENDA MIRABELA
(MINA SANTA RITA), ITAGIBÁ - BA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**SÃO CRISTÓVÃO - SE
Julho, 2021**

DANIEL DOS SANTOS SILVA

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOQUÍMICA DO DIQUE MÁFICO DO
COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DA FAZENDA MIRABELA
(MINA SANTA RITA), ITAGIBÁ – BA**

ORIENTADORA: Profa. Dra. Adriane Machado

Monografia de Conclusão de Curso
apresentada como requisito para a obtenção
do Título de Bacharel em Geologia pela
Universidade Federal de Sergipe.

SÃO CRISTÓVÃO - SE

Julho, 2021

DANIEL DOS SANTOS SILVA

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOQUÍMICA DO DIQUE MÁFICO DO
COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DA FAZENDA MIRABELA
(MINA SANTA RITA), ITAGIBÁ – BA**

Monografia apresentada como pré-requisito para obtenção do Título de Bacharel em Geologia da Universidade Federal de Sergipe, submetida à Banca Examinadora.

São Cristóvão, 27 de julho de 2021.

BANCA EXAMINADORA:

Documento assinado digitalmente
 ADRIANE MACHADO
Data: 17/04/2023 22:43:32-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Profa. Dra. Adriane Machado
Orientadora (UFS)

Documento assinado digitalmente
 JOAQUIM DANIEL DE LIZ
Data: 20/04/2023 10:01:03-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Joaquim Daniel de Liz
Membro Interno (UFS)

Documento assinado digitalmente
 FABIANO MOTA DA SILVA
Data: 19/04/2023 15:44:58-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Fabiano Mota da Silva
Membro Interno (UFS)

Documento assinado digitalmente
 LILA COSTA QUEIROZ
Data: 19/04/2023 14:44:11-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Msc. Lila Costa Queiroz
Membro Externo (CPRM)

*“Apesar de você, amanhã há de ser outro dia”
(Francisco Buarque de Hollanda).*

AGRADECIMENTOS

A entrega deste trabalho representa o fim de um importante ciclo da minha e de abertura de novas possibilidades de crescimento pessoal e profissional. Um sentimento de gratidão a Deus e a todos familiares e amigos que estiveram comigo ao longo deste período.

Primeiramente, eu quero dedicar essa conquista a meus queridos pais, Dário e Nete. Obrigado meu pai e minha mãe pela educação, pelos princípios, por tudo que me deram mesmo com todas as dificuldades. Vocês são minhas referências e eu tenho muito orgulho de vocês. Também dedico essa vitória aos meus irmãos Dinho, Lucas e Daniela e a meu tio Cosme, que mesmo sem nos comunicarmos diariamente, sempre me apoiaram no que fosse necessário.

Agradeço a minha querida companheira Ana Terra pelo carinho e apoio incondicionais nesta reta final. Obrigado por me fazer acreditar que posso ir muito mais além do que imagino. A Betisabel (Bebel) e Maria Fátima (Fafá), pessoas queridas que tive o prazer de conhecer neste período, sou muito grato pelo carinho, orientações e receptividade que tiveram comigo.

A querida amiga Elisabete por ter sido uma das primeiras pessoas a acreditar e me apoiar no caminho até esta conquista. Obrigado por tudo! A André Leonardo e Larissa pela amizade, receptividade e disponibilidade de sempre.

Aos meus professores que além do conhecimento e entendimento sobre o quanto a Geologia é sensacional, sempre me incentivaram. Em especial a minha orientadora Adriane Machado e aos professores Joaquim Daniel de Liz e Cristine Lenz pelas aulas teóricas e práticas sensacionais, por serem grandes referências como geólogos.

Não poderia deixar de agradecer a João Maria Bezerra, Lila Queiroz e Caroline Vieira, pelo incentivo quando eu ainda era estudante de curso técnico. Agradeço também Atlantic Nickel pelo período de aprendizado, em especial aos geólogos Catarina Sinclair, Rodrigo Brasileiro e Raone Vila Verde que foram fundamentais no desenvolvimento deste trabalho.

Aos meus clubistas maravilhosos Igor, Luiz, Xangri (Erick), Vitor, Felipinho e Sopa. Às minhas “Los Puntos” Vanessa, Samella, Luísa, além dos amigos Tulio,

Mateus e Mirelly. Sou muito grato por ter compartilhado grandes momentos neste ciclo e com certeza foram sensacionais.

Agradeço a meu amigo irmão Breno, a Augusto, Yuri e Felipe “Rasta” pelos anos de moradia, resenhas e momentos inesquecíveis.

Fica a certeza de que este é apenas o começo.

Obrigado, Universidade Federal de Sergipe!! Obrigado a todos!!!

RESUMO

Este trabalho compreende o primeiro estudo técnico-científico sobre o dique máfico da Mina Santa Rita e objetiva a caracterização geológica desta estrutura, a partir do levantamento bibliográfico, da descrição de testemunhos de sondagem e interpretação de dados de geoquímica de rocha total. O dique máfico está alojado na Intrusão Fazenda Mirabela, que corresponde a um corpo máfico-ultramáfico, que intrudiu as rochas de alto grau metamórfico do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC), no final da orogênese paleoproterozoica em 1.99 Ga. Esta intrusão compreende um corpo estratiforme, com sequência litológica ultramáfica composta por dunito, harzburgito, olivina-ortopiroxenito, ortopiroxenito e websterito, sobreposta por gabronoritos. A sequência ultramáfica hospeda o depósito *stratabound*/estratiforme de sulfeto magmático de Ni-Cu de Santa Rita (Mina Santa Rita), com recursos medidos e indicados de 59.173 Mt. O dique máfico intercepta a Intrusão Fazenda Mirabela segundo o azimuth N 120°, aflorando apenas na parede leste e oeste, entre as cavas norte e central da Mina Santa Rita. As descrições de testemunhos de sondagem foram utilizadas para identificar as características litológicas como as relações de contato litológico, cor, granulometria, textura, estruturas, mineralogia primária e secundária, e ocorrência de sulfetos. Estas descrições mostram que o dique máfico da Mina Santa Rita compreende um dolerito, com forte magnetismo, que intercepta todas litologias da Intrusão Fazenda Mirabela. A calcopirita, pentlandita e a pirrotita ocorrem como sulfetos intercumulos e remobilizados, em concentrações que variam de 0,1 a 0,5%. As análises geoquímicas foram utilizadas para discutir sobre o fracionamento geoquímico dos elementos maiores (Al_2O_3 , CaO , FeO_t , TiO_2 , P_2O_5 , K_2O e Na_2O) e traço (Ni, Co, Cr, V, Cu e Sr), identificar a afinidade geoquímica e o ambiente geotectônico, além da análise da distribuição do conteúdo de Cr, Ni, Cu, Pt e Pd, em comparação com o intervalo mineralizado da Mina Santa Rita. As interpretações geoquímicas indicam que o dique máfico foi formado a partir de um magmatismo toleítico, em regime extensional intraplaca. A comparação de dados geoquímicos de rocha total do dique máfico de Santa Rita e dos basaltos toleíticos e basaltos toleíticos transicionais dos exames de diques máficos subalcalinos de Ilhéus-Olivença, pertencentes a Província Litorânea, permitiu estabelecer similaridades quanto aos padrões de fracionamento dos elementos maiores e traço, quanto a afinidade geoquímica e o tipo de ambiente tectônico. Desta forma, este trabalho contempla o objetivo proposto e abre possibilidades para novos estudos e interpretações acerca da geologia da Mina Santa Rita, assim como, das ocorrências de diques máficos ao longo da margem leste do Cráton do São Francisco.

Palavras-chave: Dique, Máfico, Ultramáfico, Sulfeto, Níquel.

ABSTRACT

This work comprises the first technical-scientific study of the mafic dyke from *Santa Rita* Mine. It aims the geological characterization of this structure, based on bibliographical survey, descriptions of drill cores and interpretation of the whole rock geochemical data. The mafic dyke lodged at the *Fazenda Mirabela* Intrusion, corresponds to a mafic-ultramafic body that intruded the high-grade metamorphic rocks of the *Itabuna-Salvador-Curaçá* Belt (CISC), at the end of the paleoproterozoic orogeny at 1.99 Ga. This intrusion comprises a stratiform body, with an ultramafic lithological sequence composed of dunite, harzburgite, olivine-orthopyroxenite, orthopyroxenite and websterite, overlaid by gabronorites. The ultramafic sequence hosts the stratabound/stratiform Ni-Cu magmatic sulfide deposit of the *Santa Rita* (*Santa Rita* Mine), with measured and indicated resources of 59,173 Mt. The mafic dyke intercepts the *Fazenda Mirabela* Intrusion according to azimuth N 120°, outcropping only on the East and West walls, between the North and Central pits of *Santa Rita* Mine. Descriptions of drill cores have used to identify lithological characteristics such as lithological contact relationships, color, grain size, textures, structures, primary and secondary mineralogy, in addition to the sulphides occurrence. These descriptions show that the mafic dyke of the Santa Rita Mine represents a dolerite, with strong magnetism, which intersects all lithologies of the *Fazenda Mirabela* Intrusion. Chalcopyrite, pentlandite and pyrrhotite occur as intercumulus and remobilized sulfides, in concentrations ranging from 0.1 to 0.5%. Geochemical analyses have used to discourse about major (Al_2O_3 , CaO , FeO_t , TiO_2 , P_2O_5 , K_2O , Na_2O) and trace (Ni, Co, Cr, V, Cu, Sr) elements fractionation, aiming identifying the geochemical affinity and geotectonic environment, in addition to analyse the distribution contents of Cr, Ni, Cu, Pt and Pd elements, compared to the Santa Rita Mine mineralized range. The geochemical interpretations indicate that the mafic dyke has formed from a tholeiitic magmatism, in an intraplate extensional regime. The comparison of whole rock geochemical data of the Santa Rita mafic dyke and tholeiitic basalts and transitional tholeiitic basalts of the subalkaline mafic of dykes swarms from *Ilhéus-Oliveira*, which belongs to the Coastal Province, allowed to establish similarities in terms of fractionation patterns of major and trace elements and in terms of geochemical affinity and tectonic environment type. Thus, this work contemplates the proposed objectives and opens possibilities for new studies and interpretations about the geology of Santa Rita Mine, as well as the occurrences of mafic dykes along the East bank of the *São Francisco* Craton.

Keywords: Dikes, Mafic, Ultramafic, Sulphide, Nickel.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	OBJETIVO	16
3	LOCALIZAÇÃO	17
4	EMBASAMENTO TEÓRICO	18
4.1	Depósitos Magmáticos de Sulfetos de Ni-Cu-(EGP)	18
4.1.1	Principais Tipos de Mineralizações Primárias Magmáticas de Ni-Cu-(EGP)	20
4.1.2	Rochas Hospedeiras e Magma Parental	21
4.1.3	Composição do Magma Mantélico	21
4.1.4	Partição de Ni-Cu-(EGP) no Líquido Sulfetado	22
4.2	Diques	23
4.3	Diques Máficos	24
4.4	Doleritos e Rochas Gabroicas	25
4.5	Processos de Alteração de Minerais em Rochas Máficas e Ultramáficas	26
4.5.1	Cloritização	27
4.5.2	Epidotização	27
4.5.3	Uralitização	27
4.5.4	Serpentinização e Metassomatismo	27
5	MATERIAIS E MÉTODOS	28
5.1	Levantamento Bibliográfico	28
5.2	Trabalho de Campo	28
5.3	Descrição de Testemunho de Sondagem (log)	28
5.4	Análises de Dados Geoquímicos	29
5.5	Edição de Imagens	29
6	GEOLOGIA REGIONAL	29
7	GEOLOGIA LOCAL	33
7.1	Intrusão Fazenda Mirabela (IFM)	35
7.2	Mina Santa Rita	38
8	RESULTADOS	42
8.1	Caracterização do Dique Máfico da IFM – Trabalho de Campo	42
8.2	Descrição de Testemunho de Sondagem	44
8.2.1	Dunito	46
8.2.2	Harzburgito	47
8.2.3	Olivina Ortopiroxenito	48
8.2.4	Ortopiroxenito	49
8.2.5	Websterito	50
8.2.6	Gabronorito	51
8.2.7	Dique Máfico	52

8.3	Geoquímica de Rocha Total	54
8.3.1	Geoquímica do Dique Máfico	55
8.4	Ambiente Geotectônico	59
8.5	Aspectos Metalogenéticos	60
9	DISCUSSÕES	61
9.1	Dique Máfico da Mina Santa Rita	61
9.2	Diques Máficos de Ilhéus - Olivença – Província Litorânea (PL)	61
9.3	Comparação entre os Dados Químicos do Dique Máfico da Mina Santa Rita e dos Diques Máficos de Ilhéus-Olivença–Província Litorânea (PL)	64
9.4	Teores de Ni-Cu e EGP do Dique Máfico da Mina Santa Rita	70
9.4.1	<i>Great Dyke</i> (Zimbábue)	70
9.4.2	<i>Noril'sk</i> (Rússia)	70
10	CONCLUSÃO	71
11	– CONSIDERAÇÕES FINAIS	73
12	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	74
ANEXO A – DADOS QUÍMICOS DOS ELEMENTOS MAIORES (% em peso), TRAÇO (ppm) DO TESTEMUNHO DO FURO DE SONDADE MBS-1079.		78

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa de localização da Mina Santa Rita/Fazenda Mirabela..... 18
- Figura 2. Posição relativa dos blocos arqueano durante a colisão paleoproterozoica (modificado de Barbosa e Sabaté, 2004).31
- Figura 3. Mapa geológico simplificado da região de granulito do sudeste da Bahia (Barbosa et al., 2003; Barbosa e Sabaté (2004) apud Barnes et al., 2011) (Modificado a partir de Barnes et al., (2011)).32
- Figura 4. Reconstrução geotectônica E-W do SSE-SSW da Bahia. As posições de unidades de rochas paleoproterozoicas são evidenciadas. Diagrama superior = fase anterior; diagrama inferior = posicionamento atual. As trajetórias de P-T-t são mostradas. Os locais prováveis de deposição de depósitos minerais são mostrados (modificado de Barbosa e Sabaté, 2004).33
- Figura 5. Imagem de Radar (RADAM BRASIL) mostrando as principais feições fotogeológicas da região de Ipiáu (Arcanjo et al. 1998).35
- Figura 6. Mapa Intrusão da Fazenda Mirabela (modificado de Barnes et al., 2011). 36
- Figura 7. Modelagem geológica do dique máfico da Mina Santa Rita (Atlantic Nickel, 2019).37
- Figura 8. Sequência estratigráfica da IFM (ordem crescente de f para a). (a) Gabronorito □ (b) Websterito □ (c) Ortopiroxenito □ (d) Olivina ortopiroxenito □ (e) Harzburgito □ (f) dunito (modificado de Ferreira Filho et al, 2013). Imagem criada a partir de recortes de furo de sondagem descritos neste trabalho.....38
- Figura 9.. a) – IFM com a localização da zona mineralizada de Sana Rita (Santa Rita Zone); b) – Seção geológica; c) – Ampliação da porção superior da série ultramáfica mostrando subzonas litológicas; d) – Coluna estratigráfica simplificada evidenciando as zonas e subzonas. SRZ = Santa Rita Zone (zona mineralizada de Santa Rita) (modificado de Barnes et al., 2011).40
- Figura 10. a) – Afloramento leste (parede leste) do dique máfico da Mina Santa Rita. O dique bifurca em dois segmentos; b) – Parede oeste da Mina Santa Rita, com destaque para o comprimento do dique máfico de Santa Rita.43
- Figura 11. Contato do segmento (braço) direto do dique máfico com o piroxenito. No contato entre o dique máfico e o piroxenito ocorre a presença de hornfels, que evidencia metamorfismo de contato.44
- Figura 12. IFM com a localização dos furos de sondagem (modificado de Barnes et al., 2011).46
- Figura 13. a) Furo MBS-1064 - dunito com cristais subédricos de olivina (verde) e cromita (preto); b) furo MBS-1067 - contato abrupto entre o dique máfico (preto) e o dunito (verde esbranquiçado). Notar a borda alterada do dunito (serpentinização); c)

Furo MB-1067 - contato litológico abrupto entre o dunito (verde esbranquiçado) e o dique máfico (preto).	47
Figura 14. a) Furo MBS-1028 (não utilizado neste trabalho) - harzburgito com textura bem preservada. b) Furo MBS-1021 - intervalo entre o harzburgito e o dique máfico. O contato litológico não está bem delimitado, uma vez que o intervalo ocorre bem fraturado.	48
Figura 15. a;b) Furo MBS-1079 - contato litológico abrupto entre o dique máfico e o olivina ortopiroxenito, com presença de xenólito; c) Furo MBS-1021 - olivina ortopiroxenito com textura fanerítica bem preservada.	49
Figura 16. a) Furo MBS-1056 e b) Furo MBS-1067 - ortopiroxenito com textura fanerítica bem preservada e granulometria a) média a b) grossa; c) Furo MBS-1056 - contato abrupto entre o ortopiroxenito e o dique máfico.	50
Figura 17. a) Furo MBS-1074 - websterito com textura fanerítica e granulometria média; b) Furo MBS-1058 (não utilizado neste trabalho) - websterito com granulometria fina.	51
Figura 18. a; b) Furo MBS:104 -: contato litológico entre o gabronorito e o dique máfico. Nota-se um contato abrupto a irregular com ocorrência de uma a) borda de fusão e formação de um b) halo de alteração; (c) Furo MBS-1065 - testemunho de sondagem evidenciando o contato entre o gabronorito, com uralita. d) Furo MBS-1060 - gabronorito com textura fanerítica bem preservada e granulometria grossa.	52
Figura 19. a) Furo MBS-1079 - dique máfico de textura afanítica da zona de contato litológico; b) Furo MBS-1060 - dique máfico de textura fanerítica e granulometria fina (~1 mm); c) Furo MBS-1079 - dique máfico com aumento granulométrico em nível de aproximadamente 6 cm; d) Furo MBS-1043 - dique máfico com presença de sulfetos remobilizados próximo ao contato litológico; e; f) Furos MBS-1043 e MBS-1080 - dique máfico com evidência de cloritização e precipitação de CaCO_3	54
Figura 20. Diagramas binários de óxidos (% em peso) versus MgO (% em peso). ..	57
Figura 21. Diagramas binários de elementos-traço (ppm) versus MgO (% em peso).	58
Figura 22. a) Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971); b) Diagrama de classificação de rocha vulcânica (Jensen, 1976).	58
Figura 23. Diagrama V (ppm) versus Ti (ppm) (Shervais, 1982). MORB = Middle Ocean Ridge Basalt (Basalto de cadeia meso-oceânica); BAB = Back-Arc Basin Basalts (basaltos de bacia de back-arc).	59
Figura 24. Diagramas de distribuição de elemento traço (ppm) versus profundidade (m).	60

Figura 25. Distribuição geográfica dos diques máficos da Província Litorânea em Salvador (SAL) e em Ilhéus-Oliveira (IOC). As setas pretas indicam o sentido do fluxo magmático (Correia-Gomes, 1992, Corrêa Gomes & Oliveira 2000).	62
Figura 26. a) Modelo proposto para a distribuição geográfica, geométrica e das feições reológico-tectônicas dos diques máficos da Província Litorânea. (b) Configuração dos cinco principais diques Brasil-África, com seus sentidos de propagação (Corrêa Gomes, 1992).....	63
Figura 27. Diagramas binários de elementos maiores (% em peso) e traço (ppm) versus MgO (% em peso) dos diques máficos subalcalinos de Ilhéus-Oliveira (modificado de Tanner de Oliveira 1989). BT = Basaltos Toleíticos, BTr = Basaltos Toleíticos Transicionais, ANB = Andesito-Basalto e LB = Latibasalto.....	66
Figura 28. a) Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971); b) Diagrama de classificação de rochas vulcânicas (Jensen, 1976) (modificado de Tanner de Oliveira, 1989).	67
Figura 29. a) MgO-FeO-Al ₂ O ₃ (Pearce et al., 1977); b) Discriminação de basaltos (TiO ₂ -K ₂ O-P ₂ O ₅) (Pearce et al., 1975) (Modificado de Tanner de Oliveira, 1989). Classificação do ambiente geotectônico para as amostras dos basaltos subalcalinos de Ilhéus-Oliveira (Tanner de Oliveira, 1989) e amostras do dique máfico da Mina Santa Rita.....	68
Figura 30. a) Ti/100-Zr-Y*3 (Pearce & Cann, 1973). IAT = toleitos de arco de ilha; CAB = basaltos cálcio alcalinos; WPB = basaltos intra-placa e MORB = Basalto de Cordilheira Meso-Oceânica. b) Zr/4-2Nb-Y (Meschede, 1986): AI, basaltos alcalinos intra-placa; AII, basaltos alcalinos intra-placa e toleíticos intra-placa; B, P-MORB; C, toleitos intra-placa e basaltos de arco vulcânico; D, N-MORB e basaltos de arco vulcânico. c) Zr-Ti (Pearce, 1982). Amostras de basaltos subalcalinos de Ilhéus-Oliveira (Tanner de Oliveira, 1989) plotadas nos diagramas (Modificado de Tanner de Oliveira, 1989).	69

LISTA DE TABELA

Tabela 1. Rochas Hospedeiras e Principais Depósitos Associados (Irvine, 1977; Barnes, 1989; Maier et al., 2000; Naldrett, 2004; Arndt et.al., 2005).....	21
Tabela 2. Classificação de Diques de Acordo com as Dimensões 2D.....	23
Tabela 3. Mineralogia dos Gabros, Basaltos e Doleritos (Gill, 2010).	26
Tabela 4. Localização, Profundidade e Elevação dos Furos de Sondagem.	45

1 INTRODUÇÃO

Diante da evolução tecnológica somada a preocupação com o meio ambiente e com a saúde humana, a adoção de energias renováveis é um dos caminhos para a diminuição dos impactos biológicos causados, principalmente pelos combustíveis fósseis. Os carros elétricos têm sido uma alternativa viável encontrada pela indústria para atender as demandas da sociedade e do mercado.

Atualmente, as baterias de carros elétricos são grandes impulsionadores da demanda global de níquel (Ni). Além do carro elétrico, este metal é amplamente utilizado na indústria metalúrgica, devido a capacidade de aprimorar as propriedades industriais de metais e ligas (Teixeira, 2015).

As ligas de níquel são utilizadas para revestimento de materiais, fabricação de polos elétricos em cubas eletrolíticas, esmaltes e recipientes de armazenamento dos derivados de petróleo (Teixeira, 2015).

No intuito de atender a grande demanda mundial de Ni, a procura por jazidas desse metal tem sido um dos principais interesses da indústria da mineração.

A evolução dos estudos geológicos e metalogenéticos voltados para depósitos de Ni-Cu e EGP tem permitido, a identificação desses elementos em intrusões máfica-ultramáficas (Naldrett, 2004).

O níquel metálico é extraído de dois tipos de jazidas, os depósitos de minérios lateríticos (oxidados), que equivalem a 70% das reservas de Ni, e os depósitos de minérios sulfetados, que são considerados primários e constituem 30% das reservas globais. Os grandes exemplos de depósitos clássicos de sulfetos de níquel são os de *Noril'sk* (Rússia) e *Sudbury* (Canadá), ambos com valores de recursos metálicos de aproximadamente 1648 [10⁶t] e 19776 [10⁶t], respectivamente (Barnes & Lightfoot, 2005).

No Brasil ocorrem três depósitos de níquel sulfetado, o Americano do Brasil em Goiás, o Fortaleza de Minas em Minas Gerais e o depósito de Santa Rita, na Bahia. Este último contempla a área de estudo deste trabalho.

O depósito de sulfeto magmático de Ni-Cu de Santa Rita (Mina Santa Rita), corresponde ao tipo *stratabound*/estratiforme e está hospedado na Intrusão Fazenda Mirabela (IFM) (Barnes *et.al.*, 2011). Esta intrusão compreende um corpo máfico-ultramáfico alojado nas rochas do embasamento de alto grau metamórfico do Cinturão

Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa e Sabaté, 2004). Segundo Lazarin (2011), a IFM intrudiu as rochas granulíticas da região no final da Orogenia Paleoproterozoica, em 1.99 Ga.

O corpo estratiforme da IFM é composto, da base para o topo, por dunito, harzburgito, olivina-ortopiroxenito, ortopiroxenito, websterito e gabronorito. A mineralização de Santa Rita é controlada pelas rochas ultramáficas, principalmente pelos ortopiroxenitos (Barnes, 2011; Ferreira Filho & Cunha, 2013). Segundo a Empresa *Atlantic Nickel*, que extrai o concentrado de níquel na Mina de Santa Rita, os recursos medidos e indicados são de 59.173 Mt a 0,33 NiS% e 0,11% Cu¹.

Além da composição litológica supracitada, veios pegmatíticos e um dique máfico afloram na IFM (Lazarin, 2011). Até o momento, não foram realizados estudos voltados para essas estruturas filonianas. Todavia, a importância do conhecimento geológico aprofundado dessas estruturas é significativa, para a compreensão dos processos geológicos e para o desenvolvimento científico da Mina Santa Rita.

Desta forma, o trabalho de caracterização geológica do dique máfico, que ocorre na IFM, foi proposto à Empresa *Atlantic Nickel* Mineração Ltda., a partir de uma cooperação entre a *Atlantic Nickel* Mineração Ltda e Departamento de Geologia (UFS), no período de 02 de maio de 2019 a 01 de maio de 2020.

Este trabalho corresponde ao primeiro estudo técnico-científico efetuado sobre o dique máfico, que intercepta a Mina de Santa Rita, localizada no município de Itagibá, sul do Estado da Bahia. Este estudo envolveu o reconhecimento da geologia local, a descrição e interpretação das características litológicas e estruturais, a interpretação de dados geoquímicos e considerações sobre os impactos metalogenéticos.

2 OBJETIVO

Este trabalho objetiva a caracterização geológica do dique máfico que ocorre na IFM, com o intuito de identificar a litologia, o padrão geoquímico, o ambiente geotectônico e avaliar os conteúdos metalogenéticos. O trabalho também contempla

¹ Disponível em: <<https://atlanticnickel.com/index.php/2019/10/28/atlantic-nickel-upgrades-mineral-resource-and-adds-significant-underground-potential-restart-realizes-first-production-of-concentrate/>> Acesso em 16 jan, 2021.

a primeira comparação do dique máfico da Mina Santa Rita, com os exames de diques máficos subalcalinos de Ilhéus-Olivença, pertencentes a Província Litorânea.

3 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo compreende o dique máfico da Mina Santa Rita, localizado no sul do Estado da Bahia, no município de Itagibá, a cerca 7 km da cidade de Ipiaú. O acesso se dá por rodovias federais e estaduais, a partir de Salvador e Ilhéus, distantes da área de estudo aproximadamente 370 km e 120 km, respectivamente (Figura 01).

A partir de Salvador, o percurso até área de trabalho tem início pela BR-324, seguindo até as imediações da cidade de Feira de Santana. Posteriormente, o trajeto continua via BR-101, até o município de Gandu. A partir deste ponto, segue-se pela BA-120 até chegar no município de Ibirataia. Em seguida, percorre-se a BA-650 até o município de Ipiaú e, por fim, via BR-330, no sentido município de Barra do Rocha, até a Mina Santa Rita.

Partindo de Ilhéus, o trajeto inicia via BA-262, até o trevo rodoviário entre a BA-262 e a BR-101. A seguir, o itinerário continua pela BR-101, até o município de Ubaitaba, seguindo por ~4,8 km, até o trevo rodoviário entre a BR-101 e a BR-330. Posteriormente, percorre-se ~44,7 km pela BR-330 até a área de estudo.

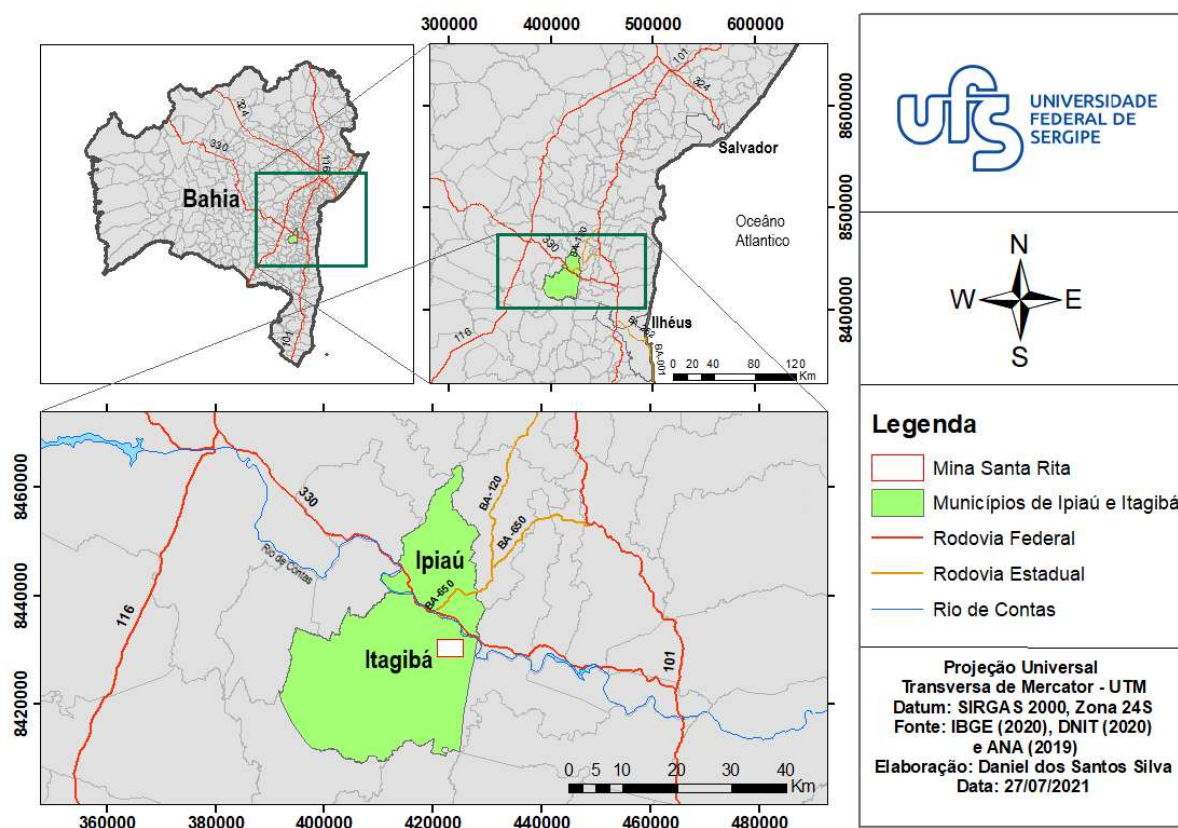


Figura 1. Mapa de localização da Mina Santa Rita/Fazenda Mirabela.

4 EMBASAMENTO TEÓRICO

Neste capítulo será realizada uma abordagem acerca dos aspectos genéticos dos depósitos magmáticos de sulfetos de Ni-Cu $\pm$ Elementos do Grupo da Platina (EGP) associados a rochas máficas e ultramáficas. Assim, serão sintetizados os principais processos físico-químicos, que controlam os magmas responsáveis pela geração dos depósitos. Além disto, será realizada uma síntese sobre diques máficos, doleritos e rochas afins.

4.1 Depósitos Magmáticos de Sulfetos de Ni-Cu-(EGP)

Os depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu e Elementos do Grupo da Platina (EGP) são gerados pela segregação e concentração de gotículas de líquido rico em sulfetos, a partir de um magma máfico ou ultramáfico, e o particionamento de elementos calcófilos no magma silicático (Naldrett, 2004).

A segregação inicial do líquido sulfetado não é função do resfriamento normal e cristalização do magma máfico e sim, função da solubilidade do sulfeto em um magma silicatado. Os parâmetros mais importantes são a temperatura, a viscosidade, o conteúdo de voláteis e o modo de colocação do magma, que controlam a dinâmica da intrusão magmática e o grau de interação com a crosta. Por exemplo, komatiitos e picritos de alta temperatura, e baixa viscosidade, são capazes de formar depósitos de Ni-Cu-(EGP), enquanto os picritos e basaltos alcalinos ricos em voláteis de temperatura mais baixa têm menos potencial (Arndt *et.al.*,2005; Naldrett, 2010).

Quatro fases críticas são consideradas para a gênese dos depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-(EGP) (Naldrett, 1989a, b; 2004; Arndt *et.al.*,2005) (Figura 02):

- (i) O magma máfico ou ultramáfico rico em elementos calcófilos e siderófilos se forma por fusão parcial e ascende, através do manto astenosférico e litosférico em direção a crosta;
- (ii) O magma interage com as paredes das rochas encaixantes e essa interação diminui a temperatura do magma hospedeiro, resultando na origem de um magma híbrido (ou contaminado), que incorpora enxofre crustal. O produto deste processo é a geração ou segregação de um líquido imiscível de sulfeto;
- (iii) O líquido sulfetado interage dinamicamente com uma grande massa de magma silicático. Este processo aumenta os teores de metais de minério, principalmente os calcófilos;
- (iv) O líquido sulfetado, rico em elementos calcófilos, se concentra em quantidades suficientes para formar um depósito econômico.

Depósitos de sulfetos de Ni-Cu tipo *Intrusion Related* estão associados a regimes tectônicos extensionais na crosta e podem ser formados, a partir de um magma máfico-ultramáfico contaminado por rochas crustais enriquecidas em enxofre (Lazarin, 2011), como os depósitos clássicos representados *Noril'sk* e *Pechenga* na Rússia, *Duluth* nos Estados Unidos, *Voisey's Bay* no Canadá, *Jinchuan* na China, *Uitkomst* na África do Sul, entre outros.

Embora a ideia de adição de enxofre a partir de uma fonte externa na geração de líquido sulfetado seja aceita, não é um condicionante obrigatório, visto que existem depósitos estritamente magmáticos, sem assimilação de rochas encaixantes, como *Nebo-Babel* na Austrália (Seat *et al.*, 2009), Americano do Brasil em Goiás (Mota e Silva *et al.*, 2010) e Santa Rita na Bahia (Lazarin, 2011).

De acordo com Naldrett (2010), os depósitos são classificados em dois grandes grupos, os ricos em Ni e Cu, onde o teor de sulfetos é maior que 10%, e aqueles onde o EGP é predominante, empobrecidos em sulfetos, com porcentagem destes menores que 5%.

4.1.1 Principais Tipos de Mineralizações Primárias Magmáticas de Ni-Cu-(EGP).

Arndt *et.al.* (2005) definiu três tipos principais de mineralizações primárias de Ni-Cu-(EGP):

- (i) A mineralização se forma no início da cristalização da rocha hospedeira. Os sulfetos se distribuem como uma massa e/ou disseminados na região basal da intrusão (Tipo I.a); nos *stringers* associadas a rochas do *footwall* (Tipo I.b);
- (ii) A mineralização é gerada posteriormente a cristalização das rochas hospedeiras. Os sulfetos são distribuídos em camadas *stratabound* (restritas), com granulometria grossa, de forma disseminada, *blebs* (bolhas) ou globular (Tipo II.a); sulfetos disseminados de granulação fina (Tipo II.b); sulfetos de granulometria muito fina (Tipo II.c); disseminados em *stockwork* ou veios (Tipo II.d);
- (iii) A mineralização é formada durante a cristalização fracionada de fluxos espessos de magma e *sills*. Os sulfetos estão distribuídos em camadas estratiformes, relativamente finas (*reefs*), normalmente enriquecidas em EGP.

4.1.2 Rochas Hospedeiras e Magma Parental

Com exceção dos depósitos de *Sudbury*, que foram formados a partir do impacto de um meteorito, que provocou a fusão crustal, os depósitos magmáticos de Ni-Cu-(EGP) estão hospedados em rochas mantélicas, que contém olivina (Leshner e Keays, 2002; Naldrett, 1989; 2004) (Tabela 01).

Tabela 1. Rochas Hospedeiras e Principais Depósitos Associados (Irvine, 1977; Barnes, 1989; Maier et al., 2000; Naldrett, 2004; Arndt et.al., 2005).

Rocha Hospedeira	Depósito	Localização
Komatiíto depletado em Al	<i>Kambalda</i>	Austrália
Komatiíto não-depletado em Al	<i>Forrestania</i>	Canadá
Basalto komatiítico	<i>Reglan</i>	Canadá
Ferropicrito	<i>Pechenga</i>	Rússia
Picrito toleítico	<i>Noril'sk-Talnakh</i>	Rússia
Basalto rico em Al	<i>Voisey's Bay</i>	Canadá
Peridotito	Santa Rita	Brasil
Komatiíto com contaminação crustal	<i>Bushveld</i>	África do Sul
	<i>Stillwater</i>	Estados Unidos

4.1.3 Composição do Magma Mantélico

A compreensão sobre a composição do magma máfico-ultramáfico responsável por depósitos de Ni-Cu-(EGP) reside em três aspectos: (I) a composição da fonte, que é controlada pelo grau de fusão, (II) o tipo de fusão e (III) as condições de fusão, como temperatura, pressão e quantidade de voláteis (Arndt et.al., 2005).

A segregação inicial do líquido sulfetado não é função do resfriamento normal e cristalização do magma máfico e sim, função da solubilidade do sulfeto em um magma silicatado, sendo esta controlada pela variação de pressão, temperatura, conteúdo de FeO+TiO₂, estado de oxidação e a felsificação da fusão (Naldrett, 2010).

Mavrogenes e O'Neill (1999) estudaram o efeito da pressão sobre a capacidade de solubilidade do sulfeto em fusões silicatadas e concluíram que, à

medida que uma fusão ascende na crosta, aumenta a sua capacidade de solubilizar sulfeto.

Buchanan e Nolan (1979) concluíram que a diminuição da temperatura causa um efeito negativo na solubilidade de enxofre. Entretanto, o efeito do resfriamento é menor que o efeito do decréscimo da pressão, ao passo que, além da mudança composicional, as fusões estarão insaturadas em sulfetos quando atingir a superfície (Mavrogenes e O'Neill, 1999).

Naldrett (2004) relata que o conteúdo constante ou o aumento de FeO e TiO₂, aumenta a capacidade de dissolver o enxofre.

A oxidação também é considerada um controle na solubilidade de enxofre. A oxidação é capaz de precipitar o sulfeto, sem necessariamente cristalizar silicatos (Buchanan e Rouse, 1984).

As principais causas para a segregação de sulfetos é a felsificação do magma máfico e assimilação de rochas encaixantes saturadas em enxofre (Naldrett, 2004).

4.1.4 Partição de Ni-Cu-(EGP) no Líquido Sulfetado

O coeficiente de partição ($D^{\text{Sul/Sil}}$) é um aspecto importante, que deve ser considerado durante o processo de interação entre o magma silicatado e o líquido sulfetado.

Os elementos do grupo da platina (EGP) são muito calcófilos, extremamente siderófilos, com $D^{\text{Sul/Sil}} = \sim 10^4$ - 10^5 e $\sim 10^5$ - 10^6 , respectivamente (Fleet *et al.*, 1996). Os EGP foram subdivididos por Keays (1995) em dois grupos:

- (i) Grupo Pd-PGE (PPGE: Pd, Pt e Rh), onde ocorrem principalmente, os sulfetos ricos em Cu;
- (ii) Grupo Ir-PGE (PPGE: Ru, Ir, Os), composto principalmente por sulfetos de Fe-Ni e ligas metálicas.

O Cu tende a permanecer na fase sulfetada ($D^{\text{Sul-sil}} \sim 10^3$). O Ni é um elemento com comportamento calcófilo e litófilo, tem tendência a fase sulfetada ($D^{\text{Sul-sil}} \sim 10^2$ - 10^3) e entra na estrutura da olivina ($D^{\text{Sul-sil}} \sim 2$), em líquidos komatiíticos e picríticos. (Barnes & Ligthfoot, 2005).

4.2 Diques

Os diques são corpos planares, de geometria tabular, normalmente formados por rochas ígneas intrusivas, exceto os diques clásticos. Considerados um dos principais condutos de transporte de magmas, para níveis superiores da crosta, essas manifestações magmáticas rasas interceptam subverticalmente, estruturas planares horizontais ou com mergulho baixo. Podem ocorrer como enxames paralelos e/ou radiais, e sua espessura varia de alguns centímetros a centenas de metros, podendo atingir dezenas ou centenas de quilômetros de comprimento (Holmes, 1944; Jerram & Petford, 2014).

Rickwood (1990) propôs uma classificação para os diques em função das suas dimensões, comprimento e espessura, conforme a tabela 02.

Tabela 2. Classificação de Diques de Acordo com as Dimensões 2D.

Nomenclatura	Largura	Comprimento
Microdique	<1 cm	< 2 m
Minidique	1 – 10 cm	2 – 20 m
Dique	0,1 – 50 m	0,1 – 50 km
Macrodique	50 – 250 m	50 – 250 km
Megadique	> 250 m	> 250 km

O grau de dificuldade para determinar estruturas como os diques é discutível, em três dimensões, uma vez que encontrar exposições favoráveis, onde a continuidade em profundidade possa ser inferida é uma tarefa muito difícil.

Pollard (1987) usou modelos numéricos baseados em conceitos da Teoria da Elasticidade (Lei *Hooke*) e concluiu que os diques podem apresentar variação da razão comprimento/largura, da ordem 10^2 a 10^4 . A partir desta conclusão, é possível extrapolar que diques de grande comprimento em superfície possam ter sido gerados em grandes profundidades. Essas estruturas muitas vezes carregam xenólitos de rochas mantélicas, algo comum em diques máficos e ultramáficos.

Os diques intrudem a crosta, através de fraturas e falhas (Jerram & Petford, 2014). O sistema de fraturas e falhas da crosta superior sustenta a teoria de que os

diques ocupam passivamente fraturas (Le Gall *et al.* 2005; Jourdan *et al.* 2006). Todavia, experimentos analíticos a partir dos conceitos da Mecânica de Rochas demonstraram que, esses filões concentram tensões suficientes para fraturar as rochas encaixantes (Tomba, 2012, p.9 Atkinson, 1987, p. 380).

A formação de um dique ocorre quando, um magma sob pressão ascende na crosta provocando o fraturamento hidráulico das rochas. A intrusão se dá perpendicularmente à direção do eixo de menor tensão (σ_3), que corresponde à direção de dilatação da fratura (abertura) (Pollard, 1987).

4.3 Diques Máficos

As rochas basálticas são as mais abundantes na crosta terrestre, pois compõem praticamente toda a crosta oceânica, além de parte da crosta continental. Estas rochas são formadas a partir de magmas basálticos toleííticos e alcalinos, que podem ser produzidos a partir de fusão parcial de duas fontes mantélicas primárias, a eclogítica e a peridotítica (Correia-Gomes & Oliveira, 2000). O magmatismo basáltico toleíítico foi predominante durante o período de 2.9 a 1.2 Ga. O alcalino ocorreu com maior frequência, a partir de 1.2 Ga (Parker *et al.* 1990; Baer & Heimann 1995; Correia-Gomes & Oliveira, 2000).

Na crosta oceânica, sequências vulcânicas e diques máficos são componentes importantes de magmas basálticos, enquanto que na crosta continental, estes magmas são representados por derrames basálticos, plutões em câmaras magmáticas estáveis e enxames de diques máficos. Este último é de extrema importância para a reconstrução da tectônica regional, variações temporais físicas e químicas ocorridas no manto, além de possíveis associações com jazidas minerais (Correia-Gomes & Oliveira, 2000).

Diques Máficos de composição basáltica estão presentes na crosta em escalas e ambientes geotectônicos variáveis. De modo geral, os diques máficos são caracterizados por um núcleo dolerítico ou gabroico (mais espesso). Aqueles que se colocam em profundidades mais próximas à superfície exibem bordas de resfriamento compostas por basaltos (Gill, 2010). Estes quando extravasam na superfície, podem gerar grandes províncias ígneas (*Large Igneous Provinces*) (Chaves, 2013).

O estudo dos diques máficos é muito importante, uma vez que estes podem estar relacionados à eventos extensionais expressivos, como a ruptura de um continente e atividades de plumas mantélicas. Também são excelentes marcadores estratigráficos e auxiliam na caracterização dos campos regionais de paleostress (Chaves, 2013).

4.4 Doleritos e Rochas Gabroicas

De acordo com Le Maitre (2002), o dolerito é definido como uma rocha ígnea de granulação média, frequentemente com textura ofítica, composta essencialmente por augita, plagioclásio cálcico e minerais opacos. A *British Geological Survey (BGS)* acrescenta que, o termo dolerito é frequentemente utilizado como sinônimo de “diabásio”. A *BGS* sugere que os termos “dolerito” e “diabásio” sejam substituídos por microgabro. Entretanto, como o termo dolerito é bastante difundido, este pode ser mantido para caracterizar uma rocha de composição basáltica de granulometria média, sem implicações texturais ou genéticas.

O dolerito geralmente ocorre em manifestações magmáticas rasas (hipabissais), como diques e sills. Este é o equivalente hipabissal do basalto e do gabro. O basalto é uma rocha de granulometria fina, diferente do gabro que é uma rocha de granulometria média a grossa. Assim como o dolerito, o basalto e o gabro são rochas de compostas essencialmente por augita e plagioclásio cálcico ($An > 50$).

Segundo Gill (2010), os gabros e doleritos são gerados a partir de magmas toleííticos e alcalinos. Os gabros e doleritos toleííticos contêm enstatita modal, augita, olivina (por vezes) e, não raro, quartzo intersticial (em teores reduzidos), que indica um magma levemente supersaturado em sílica. Por sua vez, os alcalinos contêm quantidades subordinadas de feldspatóides (nefelina ou analcita) e olivina, que indica cristalização a partir de um magma subsaturado em sílica. A hornblenda e a biotita podem estar presentes, porém de forma reduzida. O autor ainda descreve que gabros e doleritos toleííticos contêm enstatita de alto teor de Ca e augita de baixo teor de Ca, refletindo uma relação de saturação mútua entre os dois piroxênios, que resulta na formação de lamelas ou bolhas de exsolução – identificável ao microscópio. Ao contrário dos toleííticos, as augitas de gabros e doleritos alcalinos são enriquecidas em Ca e não interagem com piroxênio de baixo Ca.

4.5 Processos de Alteração de Minerais em Rochas Máficas e Ultramáficas

As rochas máficas podem apresentar composição mineralógica anidra (piroxênio e plagioclásio), como também hidratada (anfibólio). Quando as rochas máficas são submetidas a metamorfismo, os principais processos de formação da mineralogia secundária são cloritização, uralitização, epidotização, sericitização, serpentinização e calcitização. A clorita e a uralita são os principais minerais de alteração das rochas máficas (Tabela 03) (Gill, 2010).

Tabela 3. Mineralogia dos Gabros, Basaltos e Doleritos (Gill, 2010).

Minerais Essenciais	augita
	plagioclásio cálcico (> An 50% molar)
Minerais Qualificadores	enstatita
	nefelina, analcita ou outro feldspatóide
	quartzo
	hornblenda
Minerais Acessórios	cromita, magnetita, ilmenita, titanomagnetita e sulfetos
	apatita
Minerais Secundários (alteração)	serpentina ou iddingsita em substituição à olivina
	clorita, epidoto ou uralita em substituição ao piroxênio
	sericita em substituição ao plagioclásio e/ou feldspatóides

A mineralogia das rochas ultramáficas é essencialmente anidra e apresenta pouca estabilidade sob condições metamórficas. Em geral, a composição química é muito diferenciada das rochas encaixantes e com a introdução de OH⁻, a mineralogia primária tende a formar uma assembleia de minerais hidratados, como serpentina, talco, brucita e minerais do grupo anfibólio (Strieder, 1992).

4.5.1 Cloritização

A cloritização é um processo de alteração dos minerais máficos, como piroxênio, biotita e anfibólio para clorita, mineral comum em sistemas hidrotermais. Este processo, que inicia a partir das clivagens e/ou bordas dos cristais, são efetivos numa faixa de temperatura de 40° a 600° C (Beafort *et al.*, 2015).

4.5.2 Epidotização

Processo metamórfico presente em rochas máficas, onde o plagioclásio cálcico é alterado para epidoto, carbonato e clorita. Durante a epidotização, o plagioclásio é submetido a albitização, que resulta na liberação de molécula de anortita rica em Ca, formando a zoisita.

4.5.3 Uralitização

Uralitização é o processo no qual cristais de orto-clinopiroxênio são substituídos por anfibólio (hornblenda, tremolita ou actinolita). Este processo pode ocorrer tanto em ambientes magmáticos, quanto metamórficos (Piispanen & Alapieti, 1977).

4.5.4 Serpentinização e Metassomatismo

A serpentinização é o processo metamórfico mais comum na formação de paragênese secundária (alteração) em rochas ultramáficas, a partir do incremento de OH⁻. Este processo transforma a mineralogia primária em minerais do grupo da serpentina por hidratação. Essa hidratação está condicionada a permeabilidade da rocha e existência de um fluxo constante.

O metassomatismo é o processo pelo qual ocorre uma troca de elementos químicos, entre a rocha máfica/ultramáfica e a rocha encaixante, influenciada pelo grau de contraste químico global, pelas condições de temperatura, pressão de fO_2 e de a_{H_2O} do metamorfismo.

Os dois processos, serpentinização e metassomatismo, obliteram as texturas originais das rochas máficas/ultramáficas e, por vezes, dificultam a identificação do

protólito. A separação do processo de serpentinização e metassomatismo é, geoquimicamente, difícil (Strieder, 1992).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia aplicada neste trabalho técnico-científico envolveu quatro etapas: levantamento bibliográfico, trabalho de campo, descrição de testemunho de sondagem e análises de dados geoquímicos.

5.1 Levantamento Bibliográfico

A primeira etapa deste trabalho foi o levantamento bibliográfico sobre as intrusões rasas (diques e soleiras), a gênese e tipos de depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu e Elementos do Grupo da Platina (EGP), a geologia regional e tectônica do Cráton do São Francisco, a geologia da Intrusão Fazenda Mirabela (IFM), a mineralização de sulfeto de níquel (Ni) da Mina Santa Rita e o estudo de ocorrências de diques máficos no Cráton do São Francisco. Nesta etapa foram consultados livros, artigos científicos, trabalhos de conclusão de curso, dissertações de mestrado e teses de doutorado.

5.2 Trabalho de Campo

Nesta etapa foi realizada uma visita técnica ao afloramento do dique máfico da IFM, com o objetivo de observar as relações de espessura e comprimento, o contato com a rocha encaixante, as estruturas e as características texturais e mineralógicas.

5.3 Descrição de Testemunho de Sondagem (log)

Na etapa de descrição de testemunho de sondagem foram observados quatorze intervalos, com ocorrência do dique máfico, a partir de treze testemunhos de sondagem. No critério de descrição adotado, o início de cada descrição foi realizado a cerca de 10 m, a partir do primeiro contato entre o dique máfico e a rocha encaixante, finalizado 10 m após o último contato litológico do intervalo.

Na descrição foram observadas as relações dos contatos entre o dique máfico e a rocha encaixante, os tipos de estruturas, texturas e a mineralogia da rocha (quando possível), tanto primária quanto a secundária (formada a partir de processos hidrotermais), detecção de propriedades físicas como o magnetismo e a ocorrência de sulfetos modais.

As descrições de testemunhos de sondagem (*log*) foram realizadas com o auxílio de uma lupa de mão, caneta magnética, risca rocha, escalímetro, martelo petrográfico e ácido clorídrico, para identificar alterações por calcitização. Todas as características foram descritas e anotadas em planilhas cedidas pela Empresa *Atlantic Nickel* Mineração Ltda. Posteriormente, as descrições foram compiladas em arquivo *Excel*, para posterior integração de dados.

5.4 Análises de Dados Geoquímicos

Nesta etapa foi realizado o tratamento de dados geoquímicos de rocha total cedidos pela Empresa *Atlantic Nickel* Mineração Ltda. Segundo a empresa, as análises químicas dos elementos maiores e traços foram realizadas, através da técnica analítica de Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-AES).

Os dados geoquímicos foram armazenados e tratados com auxílio do Software *Excel*. Posteriormente, os dados foram interpretados com auxílio dos *softwares* *GCDKit* e *Origin8*.

5.5 Edição de Imagens

As figuras foram editadas através do *Software Corel Draw* 2019. Os mapas foram confeccionados a partir do *Software QGis*.

6 GEOLOGIA REGIONAL

O Cráton do São Francisco (CSF) (Almeida, 1977) é a unidade mais bem exposta da Plataforma Sul-Americana e do Escudo Pré-Cambriano Brasileiro, estabilizado no final da Orogenia Paleoproterozoica (2.0 -1.8 Ga).

No Estado da Bahia, o CSF é representado por segmentos crustais de idades arqueanas e paleoproterozoicas, que posteriormente foram edificados por processos orogênicos, que deram origem a terrenos metamórficos de médio a alto grau, além de associações granito-*greenstone* (Barbosa e Sabaté, 2004).

As unidades geotectônicas representantes do CSF no território baiano são os blocos Gavião (BG), Serrinha (BS), Jequié (BJ) e o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC) (Figura 2).

O BG, situado na porção oeste-sudoeste da Bahia e com idade entre 2.8 a 2.9 Ga, é a unidade mais antiga do embasamento, representado por associações gnáissico-anfibolíticas e tonalito-granodioríticas de Fácies Anfibolito, bem como *greenstone belts*. Núcleos antigos de granodiorito-trondhjemitó-tonalito (TTG) com idades de 3.4 a 3.2 Ga são encontrados no BG.

Na porção nordeste do Estado da Bahia, o BS é composto por rochas gnáissicas bandadas, anfibolitos e ortognaisses, de Fácies Anfibolito, com idades entre 2.9 e 2.5 Ga.

No sul-sudoeste da Bahia, o BJ é formado por rochas charnockíticas e enderbíticas, com idades de 2.7 a 2.6 Ga, além de migmatitos e granulitos heterogêneos, sendo estes litotipos equilibrados na Fácies Granulito (Barbosa *et al.*, 2003; Barbosa e Sabaté, 2004).

O CISC corresponde ao segmento exposto mais jovem do CSF na Bahia. Este se estende de sudeste, ao longo da Costa Atlântica, até Salvador, e posteriormente, bifurca para nordeste e noroeste, no sentido do município de Curaçá. O CISC foi originado a partir da colisão entre os blocos Serrinha, Gavião e Jequié, durante a Orogenia Transamazônica Paleoproterozoica, entre 2.15 e 2.10 Ga (Figura 02).



Figura 2. Posição relativa dos blocos arqueano durante a colisão paleoproterozoica (modificado de Barbosa e Sabaté, 2004).

A porção norte do CISC é constituída por rochas metamórficas equilibradas na Fácies Granulito e Anfibolito, como trondhjemitos e ortognaisses de composição cálcio-alcalino (Barbosa e Sabaté, 2004).

A parte sul do CISC, onde está localizada a área de trabalho, é composto por metatonalitos-metatrandjemitos, de assinatura cálcio-alcalina baixo-K e idade entre 2.6 e 2.5 Ga, além de metamonzonitos shoshoníticos de 2.4 Ga e granulitos charnockíticos com 2.6 Ga (Ledru *et al.*, 1993; Silva *et al.*, 1997; Barbosa, 1990; Barbosa e Sabaté, 2004).

Na borda oeste da porção sul, entre o CISC e BJ, ocorre a Banda Ipiaú que corresponde a uma faixa estreita, de direção NNE-SSW, composta por gnaisses com intercalações de bandas de anfibolitos e de rochas quartzo-feldspáticas (Figura 03) (Barbosa, 1990).

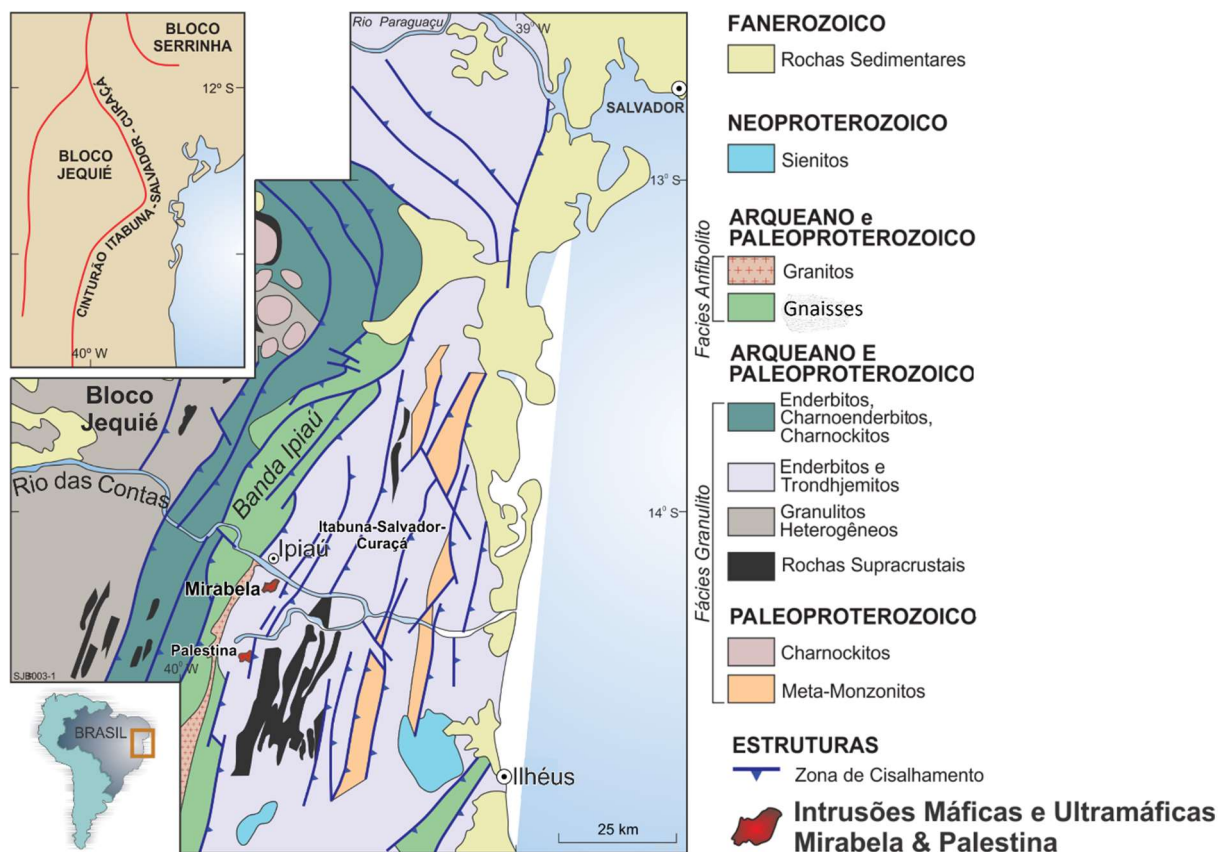


Figura 3. Mapa geológico simplificado da região de granulito do sudeste da Bahia (Barbosa et al., 2003; Barbosa e Sabaté (2004) apud Barnes et al., 2011) (Modificado a partir de Barnes et al., (2011).

O metamorfismo regional de Fácies Granulito predominante no CISC é resultante do espessamento crustal de blocos arqueanos, durante a colisão que ocorreu sob condições de temperatura de 850 C° e pressão de 7 Kbar. O pico metamórfico ocorreu a cerca de 2.0 Ga (Barbosa, 1990, 1997; Barbosa e Sabaté 2004).

A crosta que corresponde as zonas limítrofes entre o CISC, BS e BG foi equilibrada na Fácies Granulito, Anfíbolito e Xisto Verde. A colisão entre o BG, BJ e o CISC resultou na formação de dobras deitadas do tipo “nappe”, que evoluíram para dobras isoclinais fechadas, com planos axiais próximos a 90° e posteriormente, para falhas de empurrão, que foram responsáveis por sobrepor e colocar lado a lado, as rochas das fácies supracitadas (Barbosa, 1990).

O transporte tectônico, de leste a oeste (Figura 02), na região sul do Estado da Bahia, colocou rochas de alto grau metamórfico do CISC sobre as rochas de grau Anfíbolito do Bloco Jequié e reequilibrou estas últimas na Fácies Granulito e, posteriormente, sobrepôs o Bloco Gavião e o *Greenstone Belt* Contendas-Mirante (Figura 04) (Barbosa e Sabaté, 2002).

Intrusões tardias de charnockitos e granitos não deformados são encontrados ao longo dos blocos crustais, como o Granito Campo Formoso (1.969 ± 29 Ma) e o Batólito Guanambi-Urandi (2.0-2.06 Ga), que ocupam a porção norte e sul do BG, respectivamente, e são formados por monzonitos, sienitos e granitos (Barbosa e Sabaté, 2004).

Na porção sul do CISC, a última transpressão da Orogenia Paleoproterozoica é responsável pela intrusão que deu origem ao Complexo Máfico-Ultramáfico da Fazenda Mirabela e Palestina. Estas intrusões estão inseridas na borda oeste do CISC, mais precisamente encaixadas numa ampla zona de cisalhamento, com direção NNE, que tem predominância na porção central da área (Barbosa, 1990; Abram e Silva, 1992).

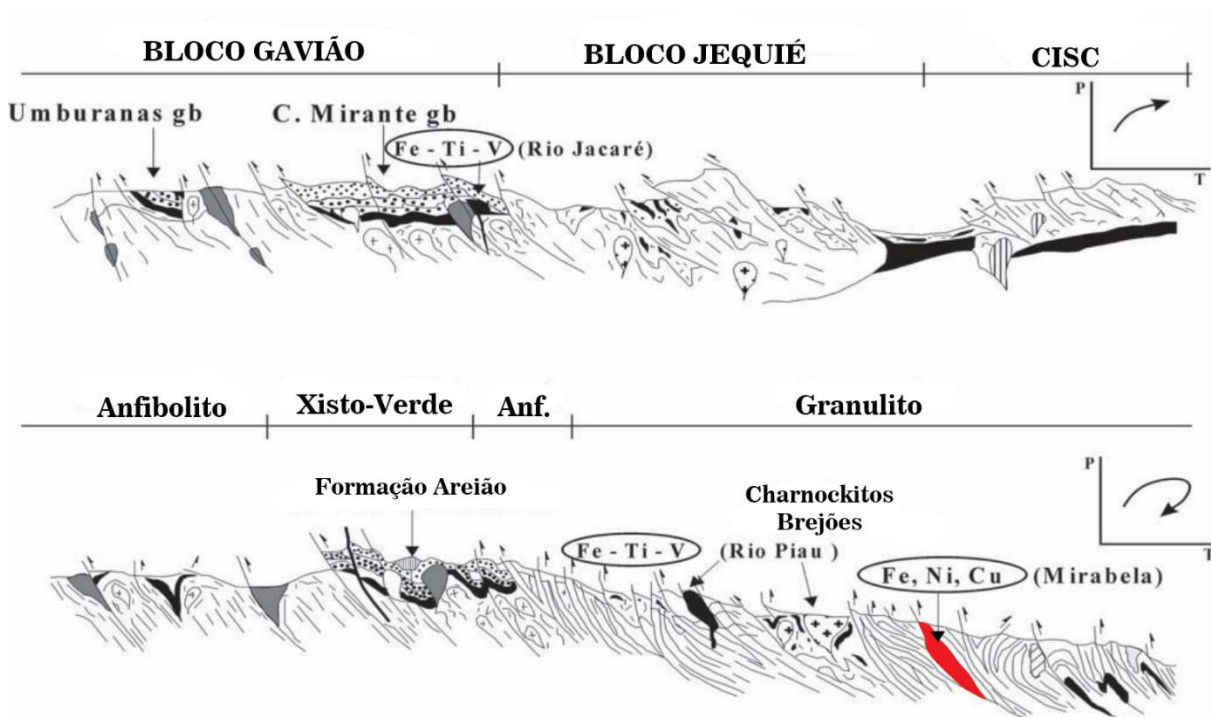


Figura 4. Reconstrução geotectônica E-W do SSE-SSW da Bahia. As posições de unidades de rochas paleoproterozoicas são evidenciadas. Diagrama superior = fase anterior; diagrama inferior = posicionamento atual. As trajetórias de P-T-t são mostradas. Os locais prováveis de deposição de depósitos minerais são mostrados (modificado de Barbosa e Sabaté, 2004).

7 GEOLOGIA LOCAL

As rochas encaixantes da IFM correspondem a sucessões de supracrustais e ortognaisses equilibrados na Fácies Granulito. As rochas supracrustais compreendem gnaisses quartzo-feldspáticos intercalados com metacherts, metapelitos e formações ferríferas bandadas, rochas cálciossilicáticas, metassedimentos manganesíferos

contendo barita, associado a basaltos de fundo oceânico. Os ortognaisses são de composição charno-enderbítica, empobrecidos em sulfetos (Barbosa e Sabaté, 2004).

A IFM está inserida na porção sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, cuja formação ocorreu no Paleoproterozoico, como resultado da colisão dos blocos arqueanos Jequié, Itabuna-Salvador-Curaçá e Gavião. Durante a colisão houve o predomínio de falhas de empurrão, que foram responsáveis pela extrusão de lascas tectônicas granulíticas e a justaposição destas ao lado e/ou sobre rochas de Fácies Anfibolito, como a Banda Ipiaú, que se encontra entre os blocos Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa, 2008).

Grandes alinhamentos refletem o elevado grau de estruturação tectônica dos litotipos da região de alto grau metamórfico de Ipiaú (Figuras 03 e 05). Estes alinhamentos são anastomosados e acompanhados por fotolineações, que indicam a presença de zonas de cisalhamento. Uma ampla zona de cisalhamento, com direção NNE, de movimentação sinistral, se destaca na região (Figura 05). As intrusões da Fazenda Mirabela e Palestina estão inseridas nas zonas de cisalhamento (Arcanjo *et.al.*, 1998).

No mínimo, dois episódios deformacionais afetaram o BJ, a Banda Ipiaú e o CISC, durante a construção do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. O primeiro episódio (F1) é constituído por dobras recumbentes, com sentido de vergência para oeste, com eixos orientados N10°-15°E. O segundo episódio é interpretado como de evolução progressiva ao evento (F1). Este gerou dobras apertadas orientadas segundo N10°- 20°E, com eixo sub-horizontal e plano axial com mergulho forte (Barbosa *et. al.*, 2003).

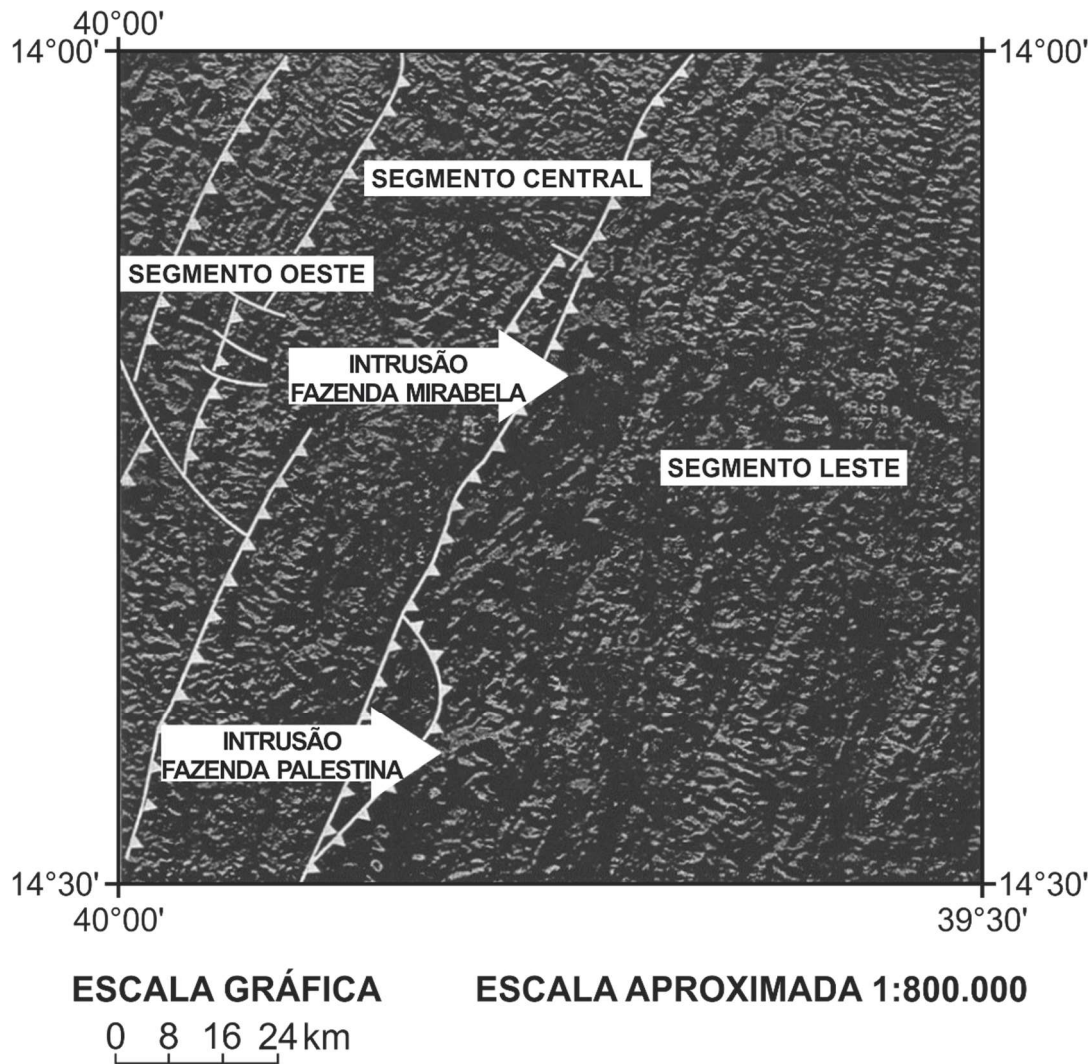


Figura 5. Imagem de Radar (RADAM BRASIL) mostrando as principais feições fotogeológicas da região de Ipiaú (Arcanjo et al. 1998).

7.1 Intrusão Fazenda Mirabela (IFM)

A IFM compreende um corpo máfico-ultramáfico de idade paleoproterozoica, 1.99 Ga, que se encontra encaixado em rochas metamórficas de Fácies Granulito (Figura 6). Esta intrusão está disposta em formato oval (*boat-shaped*), com 4,2 km de comprimento e 2,5 km de largura, com área aflorante de cerca de 7 km², que caracteriza uma intrusão de porte médio, com acamamento magmático definido em escala de mapa e afloramento, que mergulha fortemente para NE, exceto a borda, que mergulha para SW (Abram, 1993; Barnes *et al.*, 2011; Lazarin, 2011).

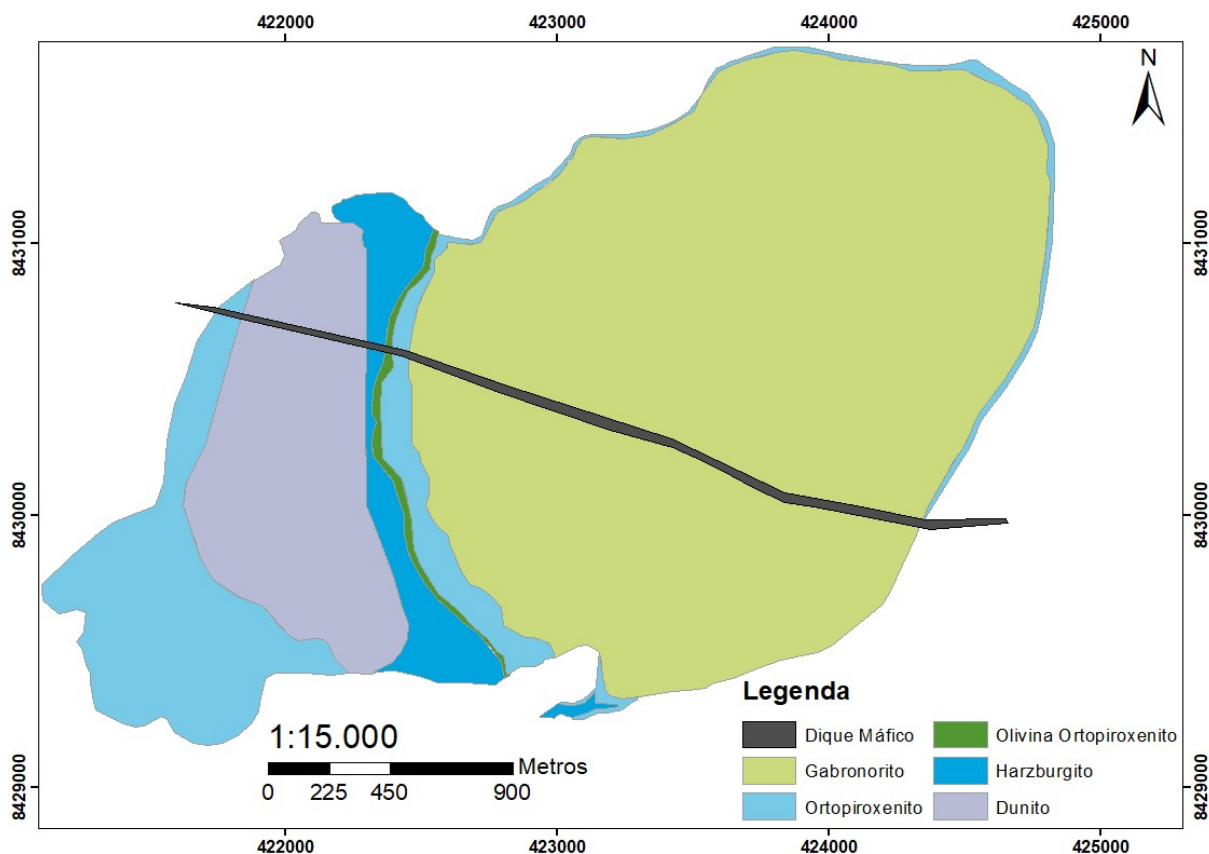


Figura 6. Mapa Intrusão da Fazenda Mirabela (modificado de Barnes et al., 2011).

As rochas da IFM não estão deformadas, apesar de alojadas no embasamento metamórfico de alto grau. As rochas são isotrópicas e apresentam texturas ígneas bem preservadas. A intrusão é constituída por uma sequência basal composta por gabronorito (~ 90 m) e ortopiroxenito (~ 130 m), sobreposta a uma sequência ultramáfica definida, da base para o topo, por dunito (~ 600 m), harzburgito (~ 50 m), olivina ortopiroxênito e ortopiroxênito (~ 25 e ~ 50 m, respectivamente), que está subjacente a uma sequência máfica representada por gabronoritos (> 900 m). Esta estratigrafia ígnea se configurou por diferenciação de magma parental toleítico (Abram, 1993; Barnes *et al.*, 2011).

Lazarin (2011) subdividiu a IFM em cinco zonas: (i) grupo de borda inferior composta por ortopiroxenitos e gabronoritos em contato com as rochas encaixantes; (ii) zona inferior composta por dunitos parcialmente serpentinizados; (iii) zona intermediária que hospeda o Depósito de Santa Rita, sendo esta compreendida por harzburgitos, olivina ortopiroxenitos, ortopiroxenitos e websteritos; (iv) zona superior (máfica) que define a forma oval da intrusão, composta por gabronoritos e leucogabronoritos; (v) zona de borda superior localizada no topo da sequência

estratigráfica do Complexo Máfico-Ultramáfico Fazenda Mirabela, composta por websteritos, ortopiroxenitos, harzburgitos e gabronoritos.

Um dique máfico intercepta leste-oeste a IFM. Uma vez que o dique máfico aflora apenas nas cavas norte e central, a modelagem geológica a partir dos dados de testemunhos de sondagem se mostra uma ferramenta importante para o mapeamento desta estrutura em profundidade utilizada pela empresa Atlantic Nickel.

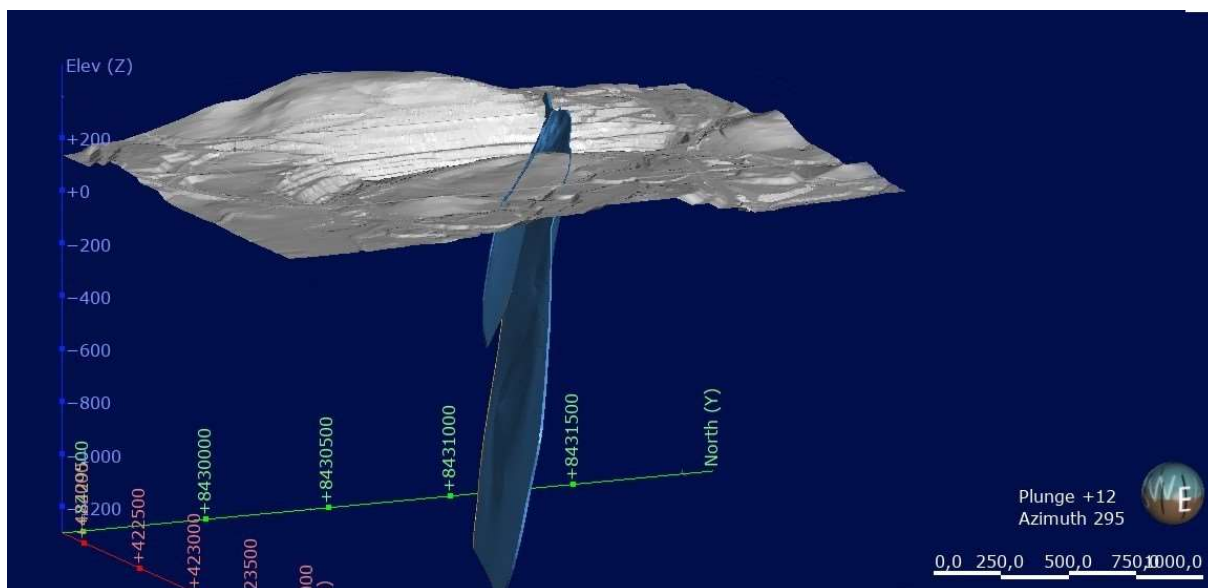


Figura 7. Modelagem geológica do dique máfico da Mina Santa Rita (Atlantic Nickel, 2019).

A ordem de cristalização mineral da IFM ocorreu a partir de olivina, Cr-espinélio, ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio (Abram 1993). Ferreira Filho *et al.* (2013) ilustraram a sequência de cristalização a partir de um intervalo, que compreende a porção superior da zona ultramáfica e a porção basal da zona máfica: olivina + cromita cumulado → olivina + ortopiroxênio + cromita cumulado → olivina + ortopiroxênio + cromita cumulado → ortopiroxênio ± cromita cumulado → ortopiroxênio + clinopiroxênio cumulado ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio (Figura 07).



Gabronorito (Opx+Cpx+Pl)

Websterito (Opx+Cpx)

Ortopixenito (Opx±Chr)

Ol-Ortopiroxenito (Ol+Opx+Chr)

Harzburgito (Ol+Opx+Chr)

Dunito (Ol+Chr)

Figura 8. Sequência estratigráfica da IFM (ordem crescente de f para a). (a) Gabronorito □ (b) Websterito □ (c) Ortopiroxenito □ (d) Olivina ortopiroxenito □ (e) Harzburgito □ (f) dunito (modificado de Ferreira Filho et al, 2013). Imagem criada a partir de recortes de furo de sondagem descritos neste trabalho.

Lazarin (2011) obteve idades U-Pb de 1.999 ± 28 Ma (U-Pb) para as rochas da IFM e 2.541 ± 15 Ma para as encaixantes. As idades evidenciam que a IFM é tardia ao evento paleoproterozoico responsável pelo metamorfismo regional. Dados isotópicos de ϵNd , que variam de -7,65 a -1,71, sugerem assimilação crustal no momento da colocação do magma máfico-ultramáfico na crosta granulítica arqueana (Lazarin 2011).

7.2 Mina Santa Rita

A Mina Santa Rita é uma mina a céu aberto (*open pit*), que pertence a Empresa *Atlantic Nickel* Mineração Ltda. Esta empresa produz concentrado de níquel de alta qualidade, com recursos medidos e indicados de 59.173 Mt a 0,33 NiS e 0,11% Cu (atlanticnickel.com).

O Depósito de Santa Rita (*Santa Rita Ore Zone*) está localizado na zona intermediária do IFM (Figura 08). A mineralização é do tipo estratiforme/*stratabound*,

característica essa que difere dos depósitos clássicos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EGP. As mineralizações de Ni-Cu tendem a ocorrer nos condutos alimentadores ou nas porções basais de intrusões máfica-ultramáficas, enquanto que as mineralizações de Elementos do Grupo da Platina (EGP) ocorrem nas porções internas dos complexos acamadados (estratiforme/*stratabound*) (Ferreira Filho *et al.*, 2013).

A zona mineralizada da Mina Santa Rita (ou Santa Rita Zone - SRZ) é controlada pela ocorrência de cristais de ortopiroxênio (Figura 08). Este intervalo estratigráfico compreende uma sucessão de rochas ultramáficas compostas por dunitos (olivina cumulado e cromita) sobrepostos por uma intercalação de harzburgitos e olivina ortopiroxenitos (olivina-bronzita cumulado e bronzita-olivina). Estes são sobrepostos por ortopiroxenitos (compostos principalmente por cumulos de bronzita) e, por fim, sobrepostos por uma camada fina de websterito. Este último marca o limite estratigráfico entre a zona ultramáfica e a zona máfica gabronorítica. A espessura e posição da zona mineralizada varia ao longo da estratigrafia das rochas ígneas da intrusão (Barnes *et al.*, 2011; Lazarin, 2011).

Na porção norte da intrusão, a SRZ ocorre em uma camada contínua, bem definida, com aproximadamente 50 m de espessura. A sul da intrusão, essa camada sulfetada é descontínua, com espessura de cerca de 200 m, que se sobrepõe através das zonas ultramáficas. As concentrações de sulfeto são menores na porção norte e aumenta na porção central e sul da IFM (Barnes *et al.*, 2011).

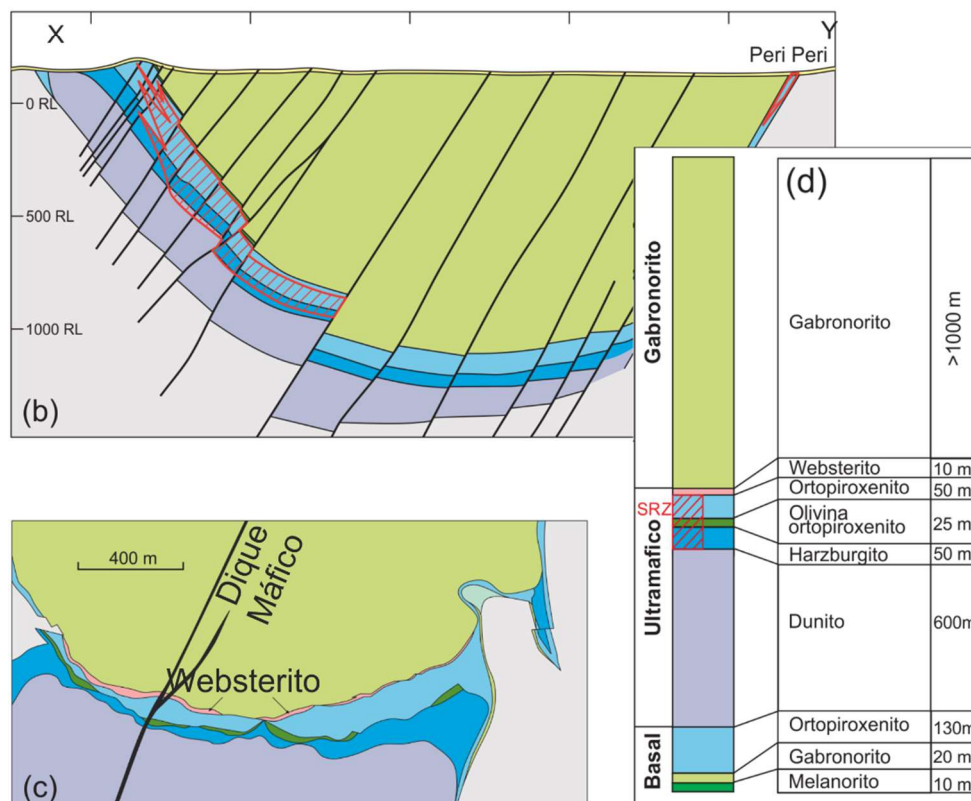
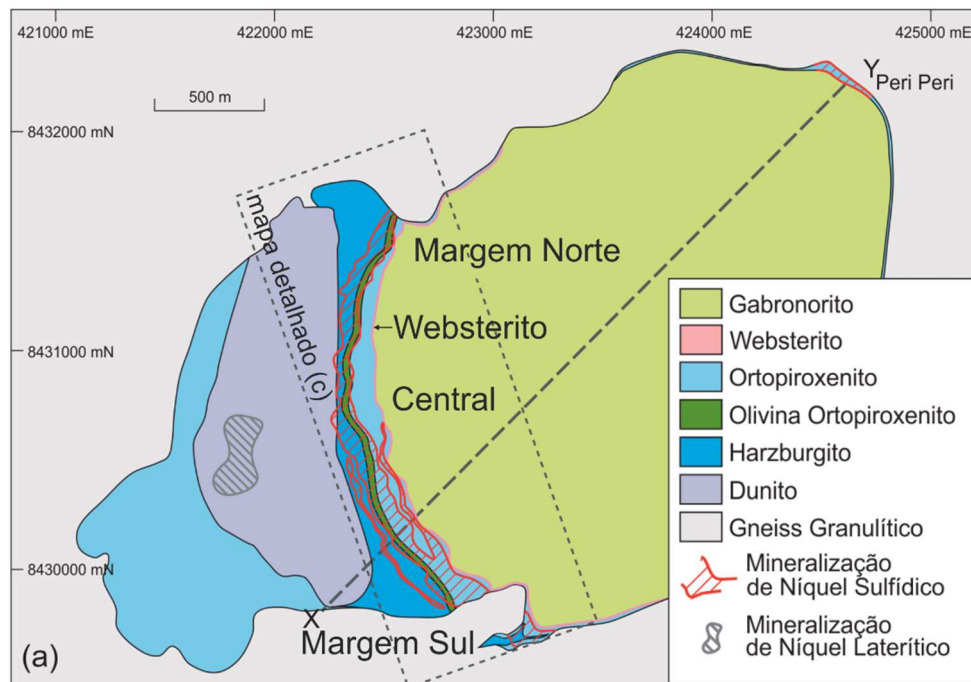


Figura 9.. a) – IFM com a localização da zona mineralizada de Sana Rita (Santa Rita Zone); b) – Seção geológica; c) – Ampliação da porção superior da série ultramáfica mostrando subzonas litológicas; d) – Coluna estratigráfica simplificada evidenciando as zonas e subzonas. SRZ = Santa Rita Zone (zona mineralizada de Santa Rita) (modificado de Barnes et al., 2011).

A assembleia mineral dos sulfetos é composta principalmente por pentlandita (~ 50%), seguida por quantidades menores de pirrotita, pirita e calcopirita. Estes sulfetos ocorrem tanto de forma disseminada, nos interstícios dos cumulos de olivina, e principalmente, nos ortopiroxenitos, como grãos finos *intergrown* a silicatos intercumulos (Ferreira Filho *et al.*, 2013; Knight *et al.*, 2017).

O Depósito de Santa Rita foi formado pela mistura de um magma magnesiano, moderadamente enriquecido em níquel, subsaturado em enxofre, com um magma empobrecido em Ni-Cu-EGP, mais resfriado e carregado de gotículas de líquido sulfetado (Barnes *et al.* 2011). Uma interpretação distinta foi proposta por Ferreira Filho & Cunha (2013), que consideraram os altos teores de MgO das rochas, o padrão de fracionamento, a composição primitiva das olivinas (alto teor de forsterita), além do elevado teor de níquel nos sulfetos, como indicadores de um magma parental toleítico alto MgO.

Os estudos de isótopos de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos (Pn, Cpy, Po, Py) indicam que as composições isotópicas de enxofre são similares àqueles de origem mantélica (Lazarin 2011). Isto inviabiliza a possibilidade das rochas encaixantes serem a fonte de enxofre, para a formação dos sulfetos do Minério de Santa Rita.

Uma anomalia (*basal PGE anomaly*) em Elemento do Grupo da Platina (EGP), empobrecida em S (< 0,1% de S), está localizada a cerca de 50 a 75 m abaixo da SRZ. Esta é observada nas zonas central e sul da SRZ com teores de Pt e Pd de aproximadamente 20 ppm, sendo maiores que os observados na SRZ (Barnes *et al.*, 2011; Knight *et al.*, 2017).

A IFM apresenta três assembleias de Minerais do Grupo da Platina (MGP). Nas margens norte e sul, a assembleia mineral é composta por teluretos (Pt,Pd,Ni,Cu)(Fe,Bi,Te)₂, MGP como *Sperrylite* (PtAs₂), membros da série de solução sólida hollingworthite-irarsite-platarsite ([RhIrPt]AsS), além de minerais Te-Pd-Ag, electrum ± Fe-Cu, grãos de ouro (Au) nativo, todos em quantidades menores e, hesite (Ag₂Te) como acessórios. Na porção central há uma predominância de (Pt,Pd,Ni)(Fe,Bi,Te)₂ com ocorrência de acessórios de hesite (Ag₂Te), raros eletrons e grãos de ouro (Au) nativo. Nesta porção, também ocorrem, de forma localizada, ligas de Pd-Cu-(Pb), além de arsenetos portadores de EGP (Knight *et al.*, 2011; Knight *et al.*, 2017).

A assimilação crustal de rochas encaixantes com presença de arsênio ou processos hidrotermais *sin*-magmáticos, pode ter sido a fonte para incorporação de arsênio nas margens da intrusão, diferentemente da zona central (Knight *et al.* 2017).

8 RESULTADOS

Este capítulo contempla os resultados obtidos, através do trabalho de campo e de descrição de testemunhos de sondagem realizados na Empresa *Atlantic Nickel* Mineração Ltda., assim como a análise e interpretação de dados geoquímicos de rocha total.

8.1 Caracterização do Dique Máfico da IFM – Trabalho de Campo

O dique máfico intercepta a Mina Santa Rita segundo a orientação N120° e aflora apenas nas duas paredes da mina, entre a cava norte e central (Figura 9). No afloramento leste, o dique bifurca em dois segmentos (braços) (Figura 9a). O segmento direito tem aproximadamente 15 m de espessura e 40 m de altura, orientado N200/75° (*dip direction/dip*), diferentemente do esquerdo, que contém aproximadamente 7,5 m de espessura e orientação N030/80° (*dip direction/dip*). Na parede oeste, o dique tem cerca de 23 m de espessura e 300 m de altura, e contorna a zona mineralizada de níquel laterítico (Figura 9b).



Figura 10. a) – Afloramento leste (parede leste) do dique máfico da Mina Santa Rita. O dique bifurca em dois segmentos; b) – Parede oeste da Mina Santa Rita, com destaque para o comprimento do dique máfico de Santa Rita.

Em afloramento, o dique apresenta coloração cinza escuro a preto, textura afanítica e grau moderado a alto de alteração, com a ocorrência de cloritização como resultado da interação entre o dique máfico e fluídos hidrotermais (Figura 10).

Na parede leste, o filão intercepta em dois segmentos em V, as rochas encaixantes. O segmento esquerdo, menos espesso, faz contato abrupto com o gabronorito, de forma distinta do direito, que faz contato abrupto com o piroxenito, sendo que este também está presente na região central (Figura 9). No contato entre o segmento direito e o piroxenito ocorre um *hornfels* (?), que indica metamorfismo de

contato no momento da colocação do dique máfico, além de *slickensides* e lineação mineral, com orientação N110/20° (*dip direction/dip*).



Figura 11. Contato do segmento (braço) direto do dique máfico com o piroxenito. No contato entre o dique máfico e o piroxenito ocorre a presença de hornfels (?), que evidencia metamorfismo de contato.

A relação de contato do dique máfico e o piroxenito com o *hornfels* (Figura 11) é observado apenas em afloramento. Considerando que, o piroxenito é uma litologia menos susceptível ao metamorfismo de contato, composta por uma paragênese formada em condições de elevada temperatura (900 a 1.200°C), somado as estruturas e paragêneses hidrotermais citadas no tópico “Descrição de Testemunho de Sondagem”, a litologia interpretada como *hornfels* (?) pode representar apenas uma zona de alteração hidrotermal.

8.2 Descrição de Testemunho de Sondagem

Na descrição macroscópica de testemunhos de sondagem foram descritos quatorze intervalos, com ocorrência do dique máfico em treze furos de sondagem (Tabela 04; Figura 11).

Tabela 4. Localização, Profundidade e Elevação dos Furos de Sondagem.

Furo	Seção	COORDENADAS UTM			Profundidade	Dip	Azimute
		X	Y	Z			
MBS-1021	8430857	422832.535	8430856.517	165.246	725.36	80	270
MBS-1043	8430857	422938.71	8430856.546	161.053	791.08	80	270
MBS-1056	8430655	423181.005	8430654.955	146.705	1290.3	80	270
MBS-1060	8430655	423278.683	84330654.96	138.674	1351.36	80	270
MBS-1067	8430786	422949.765	8430786.404	157.224	1078.78	80	270
MBS-1064	8430560	423340.084	8430559.955	146.132	1352.82	80	270
MBS-1065	8430560	423370.671	8430559.938	147.31	1212.23	80	270
MBS-1069	8430760	422960.23	8430760.006	154.178	1306.01	80	270
MBS-1074	8430760	423040.928	8430760.012	151.764	1210.75	80	270
MBS-1076	8430860	423199.529	8430760.013	148.283	1285.51	80	270
MBS-1079	8430860	422860.08	8430859.914	166.005	977.36	80	270
MBS-1080	8430860	423000.143	8430860.044	155.507	1184,55	80	270
MBS-1081	8430860	423099.806	8430860.251	151,567	1246,35	80	270

Neste tópico é apresentada uma síntese das principais características litológicas e estruturais observadas no dique máfico e nas rochas encaixantes, durante a descrição macroscópica dos furos de sondagem. A sistemática adotada segue a ordem de cristalização da IFM (Ferreira Filho *et al*, 2013) e cronológica. Desta forma, a sequência litológica descrita compreende dunito, harzburgito, olivina ortopiroxenito, ortopiroxenito, websterito, gabronorito e o dique máfico.

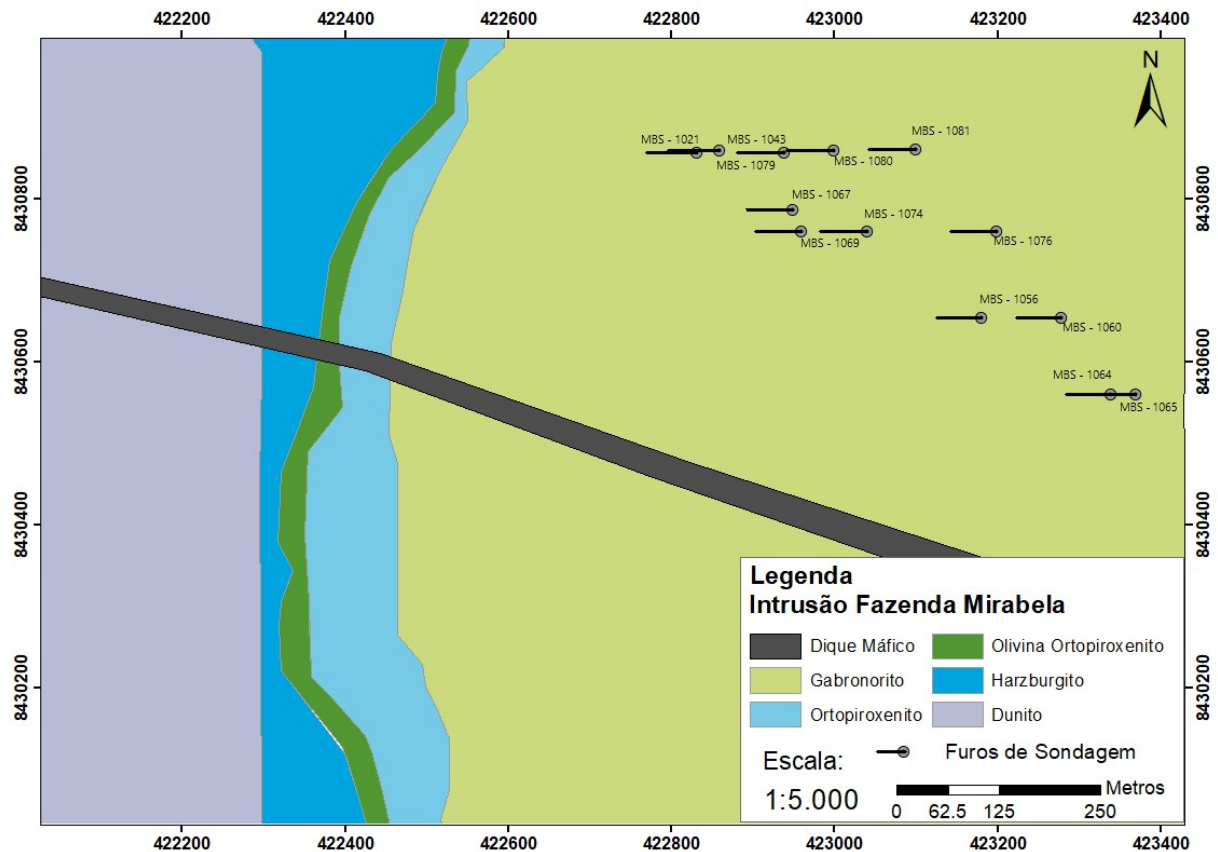


Figura 12. IFM com a localização dos furos de sondagem (modificado de Barnes et al., 2011).

8.2.1 Dunito

O dunito representa a base da IFM e esta litologia foi observada nos furos de sondagem MBS-1065, MBS-1067, MBS-1069 e MBS-1079, numa faixa de profundidade variando de 874,39 a 1127,87 m.

Em geral, a rocha apresenta textura fanerítica, coloração verde escuro marcada pela olivina, a granulometria varia de média a grossa (~2 a 4 mm). Os cristais são subédricos, equigranulares, dispostos em estrutura isotrópica (Figura 12). Os processos de alteração foram observados e são responsáveis pela formação da paragênese secundária, como serpentina e talco (?), em venulações. A mineralogia é composta por 90% olivina, 7% de cromita, 1% de ortopiroxenito, 1% clinopiroxênio e $\leq 1\%$ serpentina. A porcentagem modal de sulfetos de pentlândita varia de 1 a 2%. O dunito faz contato abrupto com o dique máfico (Figura 12).

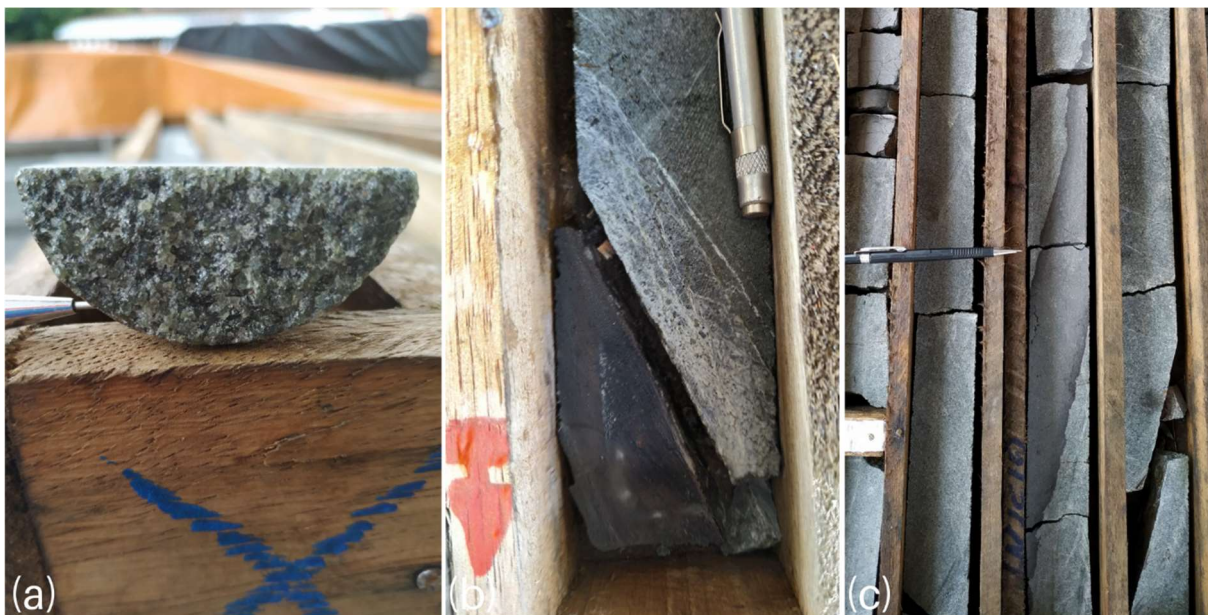


Figura 13. a) Furo MBS-1064 - dunito com cristais subédricos de olivina (verde) e cromita (preto); b) furo MBS-1067 - contato abrupto entre o dique máfico (preto) e o dunito (verde esbranquiçado). Notar a borda alterada do dunito (serpentinização); c) Furo MB-1067 - contato litológico abrupto entre o dunito (verde esbranquiçado) e o dique máfico (preto).

8.2.2 Harzburgito

O harzburgito faz parte da zona ultramáfica e mineralizada da Mina Santa Rita. Neste trabalho, esta litologia foi descrita apenas no furo MBS-1021, que corresponde ao intervalo (1,51 m) de profundidade entre 684,76 e 686,27 m.

A rocha apresenta coloração cinza escuro, com cristais subédricos e equigranulares em estrutura isotrópica. A textura é fanerítica, bem preservada e a granulometria é fina (~1 mm). A mineralogia é composta por 81% de olivina, 12% de ortopiroxênio, 6% cromita, 1% de clinopiroxênio (Figura 13). Os sulfetos de pentlandita e pirrotita intercumulos ocorrem com porcentagem modal de 2%. O contato entre o harzburgito e o dique máfico é abrupto.



Figura 14. a) Furo MBS-1028 (não utilizado neste trabalho) - harzburgito com textura bem preservada. b) Furo MBS-1021 - intervalo entre o harzburgito e o dique máfico. O contato litológico não está bem delimitado, uma vez que o intervalo ocorre bem fraturado.

8.2.3 Olivina Ortopiroxenito

O olivina ortopiroxenito faz parte da zona mineralizada da Mina Santa Rita e está presente nos furos MBS-1021, 1056, 1065 e 1079, em profundidades que variam de 671,58 a 1081,40 m.

De maneira geral, a rocha possui coloração cinza escuro esverdeado marcada pela olivina, apresenta cristais que variam de subédricos (ortopiroxênio) a anédricos (olivina), equigranulares, em estrutura isotrópica. A rocha apresenta textura fanerítica bem preservada e granulometria variável de média a grossa (2 a 3 mm) (Figura 14). Os processos de alteração e formação de paragênese secundária são restritos aos planos de fraturas e contato litológico, descrito no furo MBS-1079, entre o olivina ortopiroxênio e o veio de plagioclásio (furo MBS-1079), com a formação de biotita, clorita e anfibólio e precipitação de carbonato de cálcio. A mineralogia é composta por 55% de ortopiroxênio, 38% de olivina, 1% de clinopiroxênio, 5% de cromita e 1% de secundários e acessórios (?). A porcentagem modal de sulfetos pentlandita, calcopirita e pirrotita corresponde a 0,1 a 2%.

Os contatos entre o olivina ortopiroxenito e o dique máfico são abruptos, com presença de xenólitos (Figura 14).



Figura 15. a;b) Furo MBS-1079 - contato litológico abrupto entre o dique máfico e o olivina ortopiroxenito, com presença de xenólito; c) Furo MBS-1021 - olivina ortopiroxenito com textura fanerítica bem preservada.

8.2.4 Ortopiroxenito

O ortopiroxenito corresponde a principal unidade litológica mineralizada da IFM e está presente nos furos MBS-1056, MBS-1065, MBS-1067 e MBS-1079, em faixa de profundidade de 639,14 a 1088,92 m.

No geral, a rocha apresenta coloração marrom amarelado marcada pelo ortopiroxênio, com cristais variando de euédricos a subédricos, equigranulares, em estrutura isotrópica. A textura é fanerítica e está bem preservada e a granulometria varia de média a grossa (~2 a 4 mm) (Figura 15). A mineralogia é composta por 93% de ortopiroxênio, 3% de olivina, 2% de cromita e 2% de clinopiroxênio. Os sulfetos de calcopirita, pirrotita e pentlandita estão presentes como intercumulos em moda, que varia de 0,5 a 5%. A calcitização é o processo de alteração predominante, presente em venulações e nos planos de fratura da rocha.

O contato entre o ortopiroxenito e o dique máfico é gradacional no MBS-1079 e caracteriza fusão parcial e processo de assimilação da rocha encaixante. Nos demais furos, os contatos destas duas litologias são abruptos (Figura 15).

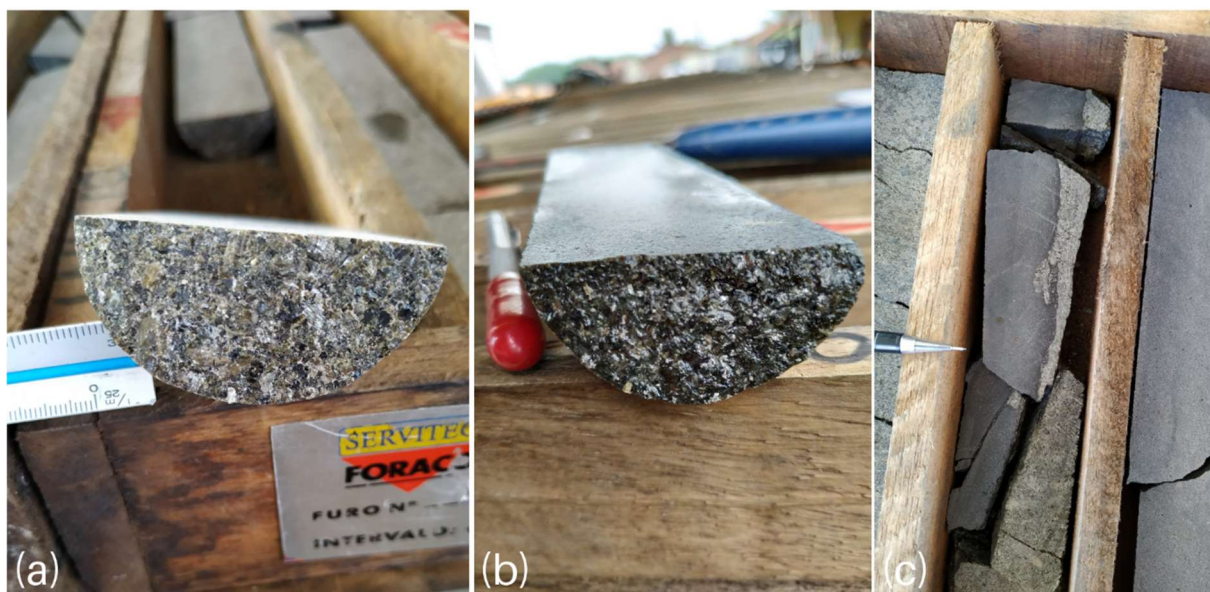


Figura 16. a) Furo MBS-1056 e b) Furo MBS-1067 - ortopiroxenito com textura fanerítica bem preservada e granulometria a) média a b) grossa; c) Furo MBS-1056 - contato abrupto entre o ortopiroxenito e o dique máfico.

8.2.5 Websterito

Esta litologia, presente apenas no furo MBS-1074, representa a transição entre as zonas ultramáficas e máficas. O websterito ocorre numa faixa de 765,0 a 800,0 m de profundidade, apresenta coloração cinza esverdeado marcada pelo clinopiroxênio. Os cristais são subédricos e equigranulares, em estrutura isotrópica. A textura é fanerítica e a granulometria que varia de fina a grossa (1 – 3mm), com o incremento da profundidade (Figura 16). A mineralogia da rocha é composta por clinopiroxênio (65%) e ortopiroxênio (35%), com ocorrência incipiente de sulfetos de calcopirita intercumulos. A cloritização é processo responsável pela formação da paragênese secundária predominante.



Figura 17. a) Furo MBS-1074 - websterito com textura fanerítica e granulometria média; b) Furo MBS-1058 (não utilizado neste trabalho) - websterito com granulometria fina.

8.2.6 Gabronorito

O gabronorito é a litologia encaixante predominante nos furos de sondagem, com ocorrência em profundidades, que variam de 124,16 a 935,30 m. Nesta litologia foi observada mineralizações de sulfeto durante a descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem.

Em geral, a rocha possui coloração cinza claro, com tom esverdeado, marcada pelo plagioclásio e clinopiroxênio. Os cristais apresentam forma subédrica, são equigranulares e estrutura isotrópica. A textura é fanerítica e a granulometria grossa (> 3 mm). A mineralogia é composta por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e minerais secundários (alteração) (Figura 17). Os processos de alteração como cloritização, epidotização e uralitização estão presentes e são responsáveis pela paragênese secundária (Figura 17). A clorita e o epidoto ocorrem em venulações associadas as zonas fraturadas e, assim como a uralita, nos contatos litológicos. Os contatos entre o gabronorito e o dique máfico são predominantemente abruptos, não obstante, ocorrem contatos difusos (Figura 17).



Figura 18. a; b) Furo MBS:104 -: contato litológico entre o gabronorito e o dique máfico. Nota-se um contato abrupto a irregular com ocorrência de uma a) borda de fusão e formação de um b) halo de alteração; (c) Furo MBS-1065 - testemunho de sondagem evidenciando o contato entre o gabronorito, com uralita. d) Furo MBS-1060 - gabronorito com textura fanerítica bem preservada e granulometria grossa.

8.2.7 Dique Máfico

O dique máfico intercepta todas as rochas da IFM em contatos (litológico) abruptos e raramente, com bordas de fusão, em profundidades que variam de 138,86 a 1207,97 m, em intervalos de sondagem com espessuras de 0,43 a 109,02 m.

De forma geral, a rocha possui coloração cinza escuro e minerais com estrutura isotrópica. A textura afanítica grada para fanerítica (~ 1 mm) e a granulometria varia de muito fina a média (1-1,5 mm), com porções de grãos médios a médio-grossos (1,5 – 2,5 mm). A textura fanerítica e a granulometria média (1 – 2mm) são predominantes ao longo dos testemunhos de sondagem. O grau de preservação da rocha e gradação textural (afanítica para fanerítica) são governados pela profundidade do dique, a partir da zona de contato litológico com as rochas encaixantes.

Como supracitado, ocorrem porções onde a rocha apresenta uma granulometria média a média-grossa (Figura 18c). Estas permitiram a identificação da textura ofítica – característica dos doleritos, além da mineralogia da rocha, composta por plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio, além de magnetita como acessório, responsável pelo forte magnetismo da rocha.

A calcopirita é o sulfeto predominante no dique máfico e está presente como intercumulos, em concentrações modais que variam de 0,1 a 0,5%. De forma similar,

porém restritas apenas ao furo MBS-1079, a pentlandita e a pirrotita estão presentes. Próximo aos contatos litológicos dos furos MBS-1043 e MBS-1065 ocorrem concentrações de sulfetos remobilizados de pentlandita>pirrotita e calcopirita, respectivamente (Figura 18d).

O principal processo de alteração responsável pela formação da paragênese secundária é a cloritização, que ocorre predominantemente em venulações desenvolvidas, a partir da alteração dos minerais máficos, como piroxênios, principalmente, próximo aos contatos litológicos (Figura 18). A presença de carbonato de cálcio precipitado nos planos de fraturas da rocha, sugere a percolação de fluídos cálcicos que, além de precipitar o CaCO_3 , também altera a mineralogia do dique máfico (Figura 18).

A relação de contato litológico entre a estrutura filoniana e as rochas encaixantes é muito importante para o entendimento da flutuação de temperatura, tanto da IFM como do dique. Ao longo das descrições de testemunho de sondagem foi observado que, os contatos litológicos do dique são predominantemente abruptos, e por vezes ocorrem bordas de fusão no contato com o gabronorito (Figura 15 e 17).

As características litológicas citadas acima definem o dique máfico da Mina Santa Rita como um dolerito.



Figura 19. a) Furo MBS-1079 - dique máfico de textura afanítica da zona de contato litológico; b) Furo MBS-1060 - dique máfico de textura fanerítica e granulometria fina (~1 mm); c) Furo MBS-1079 - dique máfico com aumento granulométrico em nível de aproximadamente 6 cm; d) Furo MBS-1043 - dique máfico com presença de sulfetos remobilizados próximo ao contato litológico; e; f) Furos MBS-1043 e MBS-1080 - dique máfico com evidência de cloritização e precipitação de CaCO_3 .

8.3 Geoquímica de Rocha Total

Neste trabalho foram utilizadas vinte e duas análises químicas de rocha total (elementos maiores, menores e traço) referentes ao furo MBS-1079 (Tabela 02 e Anexos). Na amostragem foi adotado como critério, um espaçamento de 20 m para cada amostra analisada quimicamente. Os dados químicos foram tratados e interpretados com o objetivo de identificar (i) os processos magmáticos envolvidos na geração do dique máfico, (ii) a afinidade geoquímica, (iii) o ambiente geotectônico e (iv) as características metalogenéticas.

8.3.1 Geoquímica do Dique Máfico

O Al_2O_3 apresenta teores médios de 12,77% nas amostras do dique máfico, com valor máximo de 13,96% e mínimo de 11,66%. A média do conteúdo de MgO é de 6,15%, com valor máximo de 8,87% e mínimo de 4,68%. O FeO_t possui média de 14,09% e valores máximos e mínimos de 16,98% e 12,76%, respectivamente. O CaO apresenta valor médio de 10,41%, com valor máximo de 11,50% e mínimo de 9,2%. O TiO_2 e o MnO apresentam concentrações médias de 2,48 e 0,21%, respectivamente. O Na_2O e K_2O têm concentrações médias de 2,53% e 0,37%, respectivamente. O P_2O_5 tem valor médio de 0,22%, com máximo em 0,35% e mínimo de 0,19%.

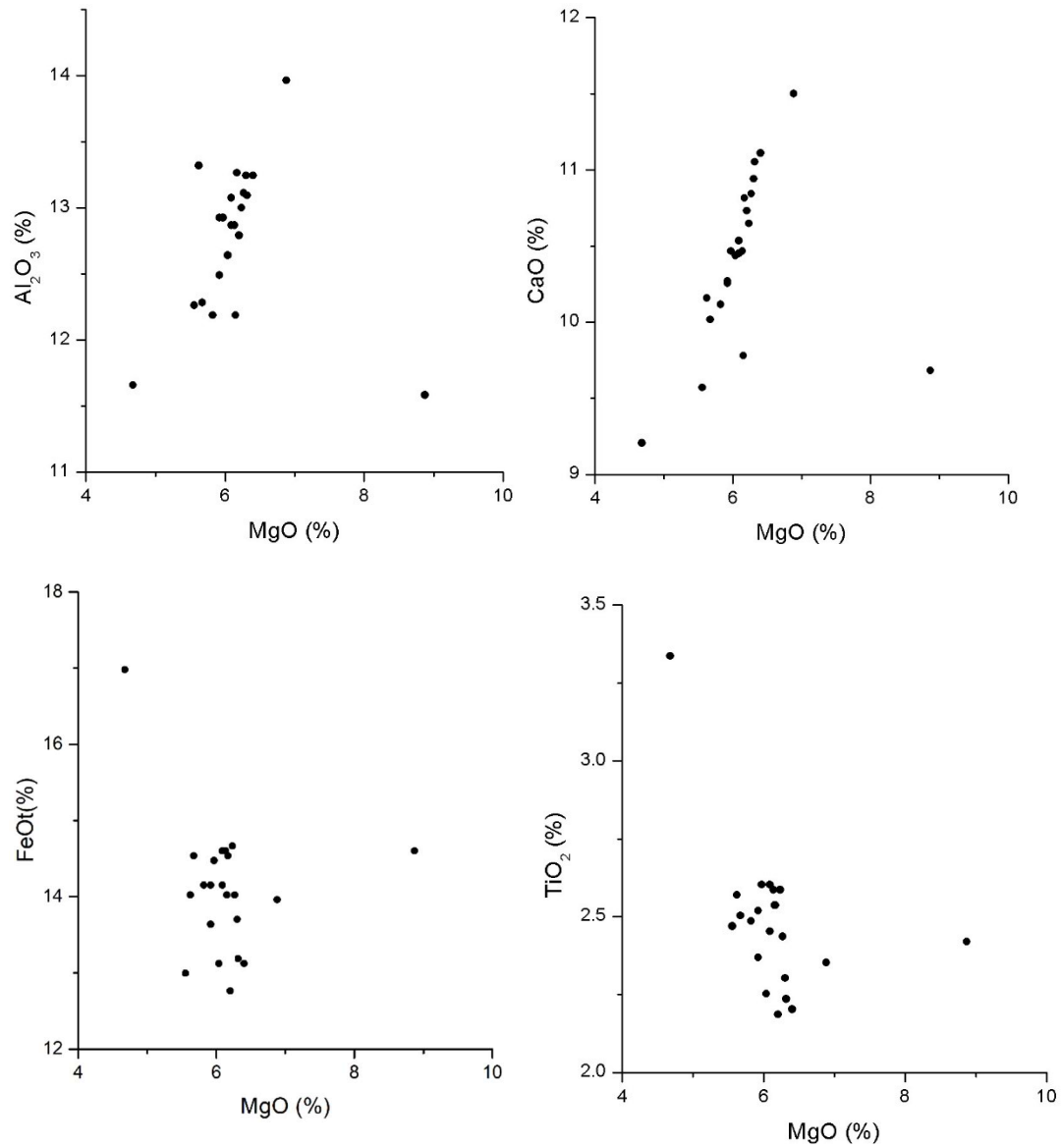
O comportamento geoquímico dos elementos maiores, menores e traço foi interpretado, através de diagramas binários com a utilização do MgO como índice de diferenciação (ID) (Figura 19). Nos diagramas observa-se uma correlação negativa do Na_2O , K_2O , P_2O_5 em relação ao ID, com uma certa dispersão para algumas amostras, à medida que o magma é fracionado, enquanto que CaO e Al_2O_3 apresentam uma correlação positiva, com uma certa dispersão. O FeO_t e o TiO_2 apresentam uma correlação positiva com o ID até aproximadamente 6,0% de MgO. A partir deste valor, observa-se uma inflexão e a correlação passa a ser negativa. Os padrões observados nos diagramas binários são característicos de processo de cristalização fracionada de $\pm$ plagioclásio, $\pm$ piroxênio, $\pm$ olivina e $\pm$ óxidos de Fe e Ti.

Nos diagramas binários de elementos-traço (Figura 20), observa-se que o Ni, Cr e V apresentam um decréscimo relativo ao ID. No diagrama Cu *versus* MgO ocorre um decréscimo até 6% de MgO e a partir deste valor, observa-se uma inflexão e um acréscimo no teor de Cu em relação ao ID. O Sr e Co apresentam padrão de dispersão. Os *trends* observados nos diagramas refletem processo de cristalização fracionada.

A amostra que apresenta teor de 8,87% de MgO representa o contato entre o dique máfico e o ortopiroxenito. Esta amostra também apresenta valores mais elevados de Ni e Cr, uma vez que a pentlandita e a cromita estão presentes no ortopiroxenito (Anexos).

No diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971), as amostras plotam no campo da série toleítica, com *trend* de enriquecimento em Fe (Figura 21).

No diagrama de Jensen (1976), que relaciona $(\text{FeOt} + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$, as amostras ocupam o campo dos basaltos toleíticos de alto-Fe (Figura 21).



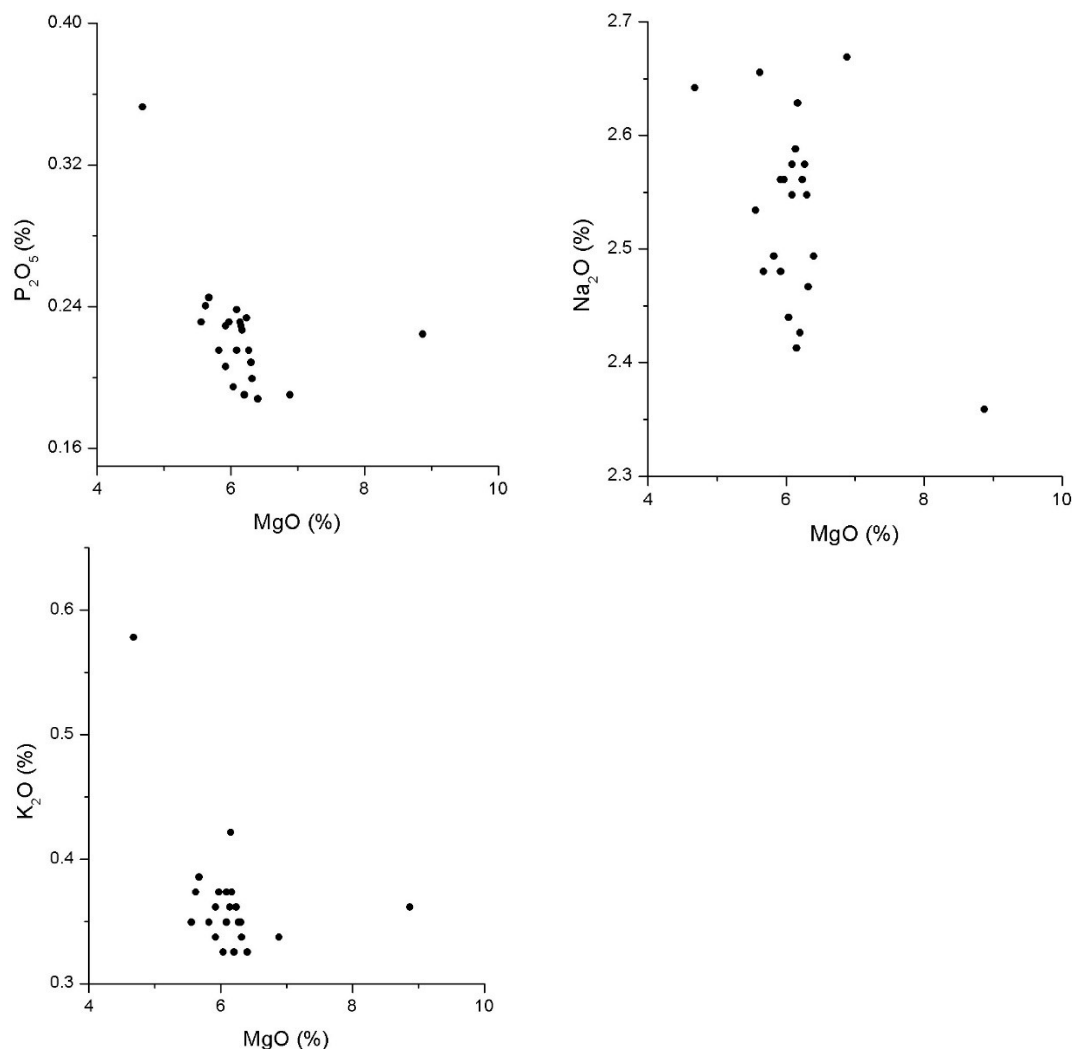
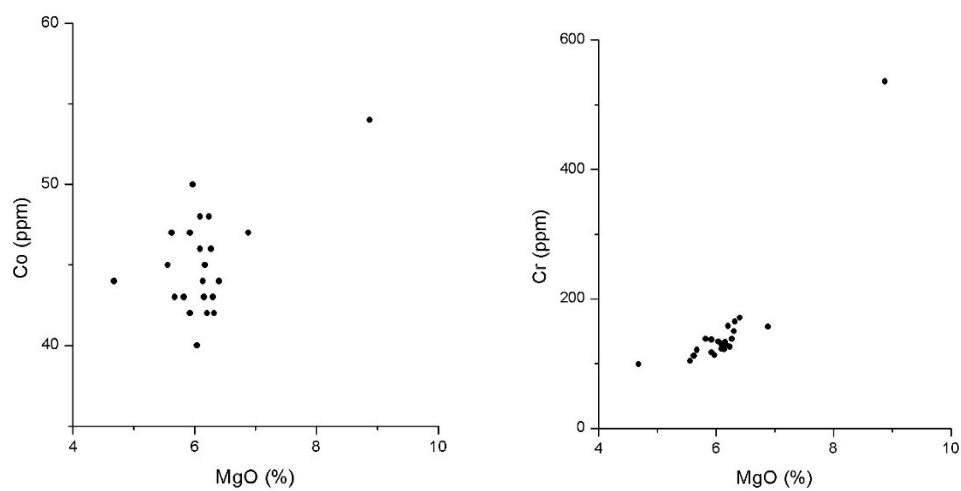


Figura 20. Diagramas binários de óxidos (% em peso) versus MgO (% em peso).



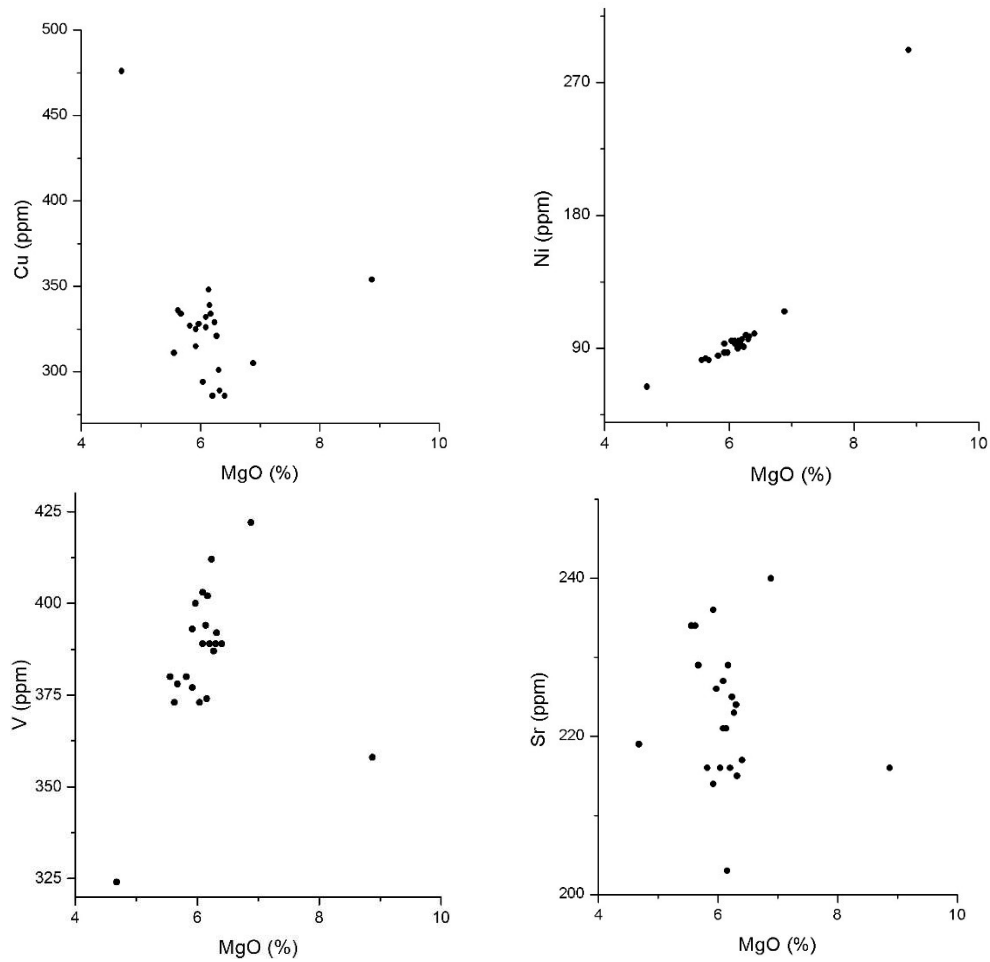


Figura 21. Diagramas binários de elementos-traço (ppm) versus MgO (% em peso).

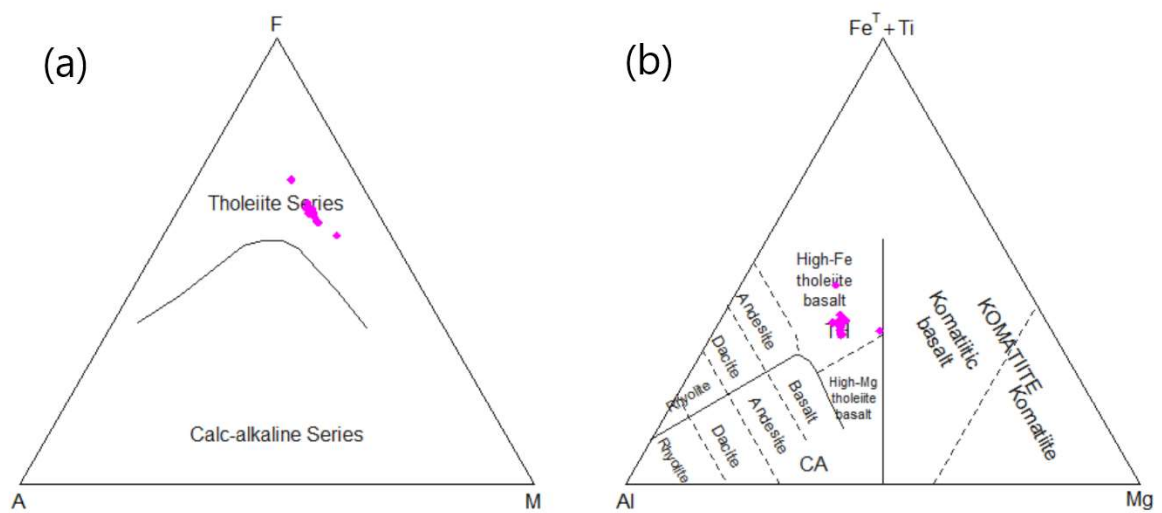


Figura 22. a) Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971); b) Diagrama de classificação de rocha vulcânica (Jensen, 1976).

8.4 Ambiente Geotectônico

O diagrama de Shevais (1982) foi utilizado para interpretar a configuração geotectônica do dique máfico. Este diagrama utiliza a relação *V versus Ti*, que são elementos com comportamento de baixa mobilidade e muito estáveis quando submetidos a eventos metamórficos. As amostras do dique máfico ocupam o campo dos MORB e dos basaltos derrames continentais (Figura 22).

Segundo Shevais (1982), os basaltos de arcos de ilhas apresentam baixas concentrações de Ti e altas de V, diferente da assinatura de MORB, que mostra enriquecimento em Ti e pode ser empobrecido em V. Os OIB apresentam altas concentrações de Ti e moderadas de V.

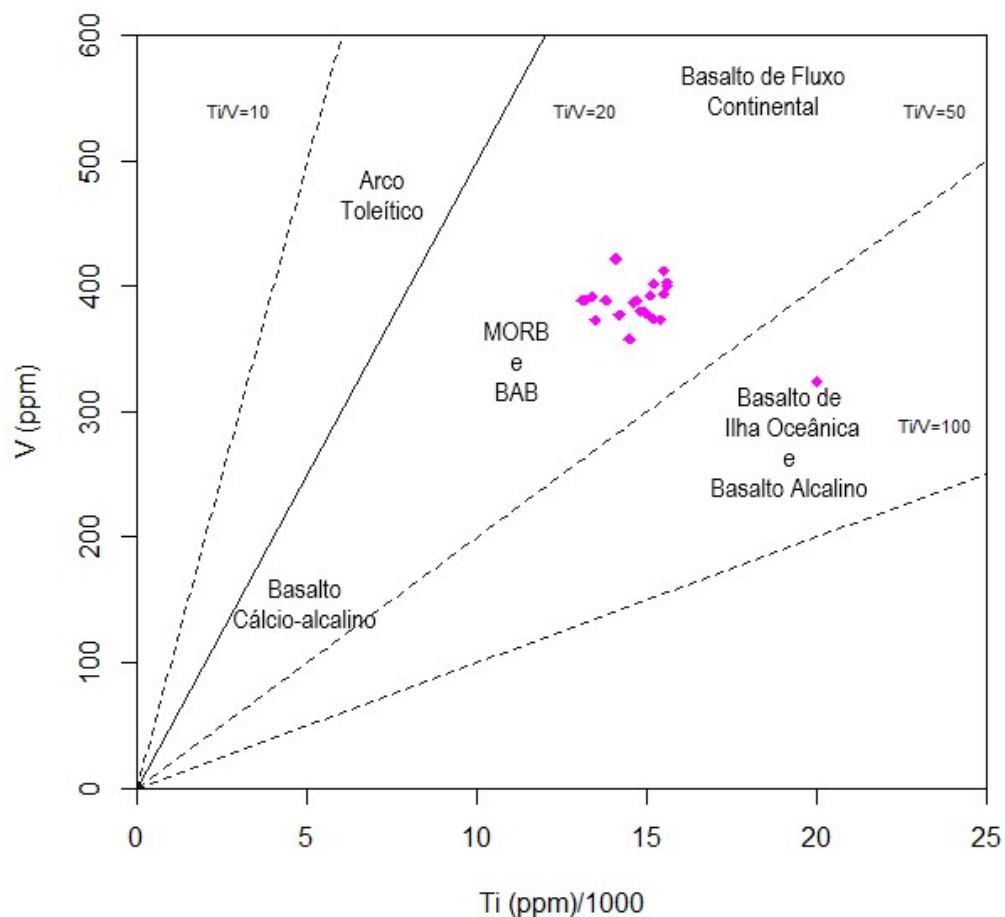


Figura 23. Diagrama V (ppm) versus Ti (ppm) (Shevais, 1982). MORB = Middle Ocean Ridge Basalt (Basalto de cadeia meso-oceânica); BAB = Back-Arc Basin Basalts (basaltos de bacia de back-arc).

Como foi abordado no capítulo 4, os diques máficos de composição basáltica estão associados a tectônica extensional (Chaves, 2013). Desta forma, a

concentração das amostras no campo do MORB e dos basaltos de derrame continental está totalmente de acordo, com a tectônica associada à estas estruturas filonianas.

8.5 Aspectos Metalogenéticos

Com o propósito de estabelecer o potencial metalogenético, a distribuição dos teores de Cr, Ni, Cu, Pt, Pd e S foram observados em diagramas de distribuição (ppm) *versus* profundidade (m) (Figura 23).

As concentrações de Ni no primeiro subintervalo variam de 82 a 134 ppm e possuem uma média de 91,11 ppm. No segundo subintervalo, o valor médio observado foi de 97,04 ppm, enquanto que o terceiro subintervalo possui um valor médio de 244 ppm (Figura 23). Este leve aumento no valor do Ni nos dois últimos subintervalos é devido à assimilação de olivina na borda de contato, entre o dique máfico e o olivina ortopiroxenito (no segundo) e dunito (no terceiro). A média dos teores de Cu (< 476 ppm) no primeiro subintervalo é de 324 ppm, enquanto que o segundo e o terceiro intervalos têm média de concentrações de 311,41 e 446,25 ppm, respectivamente (Figura 23). Os teores médios de Pt (< 18 ppb) em cada subintervalo confere a 11,35, 15,08 e 14,25 ppb, respectivamente. As concentrações médias do Pd (< 21 ppb) para os subintervalos foram de 13,27, 13,70 e 13,75 ppb, respectivamente. De modo geral, as concentrações de todos os elementos analisados são extremamente baixas.

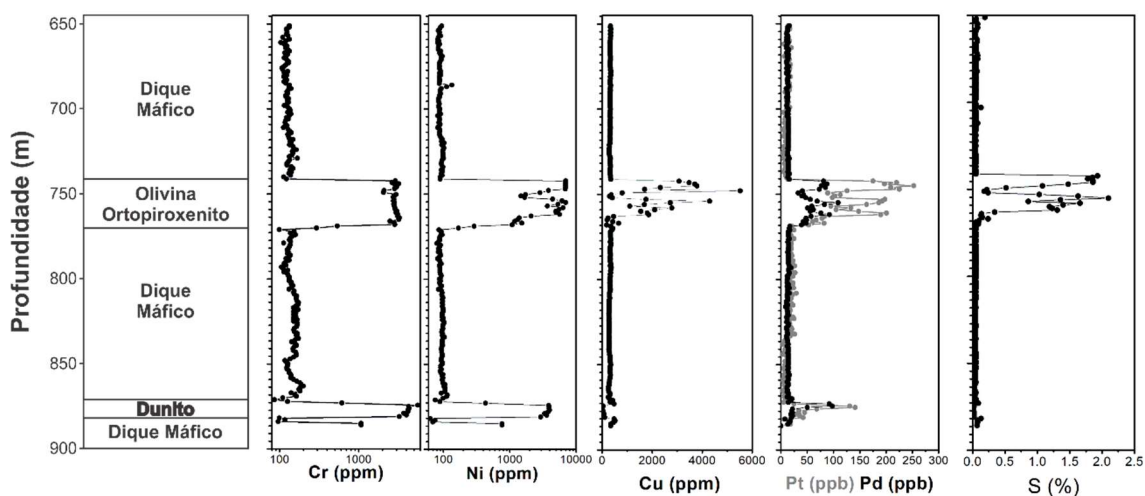


Figura 24. Diagramas de distribuição de elemento traço (ppm) versus profundidade (m).

9 DISCUSSÕES

Neste capítulo são discutidos os dados e resultados obtidos a partir da compilação bibliográfica, do trabalho de campo, da descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem e do tratamento de dados geoquímicos de rocha total.

9.1 Dique Máfico da Mina Santa Rita

Como citado no tópico “Embasamento Teórico” (capítulo 4), o dolerito é uma rocha hipabissal, de granulação média, composta por clinopiroxênio (augita) e plagioclásio cálcico e quando possível, essa litologia pode ser determinada a partir das proporções modais dos minerais essenciais presentes (Le Matre, 2002).

Abram (1992) descreve o dique máfico da Mina Santa Rita como uma rocha de composição gabronorítica, com textura fina, composta por plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, por vezes hornblenda e minerais opacos. Inwood *et al.* (2011) descreveram o dique máfico que aflora na parede leste da Mina Santa Rita, como um dolerito composto por plagioclásio, clinopiroxênio, titanomagnetita, hornblenda, biotita, com traços de apatita e presença de sulfetos em fraturas. Barnes *et al.* (2011) também descrevem a presença de diques doleríticos, com pequenas venulações de sulfetos, em furos de sondagem da Mina Santa Rita.

Neste trabalho, a granulometria do dique máfico foi descrita como variável entre fina e média. A mineralogia identificada foi plagioclásio e piroxênio, com minerais acessórios de magnetita. Nas porções onde a rocha apresenta aumento granulométrico (médio a grosso), a textura é subofítica (característica de doleritos) e os cristais de plagioclásio e piroxênio estão presentes de forma subédrica e anédrica, respectivamente. Desta forma, pode-se afirmar que o dique máfico da Mina Santa Rita corresponde a um dique dolerítico.

9.2 Diques Máficos de Ilhéus - Olivença – Província Litorânea (PL)

Segundo Barbosa *et al.* (2012), a ocorrência de diques máficos de afinidade toleítica é comum no Estado da Bahia, com idades meso a neoproterozoica. Estes diques ocorrem principalmente, próximo ou no litoral baiano, nas bordas do Cráton do

São Francisco, com exceção das manifestações de Caraíba-Curaçá e Chapada Diamantina-Paramirim. O conjunto destas manifestações filonianas são denominadas de Província Litorânea (PL) (Figura 24). A PL é composta pelos diques máficos de Salvador, Camacan e Ilhéus-Olivença. Este último apresenta características geoquímicas semelhantes ao dique máfico da Mina Santa Rita.

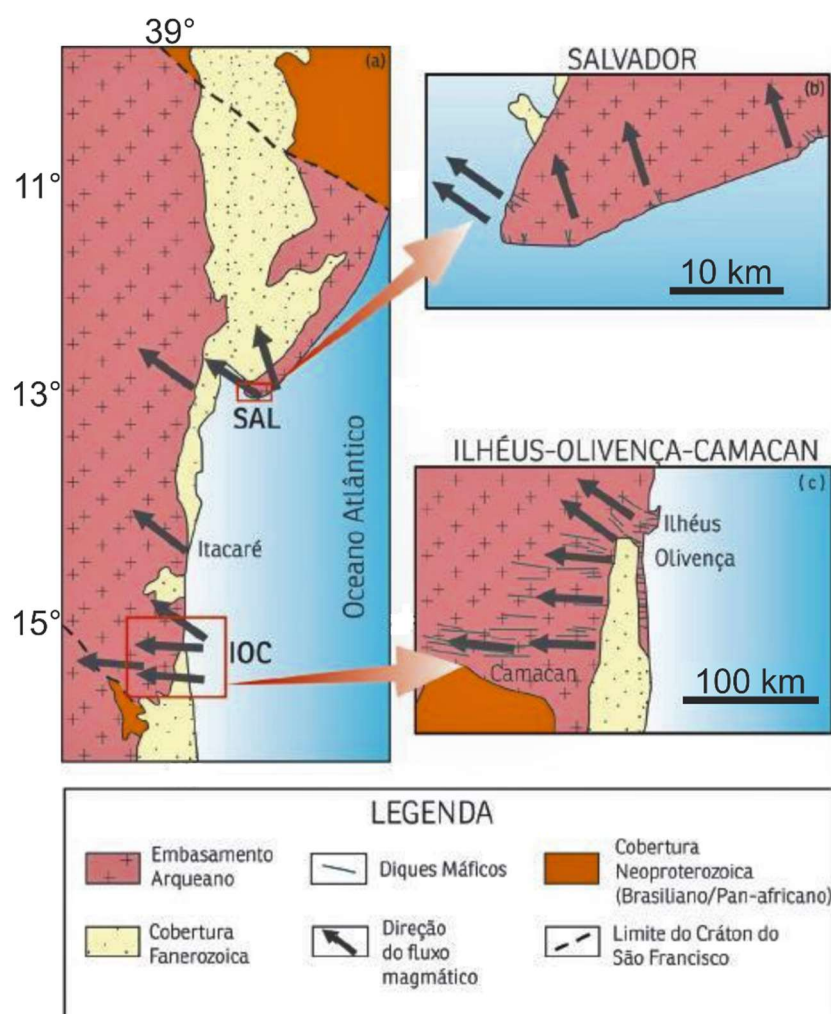


Figura 25. Distribuição geográfica dos diques máficos da Província Litorânea em Salvador (SAL) e em Ilhéus-Olivença (IOC). As setas pretas indicam o sentido do fluxo magmático (Correia-Gomes, 1992, Corrêa Gomes & Oliveira 2000).

Tanner de Oliveira (1989) estudou os enxames de diques máficos de Ilhéus-Olivença, localizados no sul do Estado da Bahia. Segundo o autor, as rochas correspondem a basaltos toleíticos de alto Ti ($> 2,0$) e baixo Ti ($< 2,0$), de coloração cinza escuro, textura afanítica e estrutura maciça isotrópica. Estes são resultantes de magmas basálticos toleíticos, que possuem caráter anorogênico e que preencheram fraturas distensivas de direção E-W e NNE-NE, em 1.1 a 1.0 Ga (Renné *et al.*, 1990).

De acordo com Tanner de Oliveira (1989), as intrusões dos diques máficos de Ilhéus-Olivença ocorreram provavelmente, a partir de um rifte continental abortado, que foi iniciado após 1.4 Ga. Corrêa-Gomes *et al.* (1988) afirmam que, as marcas das trajetórias de fluxo nos corpos filonianos apontam um sentido de migração magmática, do oceano para o continente. A área fonte estaria localizada no continente africano, mais precisamente na Bacia de *Mayombiana* (Figura 25), no Congo, em uma época em que o Continente Sul-Americano e Africano ainda estavam unidos. Nessa bacia existe uma sequência de rochas máfica-ultramáficas de idades próximas a 1.0 Ga, com assinatura de MORB, que pode ser a fonte magmática dos diques (Correia-Gomes, 1992; Corrêa Gomes & Oliveira, 2000).

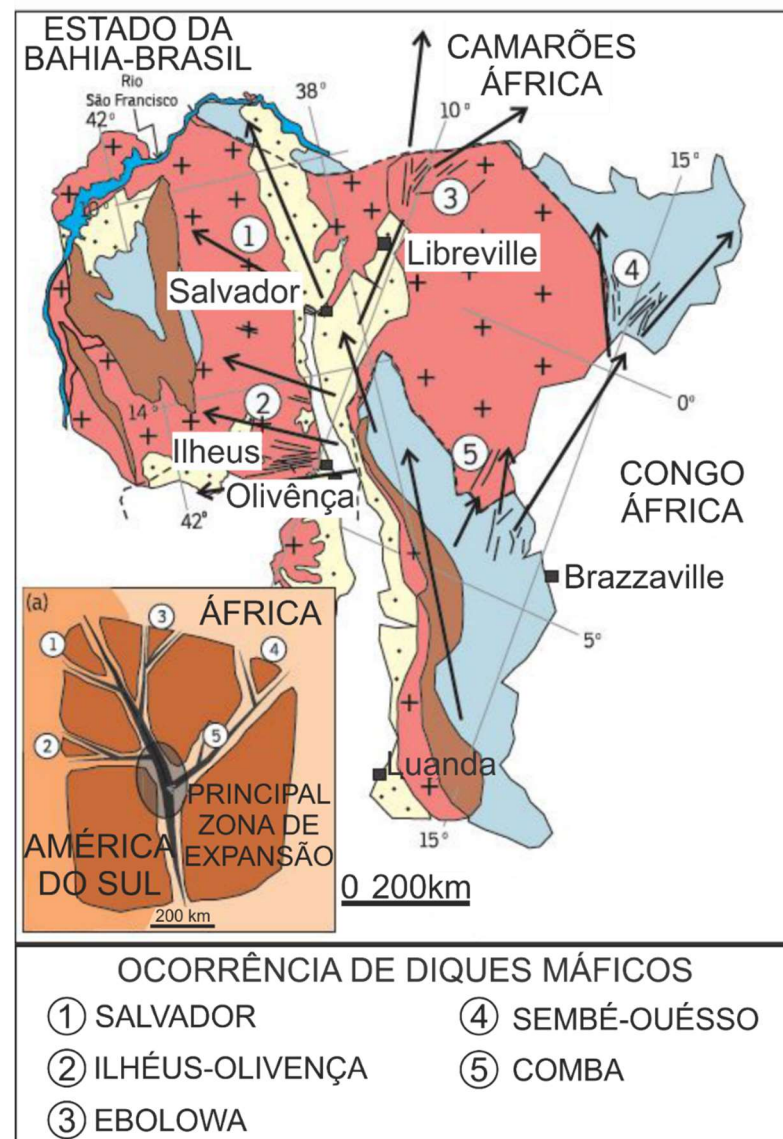


Figura 26. a) Modelo proposto para a distribuição geográfica, geométrica e das feições reológico-tectônicas dos diques máficos da Província Litorânea. (b) Configuração dos cinco principais diques Brasil-África, com seus sentidos de propagação (Corrêa Gomes, 1992)

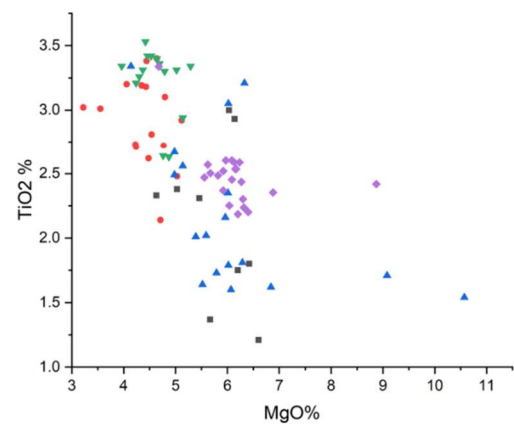
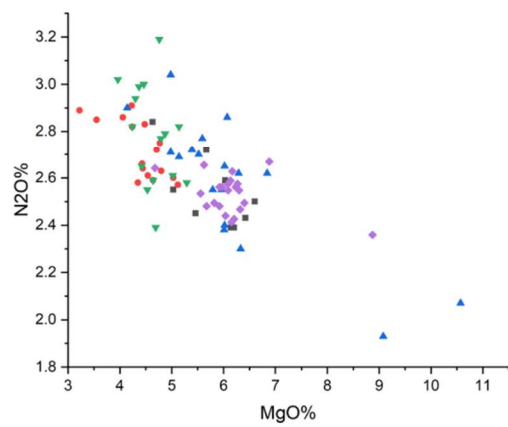
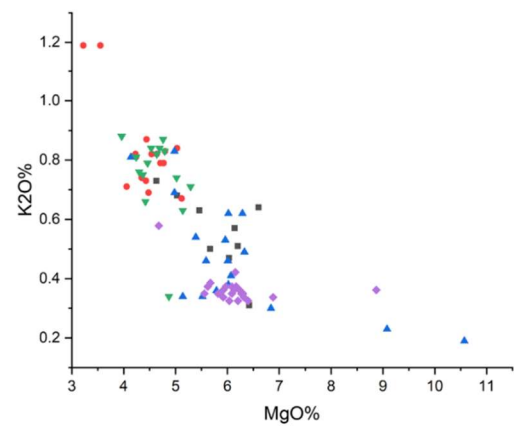
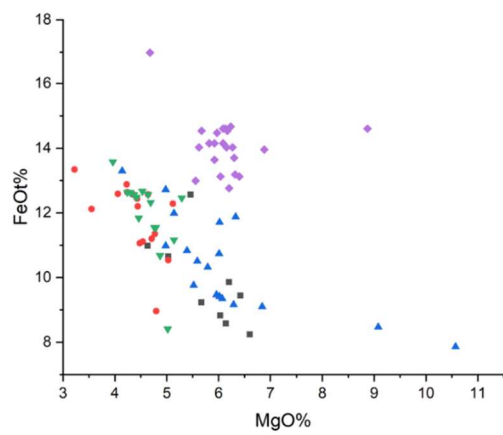
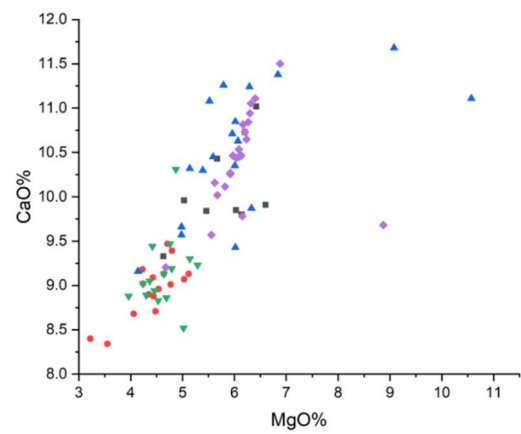
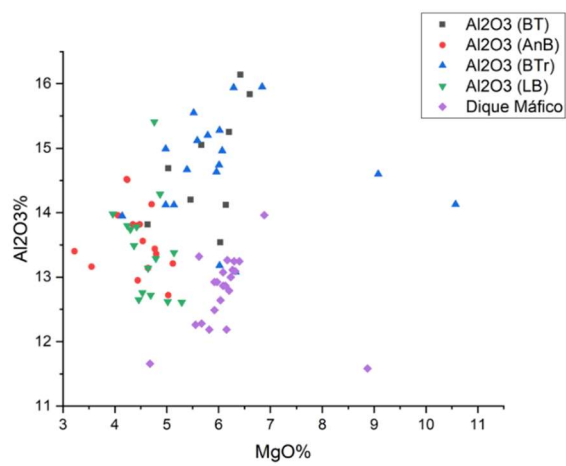
9.3 Comparação entre os Dados Químicos do Dique Máfico da Mina Santa Rita e dos Diques Máficos de Ilhéus-Olivença–Província Litorânea (PL)

Com o objetivo de comparar o dique máfico estudado com as manifestações magmáticas da PL, uma comparação foi realizada entre os dados geoquímicos do dique máfico da Mina Santa Rita e dos diques máficos subalcalinos de Ilhéus-Olivença (Tanner de Oliveira, 1989).

Tanner de Oliveira (1989) classificou as rochas subalcalinas que compõem os diques máficos de Ilhéus Olivença como basaltos toleíticos (BT), basaltos transacionais (BTr), andesitos basálticos (AnB) e latibasaltos (LB).

A variação dos elementos maiores dos diques máficos subalcalinos de Ilhéus-Olivença (Tanner de Oliveira, 1989), utilizando o MgO como índice de diferenciação (Figura 26), mostra que o Al_2O_3 apresenta uma correlação negativa com o ID, para os BTs e BTrs, enquanto que os AnBs e LBs mostram uma correlação negativa. A correlação é positiva entre o CaO e o ID para todas as litologias. O FeO_t , TiO_2 , P_2O_5 , K_2O e Na_2O apresentam correlação negativa relativa ao ID. O Ni e o Cr apresentam fracionamento com a diminuição do ID para todas as rochas.

Os padrões observados nos diagramas binários para os diques subalcalinos de Ilhéus-Olivença são similares aos padrões registrados para o dique máfico da Mina Santa Rita, exceto a variação do Al_2O_3 para os AnBs e LBs.



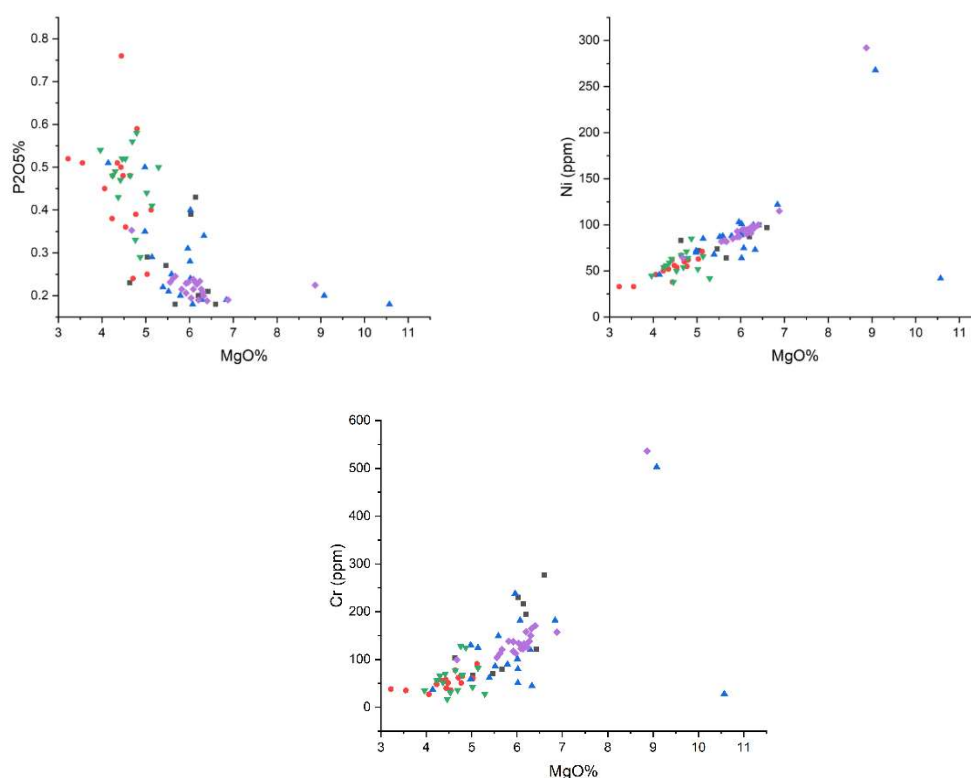


Figura 27. Diagramas binários de elementos maiores (% em peso) e traço (ppm) versus MgO (% em peso) dos diques máficos subalcalinos de Ilhéus-Olivença (modificado de Tanner de Oliveira 1989). BT = Basaltos Toleíticos, BTr = Basaltos Toleíticos Transicionais, ANB = Andesito-Basalto e LB = Latibasalto

No diagrama AFM, as amostras dos diques subalcalinos de Ilhéus-Olivença plotam no campo das séries toleíticas, com enriquecimento de Fe, exceto algumas amostras, que plotam no limite entre a série toleítica e cálcio-alcalina (Figura 27).

No diagrama de Jensen (1976), as amostras dos diques subalcalinos plotam predominantemente, no campo dos basaltos toleíticos de alto ferro (Tanner de Oliveira, 1989) (Figura 27).

Os padrões observados no diagrama AFM e de Jensen (1976) são similares aos padrões observados para as amostras do dique máfico da Mina Santa Rita.

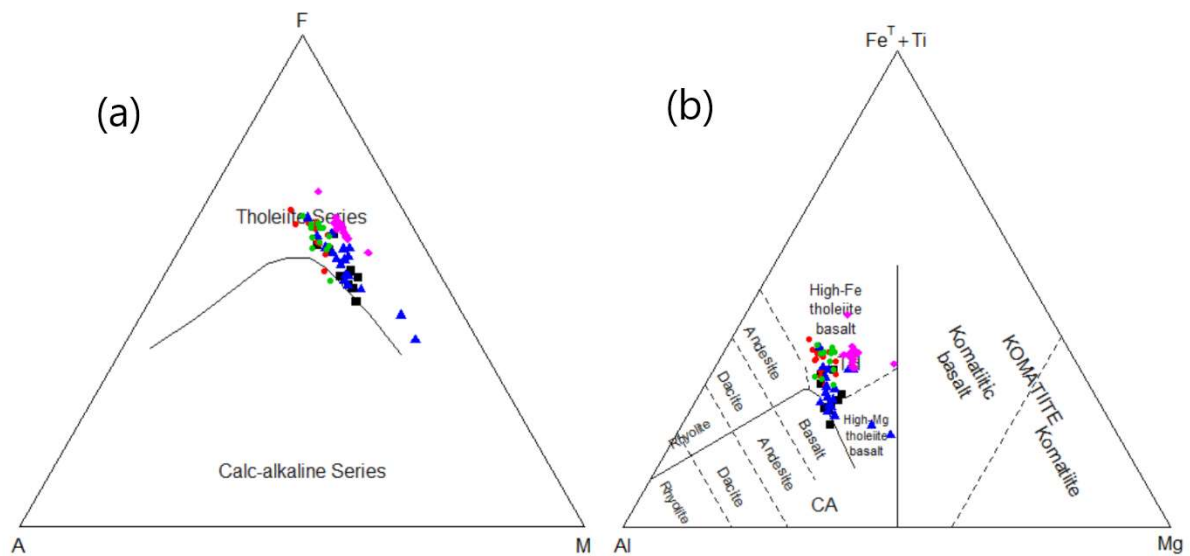


Figura 28. a) Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971); b) Diagrama de classificação de rochas vulcânicas (Jensen, 1976) (modificado de Tanner de Oliveira, 1989).

Os dados geoquímicos do dique máfico da Mina Santa Rita foram plotados nos mesmos diagramas utilizados por Tanner de Oliveira (1989) no intuito de estabelecer uma comparação. Na figura 28a (Pearce *et al.* 1977), as amostras do dique máfico da Mina Santa Rita ocupam o limite do campo de basaltos de ilha oceânica e continental. Os diques estudados por Tanner de Oliveira (1989) plotam no campo dos basaltos continentais, com vergência para o campo das ilhas oceânicas. Nos dois casos, os dados indicam um ambiente intraplaca (Pearce & Cann, 1977 podem indicar 3).

O diagrama de Pearce *et al.* (1975), que correlaciona $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$, foi utilizado por Tanner de Oliveira (1989) para identificar o ambiente geotectônico dos diques subalcalinos (Figura 28b). Neste diagrama, as amostras do dique máfico da Mina Santa Rita ocupam o campo dos basaltos oceânicos. As amostras dos diques subalcalinos também ocupam de forma predominante, o campo dos basaltos oceânicos, com cerca de 16% ocupando o campo dos basaltos continentais (Tanner de Oliveira, 1989). De acordo com Pearce *et al.* (1977), o comportamento das amostras nos diagramas confirma o caráter continental, uma vez que a afinidade oceânica pode ser o resultado de um rifte abortado.

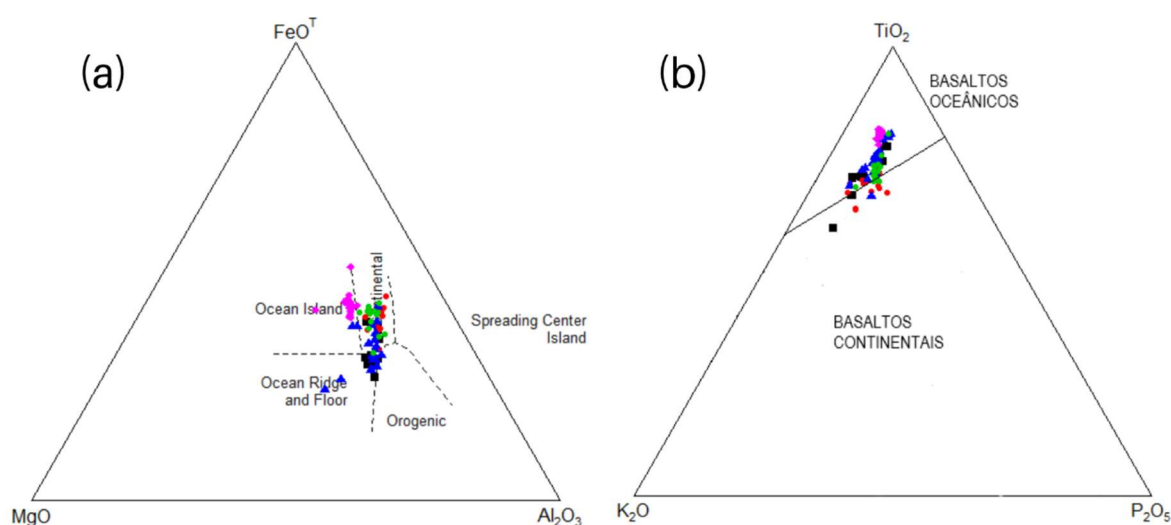


Figura 29. a) MgO-FeO^T-Al₂O₃ (Pearce et al., 1977); b) Discriminação de basaltos (TiO₂-K₂O-P₂O₅) (Pearce et al., 1975) (Modificado de Tanner de Oliveira, 1989). Classificação do ambiente geotectônico para as amostras dos basaltos subalcalinos de Ilhéus-Olivença (Tanner de Oliveira, 1989) e amostras do dique máfico da Mina Santa Rita.

Na tentativa de definir o ambiente geotectônico com maior grau de confiabilidade, para os basaltos subalcalinos, Tanner de Oliveira (1989) utilizou diagramas de classificação que incluem os elementos Ti-Zr-Y (Pearce & Cann, 1973), Nb-Zr-Y (Meschede, 1986) e Ti-Zr (Pearce, 1982).

No diagrama de Pearce & Cann (1973), as amostras plotam na zona limítrofe, entre o MORB e os basaltos intra-placa, com vergência para o MORB (Figura 29a).

No diagrama de Meschede (1986), que correlaciona o Nb (baixa mobilidade) com o Zr e o Y, as amostras plotam no limite, entre os campos dos toleítos intra-placa (C) e MORB (D), do tipo P-MORB e N-MORB, respectivamente (Figura 29b).

No diagrama de Pearce (1982), que relaciona o comportamento dos elementos incompatíveis Ti e Zr, nitidamente os litotipos ANB e LB ocupam o campo do ambiente intra-placa, enquanto que o BT e o BTr ocupam o campo do MORB (29c). Para efeito de comparação, no diagrama de Shevais (1982), as amostras do dique máfico da Mina Santa Rita ocupam o campo dos MORB e basaltos continentais

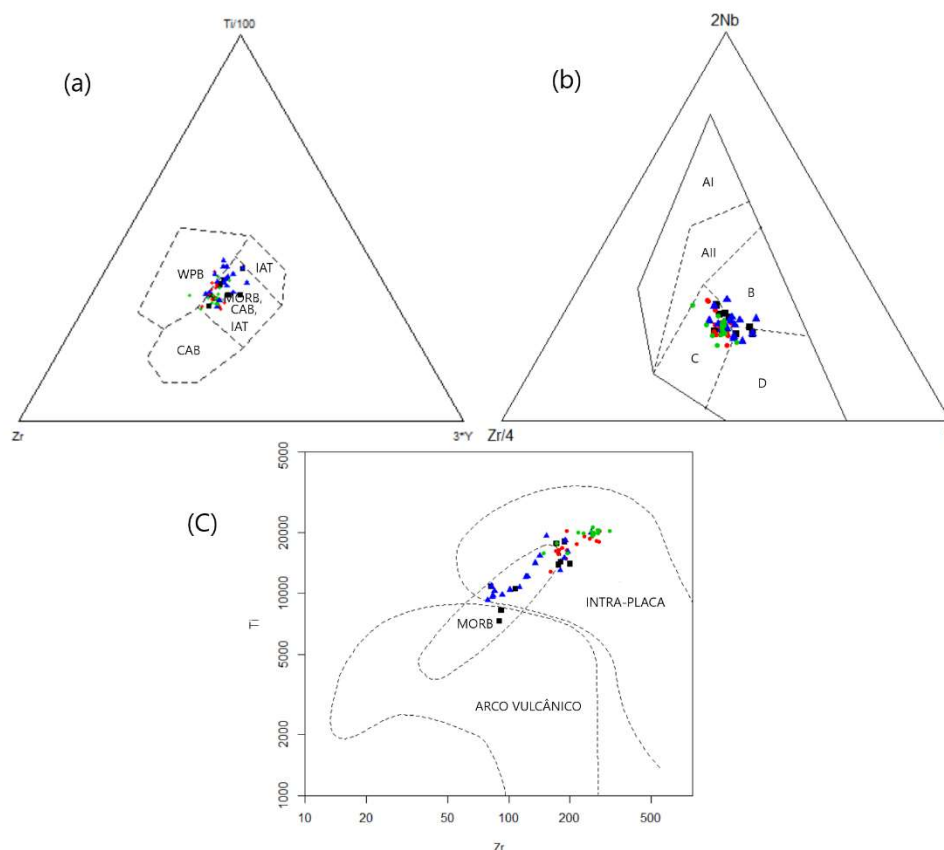


Figura 30. a) $Ti/100-Zr-Y^3$ (Pearce & Cann, 1973). IAT = toleítos de arco de ilha; CAB = basaltos cálcio alcalinos; WPB = basaltos intra-placa e MORB = Basalto de Cordilheira Meso-Oceânica. b) $Zr/4-2Nb-Y$ (Meschede, 1986): AI, basaltos alcalinos intra-placa; AII, basaltos alcalinos intra-placa e toleítos intra-placa; B, P-MORB; C, toleítos intra-placa e basaltos de arco vulcânico; D, N-MORB e basaltos de arco vulcânico. c) $Zr-Ti$ (Pearce, 1982). Amostras de basaltos subalcalinos de Ilhéus-Oliveira (Tanner de Oliveira, 1989) plotadas nos diagramas (Modificado de Tanner de Oliveira, 1989).

Tanner de Oliveira (1989) concluiu que os exames de diques subalcalinos são característicos de ambiente continental com base no diagrama de Pearce *et al.* (1973) (Figura 29a). A autora ainda reporta que, os diques subalcalinos estão intrudidos em rochas cratônicas arqueanas, o que também evidencia um ambiente continental.

Diante da limitação dos dados geoquímicos do dique máfico da Mina Santa Rita, não foi possível estabelecer uma comparação com os basaltos alcalinos nos diagramas de Pearce & Cann (1973), Meschede (1986) e Pearce (1982). Todavia, os padrões químicos similares observados nos diagramas binários, a semelhança em relação à afinidade geoquímica e ao ambiente geotectônico, sugerem que o dique máfico da Mina Santa Rita pode ter relação genética com os diques máficos de Ilhéus-Oliveira. Portanto, é possível sugerir uma idade neoproterozoica para o dique máfico da Mina Santa Rita.

9.4 Teores de Ni-Cu e EGP do Dique Máfico da Mina Santa Rita

Neste tópico é realizada uma síntese acerca dos teores de Ni-Cu e EGP presentes no dique máfico da Mina Santa Rita, comparados com depósitos de classe mundial, como o depósito de Ni-Cu em *Noril'sk* (Rússia) e EGP no *Great Dyke* (Zimbábue).

Segundo Ferreira Filho *et al.* (2011), os depósitos de sulfetos de Ni-Cu podem contemplar recursos expressivos de EGP como subproduto. O contrário pode ocorrer também com os depósitos de EGP sulfetados, que geralmente contêm recursos significativos de sulfetos de Ni-Cu como subproduto, por exemplo, o depósito de EGP de *Great Dyke* no Zimbábue (Nadrett, 2010).

9.4.1 *Great Dyke* (Zimbábue)

O *Great Dyke* é uma intrusão linear de rochas maficas e ultramáficas que intercepta terrenos *greenstones* e granitos arqueanos do Cráton do Zimbábue, com idade de 2.579 ± 0.007 Ga (Armstrong e Wilson, 2000 *apud* Nadrett, 2004). Esta intrusão tem 550 km de comprimento e 4 a 11 km de largura, com estratigrafia composta por uma sequência máfica superior de gabros e noritos, além de uma sequência inferior de dunitos, cromititos, harzburgitos e piroxenito (Naldrett, 2010).

O depósito de *Great Dyke* tem conteúdo de EGP em torno de 5,42 g/t e Ni-Cu variando de 0,21% a 0,14% (Naldrett, 2010).

9.4.2 *Noril'sk* (Rússia)

O minério de sulfeto de Ni de *Noril'sk* está localizado na zona basal de *sills* diferenciados, com idade de 248 ± 4 Ma (Campbell *et al.*, 1992 *apud* Barnes & Lightfoot, 2005). Estes são associados aos basaltos de fluxo continental da Sibéria. O minério ocorre em três intrusões que estão encaixadas a longo de 100km na falha geológica de *Noril'sk-Talnakh*. (Naldrett, 2010; Barnes & Lightfoot, 2005).

Noril'sk apresenta teores de 1,77% em Ni, 3,57% em Cu e 10,03 g/t de EGP (Naldrett, 2010; Barnes & Lightfoot, 2005)

Como foi abordado no tópico “Resultado - Aspectos Metalogenéticos”, os teores médios de Ni-Cu e EGP no dique máfico da Mina Santa Rita variam de 0,009% (91,11 ppm) a 0,024% (244 ppm) em Ni, 0,032% (324 ppm) a 0,045% (446 ppm) em Cu e 0,014 ppm em EGP. Estes valores são muito inferiores quando comparados com àqueles dos depósitos de classe mundial como *Great Dyke* (Zimbábue) e *Noril'sk* (Rússia) e até mesmo, bem inferiores ao depósito da Mina Santa Rita.

10 CONCLUSÃO

A caracterização geológica e geoquímica do dique máfico da Mina Santa Rita permitiu tecer as seguintes conclusões:

- (i) O dique apresenta estrutura isotrópica e textura que varia de afanítica a fanerítica, com granulometria variável, de muito fina a média, sendo a textura média predominante;
- (ii) O dique é constituído por plagioclásio e piroxênio. A magnetita ocorre como mineral acessório;
- (iii) A paragênese mineral identificada, juntamente com a textura ofítica e a predominância da granulometria média dos minerais, numa estrutura filoniana, permitem caracterizar o dique máfico de Santa Rita como um dolerito.
- (iv) O processo de alteração da rocha responsável pela formação de mineralogia secundária, a partir de fluidos hidrotermais, é a cloritização e/ou epidotização.
- (v) Os contatos litológicos entre o dique máfico e as rochas encaixantes da IFM são predominantemente abruptos, com ocorrência de abruptos-irregulares;
- (vi) Os contatos chamados abruptos-irregulares ocorrem com maior frequência nos gabronoritos e associados a estes contatos observa-se a remobilização de pentlandita>calcopirita>pirrotita;

- (vii) As porcentagens modais de sulfetos detectadas são ≤ 2 , inferior aos parâmetros estipulados Empresa pela *Atlantic Nickel* como econômicos;
- (viii) A interpretação dos dados geoquímicos (elementos maiores, menores e traço) das amostras do dique máfico indica que a afinidade geoquímica do é toleítica;
- (ix) A determinação do ambiente geotectônico para a formação do dique máfico, a partir da variação dos elementos maiores e traço, indicou um ambiente intraplaca;
- (x) A comparação dos dados geoquímicos do dique máfico da Mina Santa Rita e dos diques máficos subalcalinos de Ilhéus-Olivença evidenciou que os padrões de fracionamento dos elementos maiores (Al_2O_3 , CaO , FeO_t , TiO_2 , P_2O_5 , K_2O e Na_2O) e traço (Ni e Cr) são similares, exceto a variação do Al_2O_3 para os AnBs e LBs; ambos têm afinidade toleítica com enriquecimento de Fe (Diagrama AFM e Jensen, 1976 – Figura 27) e são de ambiente continental (intra-placa).
- (xi) As concentrações de Ni, Cu, Pt e Pd são baixas quando comparadas com os valores do Depósito de Santa Rita e dos demais depósitos clássicos conhecidos de Ni-Cu-EGP;
- (xii) Este trabalho deve ser complementado com estudos mais detalhados, que utilizem dados petrográficos, de química mineral, geoquímicos (elementos terras raras), geocronológicos e de modelamento. Assim, será possível estabelecer uma compreensão mais ampla e efetiva sobre a gênese do dique máfico, do seu potencial metalogenético e como este impacta a mineralização da Mina Santa Rita.

11 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos neste trabalho demonstram a necessidade de estudos posteriores focados na geoquímica de elementos terras raras e geocronologia. Assim, os dados químicos e geocronológicos fornecerão embasamento para a compreensão da gênese do dique máfico da Mina Santa Rita.

Considerando que as estruturas filonianas e processos hidrotermais têm a capacidade de remobilizar e concentrar elementos econômicos, é recomendável a análise e interpretação dos teores de Ni, Cu e EGP das zonas mineralizadas, interceptadas pelo dique máfico da Mina Santa Rita. Desta forma, poderá ser observado, se o dique ou os processos hidrotermais associados ao dique interferiram nas variações destes elementos.

12 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAM, M. B. O corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela Ipiaú-BA: caracterização petrográfica, geoquímica, tipologia e implicações metalogenéticas. 1994, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1994.
- ARNDT, N.; LESHER, C. M.; CZAMANSKE, G. K., 2005. Mantle-derived magmas and magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits. *Economic Geology*, 100th Anniversary volume, pp. 5-24.
- ALMEIDA F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v 7, n. 4, p.349-364.
- ANDERSON, C. D.; ANDERSON, J., 2010. *Electric and hybrid cars: A history*. 2. ed. [S.I.]: McFarland.
- ARCANJO, J. B. A.; BARBOSA, J. S. F.; ALVES DA SILVA, F. C., 1998. O sensoriamento remoto como técnica auxiliar nos estudos geológicos da região de alto grau metamórfico de Ipiaú, Bahia. *Instituto de Geociências, USP*, n. 27, p. 99-118.
- Baer, G. & Heimann, A. (eds.), 1995. *Physics and Chemistry of Dykes. Selected papers at III Third International Dyke Conference*, Jerusalem, Israel, A. A. Balkema, p. 339.
- BARBOSA, J. S. F., 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil - An expression of archaen early proterozoic plate convergence. In: VIELZEUF, D.; VIDAL, P. (Eds.). *Granulites and Crustal Evolution*. [S.I.]: Kluwer Academic, p. 195 - 221.
- BARBOSA, et.al., 2003. Geologia do segmento sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1), 33-48.
- BARBOSA, J. S. F.; FONTEILLES, M., 1986. Examen critique des résultats fournis par certains baromètres couramment utilisés en terrains granulitiques. Exemples des granulites de Bahia (Brésil) et du Massif de l'agly (France). *Bull. Mineral*, v.109, p. 359-376.
- BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P., 2002. Geological features and the paleoproterozoic collision of four archaen crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: a synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 74, n. 2, p. 343-359.
- BARBOSA et.al., 2007. Geologia da Folha de Ipiaú - SD.24-Y-B-II, escala 1:100.000: UFBA /CPRM, 2007.

BARNES et al., 2011. The Santa Rita nickel sulfide deposit in the Fazenda Mirabela intrusion, Bahia, Brazil: geology, sulfide geochemistry and genesis. *Economic Geology*, Lancaster, v. 106, n. 7, p. 1083-1110, Nov. 2011.

BARNES, S. J., & LIGHTFOOT, P. C., 2005. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum-group element contents. *Economic Geology* 100th Anniversary, 179-213.

BEAUFORT, D. et al., 2015. Chlorite and chloritization processes through mixed-layer mineral series in low-temperature geological systems—a review. *Clay Minerals*, v. 50, n. 4, p. 497-523.

BELLIENI et.al., 1995. Evidências petrológicas e Sr-Nd relacionadas a eventos magmáticos proterozóicos iniciais do manto subcontinental: São Francisco Craton (Uauá, NE-Brasil). *Contribuições para Mineralogia e Petrologia*. 122 (3), 252-261.

CORRÊA GOMES, L. C. Diques máficos: uma reflexão teórica sobre o tema e o seu uso no entendimento prático da geodinâmica fissural. 1994. 196p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 1992.

CORRÊA-GOMES, L. C. Evolução dinâmica da Zona de Cisalhamento neoproterozóica de Itabuna-Itajú do Colônia e do magmatismo fissural alcalino associado (SSE do Estado da Bahia, Brasil). 2000. 239p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 2000.

CORREA-GOMES, L. C., & OLIVEIRA, E. P., 2000. Radiating 1.0 Ga mafic dyke swarms of eastern Brazil and western Africa: evidence of post-assembly extension in the Rodinia supercontinente. *Gondwana Research*, 3(3), 325-332.

DE MONTALVÃO, RAIMUNDO MONTENEGRO GARCIA et al. Petrographic and chemical aspects of the mafic-ultramafic rocks of the Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina and Goiás greenstone belts, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, n. 1-3, p. 331-347, 2018.

DE OLIVEIRA CHAVES, Alexandre. Enxames de diques máficos de Minas Gerais—o estado da arte. *Geonomos*, 2013.

FERREIRA FILHO, C. F. et al., 2013 Depósito de níquel, cobre sulfetado de Santa Rita, Itagibá, Bahia, Brasil. *Série Arquivos Abertos* 39, CBPM, 2013.

FLEET, M. E.; CROCKET, J. H.; STONE, W. E., 1996. Partitioning of platinum-group elements (Os, Ir, Ru, Pt, Pd) and gold between sulfide liquid and basalt melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, n. 13, p. 2397-2412.

GILLESPIE, Martin; STYLES, Michael. BGS rock classification scheme, Volume 1. *Classification of igneous rocks*. 1999.

INWOOD, N., SMITH, R., and GUZMAN, C., 2011, Santa Rita Project Technical Report: Perth Australia, Mirabela Nickel Ltd., 110 p.

- GILL, R. Igneous rocks and processes: a practical guide, Bookman Editora 2010.
- JERRAM, D & PETFORD, N. Descrição de Rochas Ígneas: Guia Geológico de Campo. 2 ed. Bookman Editora, 2014.
- JOURDAN, Fred et al., 2006. Basement control on dyke distribution in Large Igneous Provinces: case study of the Karoo triple junction. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, n. 1-2, p. 307-322, 2006.
- KEAYS, R. R., 1995. The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposits. *Lithos*, v. 34, n. 1-3, p. 1-18.
- KNIGHT, R.D, PRICHARD, H.M. & FERREIRA FILHO, CF., 2011. Platinum-group mineralogy of the Fazenda Mirabela intrusion, Brazil: the role of high temperature liquids and sulphur loss. *Applied Earth Science*, 120(4), 211-224.
- KNIGHT, R.D, PRICHARD, H.M. & FERREIRA FILHO, CF., 2017. Evidências para a contaminação por As e a partição de Pd em elementos de grupo Pentlandita e Co + Platinum em pirita na intrusão Fazenda Mirabela, Brasil. *Economic Geology*, 112 (8), 1889-1912.
- KOSIN et. al., 2003. Geologia do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaca e guia de excursão. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1), 15-26.
- LAZARIN, F. A. Geologia, petrologia e estudos isotópicos dos depósitos de níquel-cobre sulfetados Santa Rita e Peri-Peri, Nordeste do Brasil. 2011. 112 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2011.
- LEDRU, P. et al., 1993. Ages du metamorphisme granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil): implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *Comptes Rendus de la Academia Sciences. Paris. Serie II*, v. 318, p. 251-25.
- LE GALL, B. et al., 2005. The Okavango giant mafic dyke swarm (NE Botswana): its structural significance within the Karoo Large Igneous Province. *Journal of Structural Geology*, v. 27, n. 12, p. 2234-2255.
- LESHER, C. M.; KEAYS, R. R., 2002. Discrimination between magmatic and hydrothermal Ni-Cu-PGE and PGE mineralization. In: Paper to be presented at 9th International platinum symposium, Stillwater, USA.
- MAVROGENES, J. A.; O'NEILL, H.S.C., 1999. The relative effects of pressure temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, London, v. 63, n.7/8, p. 1173-1180.
- Naldrett, A.J. 1989. Magmatic sulfide deposits. Oxford- New York, Oxford University Press. New York, p.196.
- Naldrett, A.J., Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration. Springer Science & Business Media, 2004.

Parker, A.J.; Rickwood, P.C. & Tucker, D.H., 1990. Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms. Ed. A.A. Balkema, Rotterdam, 541p, 1990.

PIISPANEN, RISTO; ALAPIETI, TUOMO, 1977. Uralitization-an example from Kuusamo, Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, v. 49, n. 2, p. 39-46.

POLLARD, D. D., 1987. Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes. In: Mafic dyke swarms. p. 5-24.

RENNÉ et al., 1990. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of 1.0 - 1.1 G.a. Magnetizations from the São Francisco and Kalahari Cratons: Tectonic implications for Pan-African and Brasiliano Mobile Belts. Earth Planetary Sciences Letters, 101, 349-366.

SANTOS, M.C.P. Caracterização petrográfica e geoquímica preliminar dos diques máficos da região de Camacan, Bahia, Brasil. 2010.85 f. Trabalho Final de Curso Bacharelado em Geologia – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2010.

ROLLINSON, Hugh, 1993. Using geochemical data. Evaluation, presentation, interpretation, v. 1.

SILVA, L. C. *et al.*, 1997. U–Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high - grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié cráton, NE Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION. Salvador, 1997. p. 282-283.

Strieder, A. J., 2017. Serpentinização e metassomatismo em rochas ultramáficas: discussão das características e recomendações para o tratamento geoquímico. Revista Brasileira de Geociências, 22(3), 329-337.

STRECKEISEN, A. & B. ZANETTIN, 2002. Rochas ígneas: classificação e glossário da IUGS: recomendações da União Internacional de Ciências Geológicas, Subcomissão de Sistemática de Rochas Ígneas. Ed. Roger Walter Le Maitre. Universidade de Cambridge.

TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F. O Enxame de diques máficos de Olivêça: Aspectos geoquímicos e petrogenéticos. 1989, 154 p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1989.

TEIXEIRA, J. B. G., 2016. Minério de níquel sulfetado no Brasil. Recursos Minerais no Brasil, p. 116.

TOMBA, C. L. B., 2012. Análise estrutural dos enxames de diques máficos eocretáceos do Sul-Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. p. 9.

**ANEXO A – DADOS QUÍMICOS DOS ELEMENTOS MAIORES (% em peso),
TRAÇO (ppm) DO TESTEMUNHO DO FURO DE SONDAÇÃO MBS-1079.**

Tabela 02. Dados Geoquímicos das Amostras do Dique Máfico.

Sample Id	MBS-1079A	MBS-1079B	MBS-1079C	MBS-1079D	MBS-1079E	MBS-1079F
SiO ₂	0	0	0	0	0	0
TiO ₂	2.54	2.47	2.60	2.60	2.59	2.52
Al ₂ O ₃	12.19	12.26	13.07	12.92	13.00	12.92
FeO _t	14.02	12.99	14.60	14.47	14.67	14.15
MnO	0.22	0.20	0.22	0.22	0.22	0.21
MgO	6.15	5.56	6.09	5.97	6.24	5.92
CaO	9.78	9.57	10.45	10.47	10.65	10.26
Na ₂ O	2.41	2.53	2.57	2.56	2.56	2.56
K ₂ O	0.42	0.35	0.37	0.37	0.36	0.36
P ₂ O ₅	0.23	0.23	0.24	0.23	0.23	0.23
PF	0	0	0	0	0	0
Total	47.96	46.17	50.22	49.82	50.51	49.14
Ba	110.00	110.00	110.00	110.00	110.00	130.00
Sr	203.00	234.00	227.00	226.00	225.00	236.00
Ni	95.00	82.00	93.00	87.00	91.00	87.00
Cr	133.00	104.00	123.00	113.00	126.00	137.00
Co	43.00	45.00	48.00	50.00	48.00	47.00
U	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Th	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00
Ti	15200.00	14800.00	15600.00	15600.00	15500.00	15100.00
Pb	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Ga	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
Cu	339.00	311.00	332.00	328.00	329.00	325.00
Zn	112.00	109.00	121.00	120.00	121.00	132.00
Sc	33.00	33.00	36.00	35.00	37.00	35.00
V	374.00	380.00	403.00	400.00	412.00	393.00
Cd	0.25	0.60	0.25	0.60	0.60	0.25
Mo	0.50	0.50	1.00	0.50	0.50	0.50
Ag	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
As	2.50	9.00	2.50	10.00	2.50	2.50
Au	0.006	0.007	0.005	0.005	0.006	0.006
Be	0.80	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70

Continua...

Sample Id	MBS-1079A	MBS-1079B	MBS-1079C	MBS-1079D	MBS-1079E	MBS-1079F
Bi	8.00	11.00	2.00	7.00	8.00	2.00
Pd	0.016	0.014	0.013	0.015	0.013	0.014
Pt	0.014	0.012	0.016	0.018	0.010	0.012
Sb	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50
W	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Tl	5.00	10.00	5.00	5.00	20.00	20.00
La	5.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00
Sample Id	MBS-1079G	MBS-1079H	MBS-1079I	MBS-1079J	MBS-1079K	MBS-1079L
SiO ₂	0	0	0	0	0	0
TiO ₂	2.57	2.25	2.45	2.59	2.42	2.49
Al ₂ O ₃	13.32	12.64	12.87	12.87	11.58	12.19
FeO _t	14.02	13.12	14.15	14.60	14.60	14.15
MnO	0.21	0.20	0.21	0.21	0.21	0.21
MgO	5.62	6.04	6.09	6.14	8.87	5.82
CaO	10.16	10.44	10.54	10.47	9.68	10.12
Na ₂ O	2.66	2.44	2.55	2.59	2.36	2.49
K ₂ O	0.37	0.33	0.35	0.36	0.36	0.35
P ₂ O ₅	0.24	0.19	0.22	0.23	0.22	0.22
PF	0	0	0	0	0	0
Total	49.17	47.65	49.42	50.05	50.32	48.03
Ba	120.00	110.00	110.00	110.00	120.00	110.00
Sr	234.00	216.00	221.00	221.00	216.00	216.00
Ni	83.00	95.00	95.00	90.00	292.00	85.00
Cr	112.00	134.00	130.00	122.00	536.00	138.00
Co	47.00	40.00	46.00	44.00	54.00	43.00
U	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Th	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00
Ti	15400.00	13500.00	14700.00	15500.00	14500.00	14900.00
Pb	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	1.00
Ga	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
Cu	336.00	294.00	326.00	348.00	354.00	327.00
Zn	116.00	112.00	116.00	120.00	127.00	115.00
Sc	33.00	34.00	35.00	35.00	32.00	34.00
V	373.00	373.00	389.00	394.00	358.00	380.00
Cd	0.50	0.25	0.25	0.25	0.60	0.50
Mo	0.50	2.00	2.00	1.00	1.00	0.50
Ag	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
As	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50
Au	0.008	0.008	0.008	0.009	0.009	0.007
Be	0.70	0.60	0.60	0.70	0.70	0.60

Continua...

Sample Id	MBS-1079G	MBS-1079H	MBS-1079I	MBS-1079J	MBS-1079K	MBS-1079L
Bi	11.00	1.00	3.00	1.00	17.00	13.00
Pd	0.014	0.014	0.014	0.016	0.017	0.013
Pt	0.008	0.012	0.011	0.013	0.021	0.019
Sb	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	8.00
W	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Tl	5.00	10.00	5.00	5.00	10.00	10.00
La	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00
Sample Id	MBS-1079M	MBS-1079N	MBS-1079O	MBS-1079P	MBS-1079Q	MBS-1079R
SiO ₂	0	0	0	0	0	0
TiO ₂	2.50	2.54	2.30	2.20	2.24	2.19
Al ₂ O ₃	12.28	13.26	13.24	13.24	13.09	12.79
FeO _t	14.54	14.54	13.70	13.12	13.19	12.76
MnO	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21	0.20
MgO	5.67	6.17	6.30	6.40	6.32	6.20
CaO	10.02	10.82	10.94	11.11	11.05	10.73
Na ₂ O	2.48	2.63	2.55	2.49	2.47	2.43
K ₂ O	0.39	0.37	0.35	0.33	0.34	0.33
P ₂ O ₅	0.25	0.23	0.21	0.19	0.20	0.19
PF	0	0	0	0	0	0
Total	48.34	50.77	49.81	49.29	49.10	47.82
Ba	130.00	110.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Sr	229.00	229.00	224.00	217.00	215.00	216.00
Ni	82.00	93.00	96.00	100.00	98.00	96.00
Cr	121.00	129.00	150.00	171.00	165.00	158.00
Co	43.00	45.00	43.00	44.00	42.00	42.00
U	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Th	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00
Ti	15000.00	15200.00	13800.00	13200.00	13400.00	13100.00
Pb	4.00	1.00	2.00	5.00	3.00	5.00
Ga	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
Cu	334.00	334.00	301.00	286.00	289.00	286.00
Zn	142.00	116.00	106.00	108.00	106.00	112.00
Sc	34.00	36.00	36.00	38.00	38.00	37.00
V	378.00	402.00	389.00	389.00	392.00	389.00
Cd	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
Mo	1.00	0.50	1.00	2.00	1.00	1.00
Ag	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
As	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50
Au	0.008	0.007	0.007	0.006	0.005	0.009
Be	0.80	0.70	0.70	0.70	0.70	0.60

Continua.....

Sample Id	MBS-1079M	MBS-1079N	MBS-1079O	MBS-1079P	MBS-1079Q	MBS-1079R
Bi	6.00	7.00	4.00	5.00	8.00	8.00
Pd	0.015	0.012	0.016	0.012	0.011	0.014
Pt	0.017	0.023	0.029	0.018	0.019	0.0025
Sb	5.00	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50
W	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Tl	10.00	5.00	5.00	10.00	5.00	5.00
La	10.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Sample Id	MBS-1079S	MBS-1079T	MBS-1079U	MBS-1079V		
SiO ₂	0	0	0	0		
TiO ₂	2.37	2.44	2.35	3.34		
Al ₂ O ₃	12.49	13.11	13.96	11.66		
FeO _t	13.64	14.02	13.96	16.98		
MnO	0.21	0.21	0.21	0.24		
MgO	5.92	6.27	6.88	4.68		
CaO	10.27	10.84	11.50	9.21		
Na ₂ O	2.48	2.57	2.67	2.64		
K ₂ O	0.34	0.35	0.34	0.58		
P ₂ O ₅	0.21	0.22	0.19	0.35		
PF	0	0	0	0		
Total	47.92	50.03	52.06	49.67		
Ba	110.00	110.00	110.00	170.00		
Sr	214.00	223.00	240.00	219.00		
Ni	93.00	99.00	115.00	64.00		
Cr	117.00	138.00	157.00	99.00		
Co	42.00	46.00	47.00	44.00		
U	5.00	5.00	5.00	5.00		
Th	10.00	10.00	10.00	10.00		
Ti	14200.00	14600.00	14100.00	20000.00		
Pb	1.00	2.00	1.00	7.00		
Ga	20.00	20.00	20.00	30.00		
Cu	315.00	321.00	305.00	476.00		
Zn	114.00	116.00	114.00	177.00		
Sc	34.00	36.00	38.00	32.00		
V	377.00	387.00	422.00	324.00		
Cd	0.25	0.25	0.25	0.25		
Mo	1.00	2.00	2.00	1.00		
Ag	0.25	0.25	0.25	0.50		
As	2.50	5.00	2.50	2.50		
Au	0.007	0.007	0.009	0.003		
Be	0.60	0.60	0.60	1.30		

Continua...

Sample Id	MBS-1079S	MBS-1079T	MBS-1079U	MBS-1079V
Bi	4.00	6.00	1.00	6.00
Pd	0.014	0.015	0.015	0.008
Pt	0.008	0.005	0.007	0.006
Sb	2.50	2.50	2.50	2.50
W	5.00	5.00	5.00	5.00
Tl	10.00	5.00	5.00	5.00
La	10.00	10.00	10.00	20.00