

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS
DEPARTAMENTO DE GEOTECNIA

ROGÉRIO LEANDRO DE ARAÚJO

Caracterização geológico-estrutural de rochas de comportamento anisotrópico e correlação com propriedades mecânicas – Caso do metaconglomerado do Grupo São Roque, São Paulo, Brasil

Versão Corrigida
Original se encontra disponível na Unidade que aloja o Programa

São Carlos SP, 2020

ROGÉRIO LEANDRO DE ARAÚJO

Caracterização geológico-estrutural de rochas de comportamento anisotrópico e correlação com propriedades mecânicas – Caso do metaconglomerado do Grupo São Roque, São Paulo, Brasil

Dissertação apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, como requisito para a obtenção do Título de Mestre em Ciências, Programa de Pós-graduação em Geotecnia.

ORIENTADOR: PROF. DR. TARCÍSIO BARRETO CELESTINO

São Carlos SP, 2020

AUTORIZO A REPRODUÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Prof. Dr. Sérgio Rodrigues Fontes da EESC/USP com os dados inseridos pelo(a) autor(a).

L721c Leandro de Araújo, Rogério
 Caracterização geológico-estrutural de rochas de comportamento anisotrópico e correlação com propriedades mecânicas - Caso do metaconglomerado do Grupo São Roque, São Paulo, Brasil. / Rogério Leandro de Araújo; orientador Tarcísio Barreto Celestino. São Carlos, 2020.

 Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação e Área de Concentração em Geotecnia -- Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, 2020.

 1. Metaconglomerado. 2. Anisotropia . 3. Ensaios mecânicos . 4. Geológico-estrutural. I. Título.

FOLHA DE JULGAMENTO

Candidato: Geólogo **ROGÉRIO LEANDRO DE ARAUJO**.

Título da dissertação: "Caracterização geológico-estrutural de rochas de comportamento anisotrópico e correlação com propriedades mecânicas – caso do metaconglomerado do Grupo São Roque, São Paulo, Brazil".

Data da defesa: 20/03/2020.

Comissão Julgadora:

Prof. Dr. **Tarcísio Barreto Celestino**
(Orientador)
(Escola de Engenharia de São Carlos/EESC)

Prof. Dr. **Celso Dal Re Carneiro**
(Universidade Estadual de Campinas/UNICAMP)

Dr. **Fábio Soares Magalhães**
(Walm Engenharia)

Resultado:

Aprovado

Aprovado

Aprovado

Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Geotecnia:
Profª. Associada **Valéria Guimarães Silvestre Rodrigues**

Presidente da Comissão de Pós-Graduação:
Prof. Titular **Murilo Araujo Romero**

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – pelo auxílio financeiro que possibilitou o desenvolvimento desta pesquisa.

Agradeço ao Prof. Dr. Tarcísio Barreto Celestino pela orientação, ensinamentos e por despertar ainda mais o meu entusiasmo pela mecânica das rochas.

Aos professores Dr. Vladimir Haach e Dr. Ginaldo Campanha pelos ensinamentos e apoio durante o desenvolvimento deste trabalho.

A todos os professores e funcionários do departamento de Geotecnia, que sempre nos ajudaram em todos os assuntos, com a maior atenção. Um agradecimento especial ao Benedito que sempre colaborou com grande dedicação com as atividades deste trabalho.

Aos amigos e colegas que fiz durante esse período, Esteban Vindas, Thiago Pinho, Paulo Gines, João Curtis, Débora, Natália, Fabiane, Fernanda, Iviny Barros e Liana Rocha, Tayra. Obrigado pela amizade e discussões geotécnicas. A Ana Paula, pelo apoio, incentivo e motivação emocional para desenvolver esse trabalho.

Principalmente aos meus pais, Célia Maria e Valter Gonçalves, e meus irmãos Diego e Rodrigo pela força e serenidade que sempre me transmitiram para a realização deste trabalho. Obrigado minha família.

RESUMO

ARAÚJO, R. L. Caracterização geológico-estrutural de rochas de comportamento anisotrópico e correlação com propriedades mecânicas – Caso do metaconglomerado do Grupo São Roque, São Paulo, Brasil. 2020. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação e Área de Concentração em Geotecnia, Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, São Carlos, 2020.

Entender a influência das estruturas geológicas nas propriedades mecânicas da rocha intacta tem grande relevância em projetos e obras de engenharia que dependem de uma estimativa de orientações favoráveis às escavações. Os elementos geológico-estruturais de uma rocha intacta de comportamento anisotrópico condicionado por foliações, microestruturas e estiramento de determinados minerais podem controlar o comportamento mecânico da rocha em diferentes escalas. Nesse contexto, o presente estudo aborda as rochas de comportamento anisotrópico, especificamente, dois litotipos correspondente à matriz dos metaconglomerados neoproterozóicos do Grupo São Roque, São Paulo, Brasil. O objetivo principal é compreender as principais estruturas geológicas presentes nessa rocha metassedimentar, em diversas escalas, e correlacioná-las com o comportamento mecânico da matriz metamorfizada. Foram realizados mapeamentos de campo, descrições micropetrográficas orientadas e análise de deformação finita dos clastos deformados e da trama mineralógica para entender o arcabouço estrutural. Posteriormente, foram realizados ensaios de resistência à compressão diametral (RCD), ensaios de resistência à compressão uniaxial (RCU) e de propagação de ondas ultrassônicas (V_p) em corpos de prova orientados com base no levantamento das principais deformações mapeadas. Os estudos apontam que o metaconglomerado tem uma matriz xistosa com uma foliação persistente e núcleos de metarenitos com uma foliação incipiente a aspecto maciço. Foram reconhecidos dois conjuntos importantes de estruturas dúcteis e rúpteis-dúcteis que afetam o metaconglomerado no local de interesse. A escolha de estudar as variações da matriz do metaconglomerado permitiu entender o comportamento de dois litotipos que foram submetidos às mesmas condições de deformação e metamorfismo regional, mas que apresentaram comportamentos mecânicos distintos.

Palavras-chave: Metaconglomerado. Anisotropia. Ensaio mecânicos. Geológico-estrutural.

ABSTRACT

ARAÚJO, R. L. Geological structural characterization of anisotropic rocks and correlation with mechanical properties – Case of the São Roque Group metaconglomerate, São Paulo, Brazil. 2020. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação e Área de Concentração em Geotecnia, Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, São Carlos, 2020.

Understanding the influence of geological structures on the mechanical properties of intact rock is extremely important on engineering projects that depends on orientations favorable for excavation. The geological and structural elements of an anisotropically intact rock such as foliation, microstructures and stretching of certain minerals can controlling the mechanical behavior of the rock at different scales. In this regard, the present study addresses rocks of anisotropic behavior, specifically, two lithotypes corresponding to the matrix of metaconglomerates of the Neoproterozoic São Roque Group, São Paulo, Brazil. The main objective is to understand the main geological structures imprinted to this metasedimentary rock, in several scales, and to correlate with the mechanical behavior of the metamorphic matrix. In this regard, the present study deals with rocks of anisotropic behavior, specifically, two lithotypes corresponding to the matrix of metaconglomerates of the Neoproterozoic São Roque Group, São Paulo, Brazil. The main objective is to understand the main geological structures imprinted to this metasedimentary rock, in several scales, and to correlate with the mechanical behavior of the metamorphic matrix. Field mapping, oriented micropetrographic descriptions and finite strain analysis of the deformed clasts and mineralogical frame were performed to understand the structural framework. Subsequently, diametral compressive strength (DCS) tests, uniaxial compressive strength (UCS) and ultrasonic wave propagation (V_p) tests were conducted on oriented specimens based on the survey of the main mapped deformations. The study shows that the metaconglomerate has a schist matrix with persistent foliation and metarenite with incipient foliation to massive appearance. Two important sets of ductile and brittle-ductile structures that affect the metaconglomerate at the site of interest have been recognized. Studying the variations of the metaconglomerate matrix has shown that the behavior of two lithotypes, which underwent the same deformation conditions and regional metamorphism and presented different mechanical behaviors.

Keywords: Metaconglomerate. Anisotropy. Mechanicals tests. Structural geology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Modelo de bloco diagrama interpretado por Hackspacker & Godoy (1999) e indicando a cinemática do Grupo São Roque.	30
Figura 2.2 - Dobras regionais e ocorrências de metaconglomerados.	37
Figura 2.3 - Feições e modelos que indicam cinemática estrutural – Condições dúcteis, (a) e (b) sigmóides com indicando cisalhamento no sentido horário; (c) foliação do tipo S’C indicando movimento anti-horário. Regime rúptil-dúctil: (d) modelo de Riedel para desenvolvimento de cisalhamento; (e) e (f) veio de tração (tension gashes).....	40
Figura 2.4 - Perfil de intemperismo.	50
Figura 2.5 - Representação do modelo de ruptura pelo ensaio hoop test.	54
Figura 2.6 - Esquema de aquisição de dados e resultados.	55
Figura 3.1 - Vista geral da área de interesse. À frente, o talude maciço rochoso estudado e ao fundo o emboque Itahyê da Rodovia Mário Covas (Rodoanel, km 9,5).	59
Figura 3.2 - Etapas do procedimento de amostragem e confecção de lâminas orientadas.	62
Figura 3.3 - (a) Orientação das lâminas AM01-YZ e AM01-XZ com relação à atitude da foliação. Microfotografia orientada de AM01-YZ (b) e AM01-XZ (c).	64
Figura 3.4 - Esquema sequencial de obtenção das elipses de deformação a partir de informações micropetrográficas.....	66
Figura 3.5 - Projeção dos planos de referencia adotados – A numeração indica a denominação de cada plano.....	67
Figura 3.6 - (a) Orientação do plano analisado; (b e c) fotos orientadas com a fita métrica paralela a direção (strike) do plano; (d) foto aproximadamente ortogonal ao plano de referência.....	68
Figura 3.7 - Esquema sequencial da obtenção de elipses de deformação a partir de clastos deformados.....	69
Figura 3.8 - Processos de extração e retificação de corpos de prova orientados – (a) bloco extraído orientado; (b) amostras cilíndricas com relação à superfície de referência. Bloco diagrama em rosa indicando a orientação espacial da matriz maciça (RMM) e seus respectivos eixos (x,y,z) e os eixos de extração X, Y e Z e em azul, a matriz foliada (RMF); (c) corte ortogonal XZ; (d) cilindro orientado extraído; (e) processo de retificação planar; (f) e (g) amostras orientadas antes e depois da retificação	72
Figura 3.9 - Direções dos ensaios de propagação de ondas (Vp). (a) Orientação das amostras e as respectivas direções de ensaios Vp (setas tracejadas indicam a direção de propagação da onda P). Bloco diagrama em rosa indicando a orientação espacial da matriz maciça (RMM) e, em azul, a matriz foliada (RMF). (b) medidas convencionais; (c) e (d) medidas não convencionais. . (E = leste; W=oeste).....	75

Figura 3.10 - Esquema de orientação das amostras e as respectivas direções de carregamento no ensaio RCD. (a) Orientação espacial das amostras; (b) Orientação das direções dos carregamentos com relação aos eixos; (c) Exemplo de ensaio realizado em CPs Z com direção de carregamento na direção do eixo x. (E = leste; W=oeste. As setas indicam as direções dos carregamentos).	76
Figura 3.11 - Esquema de orientação das amostras e as respectivas direções de carregamento no ensaio RCU (setas em vermelho indicam a direção do carregamento). Bloco em rosa indicando a orientação espacial da matriz maciça (RMM) e, em azul, a matriz foliada (RMF).	78
Figura 4.1 - Mapeamento geológico-geotécnico e estrutural – Rodoanel, km 9.5, São Paulo.	81
Figura 4.2 - Atitudes das estruturas reconhecidas durante o levantamento estrutural. (a) Descontinuidades (fraturas e juntas); (b) Atitude da foliação principal; (c) Atitude das zonas miloníticas mapeadas; (d) Atitude das juntas associadas aos veios de quartzo	85
Figura 4.3 - Caracterização geológico-estrutural do metaconglomerado (a) bolsão de metaconglomerado clasto-suportado, (b) detalhe da matriz maciça; (c) feições de desmonte a “fogo”; (d) foliação penetrativa do tipo S-C na matriz e intraclasto; (e) detalhe da matriz foliada contornando os clastos e veios de quartzo truncando os clastos e a matriz; (f) feições do tipo <i>tension gashes</i> .	86
Figura 4.4 - Lâmina A1-XZ - Visão geral da lâmina com textura lepidoblástica. Nicóis cruzados.	88
Figura 4.5 - Lâmina A1- XZ - Sigmóides rotacionados (indicadores cinemáticos) de plagioclásio. Também foram verificadas algumas rotações em quartzo. Luz transmitida (a) e nicóis cruzados (b).	88
Figura 4.6 - Lâmina A2-XZ - Kink bands (possíveis indicadores cinemáticos) nas muscovitas. Luz transmitida (a) e nicóis cruzados (b).	89
Figura 4.7 - Lâmina A2- XZ. Sombra de pressão no plagioclásio. Luz transmitida (a) e nicóis cruzados (b).	89
Figura 4.8 - A3-PL - Aspecto geral da lâmina, com textura granoblástica. Luz transmitida (a) e nicóis cruzados (b).	91
Figura 4.9 - A3-XZ - Aspecto geral da lâmina, onde não se apresenta orientação preferencial dos grãos. Luz transmitida (a) e nicóis cruzados (b).	91
Figura 4.10 - A3-YZ - Textura porfiroblástica de grão de granada. Luz transmitida (a) e nicóis cruzados (b).	91
Figura 4.11 - Plano de referência 1. (a) imagem do plano de referencia; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.	92
Figura 4.12 - . Plano de referência 2. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.	92

Figura 4.13 - Plano de referência 3. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.....	93
Figura 4.14 - Plano de referência 4. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.....	93
Figura 4.15 - Plano de referência 5. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.....	93
Figura 4.16 - Plano de referência 6. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.....	94
Figura 4.17 - Plano de referência 7. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.....	94
Figura 4.18 - Plano de referência 8. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.....	94
Figura 4.19 - Plano de referência 9. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.....	95
Figura 4.20 - Plano de referência 10. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.....	95
Figura 4.21 - Projeção dos eixos principais do elipsóide de deformação e o plano da foliação principal. Condição, sem ponderação. Eixo maior (A); Eixo intermediário (B); Eixo menor (C).	96
Figura 4.22 - Projeção dos eixos principais do elipsóide de deformação e o plano da foliação principal. Condição, com ponderação. Eixo maior (A); Eixo intermediário (B); Eixo menor (C).	97
Figura 4.23 - Estereogramas com as atitudes das lâminas orientadas e analisadas. (a) Projeção do plano da Junta (Fr) de RMM e as atitudes das lâminas YZ e XZ; (b) Em azul, o plano de foliação (Sn) de RMF e a atitude das lâminas YZ e XZ.	99
Figura 4.24 - Elipses representantes das seções delgadas dos litotipos analisados. Matriz Maciça: (a) YZ_RMM e (b) XZ_RMM. Matriz foliada: (c) YZ_RMF, (d) XZ_RMF, (e) YZ_RMF_2 e (d) XZ_RMF_2.	101
Figura 4.25 - Orientações dos CPs e direção dos carregamentos executados nos ensaios de Resistência à Compressão Diametral (RCD). Bloco diagrama em rosa indicando a orientação espacial da matriz maciça (RMM) e, em azul, a matriz foliada (RMF). (E = leste; W=oeste. As setas indicam as direções dos carregamentos).....	103
Figura 4.26 Resultados hierarquizados dos ensaios de RCD. Em verde, resultados da matriz maciça e azul da matriz foliada. (a) CPs-M-Z (b) CPs-F-Z, (c) CPs-M-X, (d) CPs-F-X, (e) CPs-M-Y, (f) CPs-F-Y.....	105
Figura 4.27 - Comparação de valores de resistência, entre todas as direções de carregamento. (a) RMM e (b) RMF. Em verde, resultados da matriz maciça e azul da matriz foliada.	107

Figura 4.28 - Dimensões das microfissuras em cada orientação de corpo de prova de RMM. (a) CP-M-Z (y'' , *S), (b) CP-M-Y (z'' , \perp); (c) CP-M-Z (x'' , *D), (d) CP-M-X (z'' , \perp); (e) CP-M-X (y'' , //), (f) CP-M-Y(x'' , //).	109
Figura 4.29 - Dimensões das microfissuras em cada orientação de corpo de prova de RMF. (a) CP-M-Z (y' , *S), (b) CP-M-Y (z' , \perp); (c) CP-M-Z (x' , *D), (d) CP-M-X (z' , \perp); (e) CP-M-X (y' , //), (f) CP-M-Y(x' , //).	110
Figura 4.30 - Orientações dos CPs e direção de propagação das ondas ultrassônicas em cada CP orientado. Bloco diagrama em rosa indicando a orientação espacial da matriz maciça (RMM) e, em azul, a matriz foliada (RMF). (E = leste; W=oeste. As setas indicam as direções de propagação).....	112
Figura 4.31 - Representação gráfica do teste de Fisher com a indicação dos intervalos de confiança. Litotipo RMM.	116
Figura 4.32 - Representação gráfica do teste de Fisher com indicação dos intervalos de confiança. Litotipo RMF.....	116
Figura 4.33 - Orientações dos CPs extraídos e as respectivas direções de carregamento nos ensaios de RCU. Bloco diagrama em rosa indicando a orientação espacial da matriz maciça (RMM) e, em azul, a matriz foliada (RMF). As setas vermelhas indicam a orientação do carregamento.....	119
Figura 4.34 - Valores de RCU nas três direções de carregamento (x,y,z). Em verde, resultados da matriz maciça e azul da matriz foliada. Resultados de RCU hierarquizados de forma crescente (a) e (b); RCU em função da direção de carregamento com relação a estrutura (c) e (d); Comparação do comportamento entre os dois litotipos (e).	122
Figura 4.35 Resultados de ensaios índices vs valores de RCU. Em verde, resultados da matriz maciça e azul da matriz foliada. (a) e (b) Relação V_p em função da densidade; (c) e (d) Relação RCU em função de V_p ; (e) e (f) Relação RCU em função da densidade.	125
Figura 4.36. Intersecção das estruturas nos CPs. Nas projeções estereográficas, projeção da junta associada aos veios (rosa), foliação principal (azul) e planos de extração de CPs-(M,F)-X ou CPs-(M,F)-Y (preto). (a) Possível foliação incipiente desenvolvida em RMM (tracejado em azul); (b) Possível influência das juntas de tração no comportamento de RMF (tracejado em rosa).....	128
Figura 4.37 - Orientação dos CPs e seus respectivos valores representativos de RCD, V_p e RCU. O estereograma indica as atitudes dos eixos principais de cada litotipo e orienta os valores dos parâmetros mensurados.....	132
Figura 4.38 - Comportamento de RCU variando com conteúdo de (quartzo + feldspato) e (micas+cloritas). Em preto, valores compilados a partir das referências bibliografias (Tabela 4.21) e, em vermelho, os resultados obtidos para RMM e RMF. (a) Valores máximos de RCU em função do % de quartzo + feldspatos; (b) Valores máximos de RCU em função do % de micas + cloritas; (c) Valores mínimos de RCU em função do % de quartzo + feldspatos; (d) Valores mínimos de RCU em função do % de micas + cloritas; (e) Valores mínimos de RCU (//) em função do % de quartzo + feldspatos; (f) Valores de RCU (//) em função do % micas	

+ cloritas; (a) Valores máximos de RCU em função da razão (% de quartzo + feldspatos)/
(micas + cloritas).137

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Fases de deformação, estruturas geológicas do Grupo São Roque (Pico do Jaraguá – Serra dos Cristais).	32
Tabela 2.2. Características das zonas de cisalhamento em diferentes níveis crustais.	41
Tabela 2.3. Reação ao martelo para os grupos de rocha e correlação com a resistência à compressão uniaxial – RCU.....	49
Tabela 2.4. Parâmetros de Classificação – Sistema RMR.....	51
Tabela 3.1. Resumo das características das lâminas orientadas.	63
Tabela 4.1. Características das descontinuidades/estruturas geológicas – Parte 1	82
Tabela 4.2. Características das descontinuidades/estruturas geológicas – Parte 2	83
Tabela 4.3. Resultado de classificação geomecânica pelo sistema RMR.....	84
Tabela 4.4. Resultados das elipses médias para cada plano de referência.....	95
Tabela 4.5. Dimensões e orientações do elipsóide não ponderado.....	96
Tabela 4.6. Dimensões e orientações do elipsóide não ponderado.....	98
Tabela 4.7. Tabela resumo das características das elipses.....	100
Tabela 4.8. Nomenclatura dos CPs.....	102
Tabela 4.9. Resumos dos resultados dos ensaios de RCD.....	104
Tabela 4.10. Resistência à tração (MPa) da RMM nas três direções em função da orientação dos corpos de prova.	108
Tabela 4.11. Resistência à tração (MPa) da RMF nas três direções em função da orientação dos corpos de prova.	109
Tabela 4.12. Resumo dos resultados de velocidades V_p	113
Tabela 4.13. Normalização dos resultados do eixo x' do litotipo RMF.	114
Tabela 4.14. Resultados do Teste de Fisher para RMM.....	115
Tabela 4.15. Resultados do Teste de Fisher para RMF.	115
Tabela 4.16. Valores dos índices de grau de anisotropia, $VA(\%)$ e IV_p , para os dois litotipos.	117
Tabela 4.17. Resumos dos resultados dos ensaios de RCU.....	120
Tabela 4.18. Valores médios de RCU (PRIKRYL 2001).....	123
Tabela 4.19. Síntese da caracterização geológico-estrutural.	131

Tabela 4.20. Síntese da caracterização das propriedades mecânicas dos litotipos estudados.	131
Tabela 4.21. Valores de V_p , RCU e módulos de elasticidade (DERSA 2001).....	134
Tabela 4.22. Síntese do comportamento mecânico de rochas metamórficas.....	136

LISTA DE SIGLAS

ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas
ASTM	<i>American Society for Testing and Materials</i>
CV	Coefficiente de variação
CPs	Corpos de Prova
Dn+n,	Fases de Deformação
GPS	<i>Global Positioning System</i>
LSD	Valor limiar máximo
R _n	Pares Conjugados de Cisalhamento
R _i	Razão Axial Inicial
R _f	Razão Axial Final
RCD	Resistência à Compressão Diametral
RCU	Resistência à Compressão Uniaxial
RMF	Rocha Matriz com Foliação penetrativa e persistente
RMM	Rocha Matriz com foliação incipiente a aspecto Maciço
RMR	<i>Rock Mass Rating</i>
RQD	<i>Rock Quality Designation</i>
V _p	Velocidade de propagação de ondas primárias

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	23
1.1	Objetivos e Justificativa	24
1.2	Objetivos específicos.....	24
2	Fundamentação teórica e Revisão bibliográfica.....	27
2.1	Aspectos geológico-estruturais	27
2.1.1	<i>Características e classificação geológica de metaconglomerados.....</i>	27
2.1.2	<i>Contexto geológico regional do Grupo São Roque</i>	27
2.1.3	<i>Aspectos geológico-estruturais do grupo São Roque</i>	29
2.1.4	<i>Metaconglomerados do Grupo São Roque</i>	34
2.1.5	<i>Mapeamento das estruturas geológicas e relação com tensão e deformação</i>	38
2.1.6	<i>Análise de deformação finita</i>	42
2.2	Comportamento anisotrópico das rochas e propriedades mecânicas	46
2.2.1	<i>Definição geotécnica para os metaconglomerados</i>	46
2.2.2	<i>Anisotropia e propriedades mecânicas das rochas</i>	47
2.2.3	<i>Mapeamento geológico-geotécnico, classificação geomecânica e relações estruturais</i>	48
2.2.4	<i>Tensão, deformação e ensaios orientados de resistência mecânica</i>	51
3	Materiais e Métodos	58
3.1	Localização da área de estudo.....	58
3.2	Mapeamento geológico-geotécnico, estrutural e classificação do maciço.....	59
3.2.1	<i>Coleta de amostra e confecção de lâmina petrográfica orientada.....</i>	60
3.3	Análise petrográfica	63
3.4	Análise de deformação finita.....	63
3.4.1	<i>Análise de deformação finita em microescala</i>	63
3.4.2	<i>Análise de deformação finita em escala de afloramento</i>	67
3.4.3	<i>Elipsóide de Deformação.....</i>	71
3.5	Ensaio mecânicos (compressão uniaxial e diametral)	71
3.5.1	<i>Extração e retificação dos corpos de prova orientados</i>	71
3.5.2	<i>Determinação da densidade e absorção aparente.....</i>	73
3.5.3	<i>Ensaio de velocidade propagação de ondas primárias ultrassônicas (Vp)</i>	74
3.5.4	<i>Ensaio de Compressão diametral (RCD).....</i>	75
3.5.5	<i>Ensaio de compressão uniaxial</i>	77

4	Resultados e Discussão.....	78
4.1	Caracterização geológico-estrutural.....	78
4.1.1	<i>Mapeamento geológico geotécnico e estrutural</i>	78
4.1.2	<i>Análise micropetrográfica e microestrutural</i>	87
4.1.3	<i>Análise de deformação finita</i>	92
4.2	Propriedades mecânicas das matrizes metareníticas e xistosas.....	102
4.2.1	<i>Ensaio de Compressão diametral (RCD)</i>	102
4.2.2	<i>Ensaio de velocidade V_p em CPs cilíndricos</i>	110
4.2.3	<i>Ensaio de compressão uniaxial (RCU)</i>	118
4.2.4	<i>Arcabouço geológico-estrutural e correlação com as propriedades mecânicas</i>	126
5	CONCLUSÕES.....	138
6	REFERÊNCIAS.....	142

1 INTRODUÇÃO

As propriedades geológico-estruturais de uma rocha impõem algumas características mecânicas aos maciços rochosos, e muitas vezes são condicionantes geológico-geotécnicos de obras de engenharia. Diversas escavações em maciços rochosos são condicionadas por estrutura geológicas primárias ou secundárias. As estruturas primárias são resultados de processos sedimentares ou ígneos, como por exemplo, estratificações cruzadas em arenitos ou disjunções colunares em basaltos. As estruturas secundárias são produtos de eventos deformacionais, que a depender das condições estabelecidas (pressão, temperatura, nível crustal, regime plástico ou rígido de deformação), geram estruturas rúpteis, dúctil-rúpteis ou dúcteis, como fraturas, zonas de cisalhamento e foliações metamórficas, respectivamente. Tais estruturas podem refletir diretamente no comportamento mecânico (deformação e resistência) do maciço rochoso ou da rocha intacta, assim como ditar os planos preferenciais de ruptura ou de cisalhamento em distintas orientações (GOODMAN 1989). Entender a influência dessas estruturas nas propriedades mecânicas da rocha intacta tem grande relevância em projetos e obras (como túneis e taludes) que dependem de um mensuramento das orientações favoráveis às escavações. Nesse sentido, existem alguns trabalhos que abordam esse tema, em variadas escalas de análise, e discutem a necessidade de reconhecer o papel da estrutura geológica no comportamento mecânico do maciço rochoso ou rocha intacta (BENIAWSKI 1989, GOODMAN 1989, SIEGSMUND 1991, TAVALLALI & VERVOORT 2013, DAN & KONIETZKY 2013). Os elementos geológico-estruturais de rocha intacta de comportamento anisotrópico, como foliações, estratificações, texturas, microestruturas e estiramento de determinados minerais controlam o comportamento mecânico da rocha em diferentes escalas, como por exemplo, o processo de propagação do microfissuramento durante o carregamento e a ruptura durante uma solicitação real (TDZISI 1990, TDZISI 1997, RAWLING & BAUD & WONG 2002, TAKEMURA et al. 2003, SIEGSMUND 1991, BARTON 2007, SAROGLOU 2004, SAROGLOU 2008, DAN & KONIETZKY 2014). Nesse contexto, essa pesquisa aborda as rochas metamórficas de comportamento anisotrópico, especificamente, o material rochoso correspondente à matriz dos metaconglomerados do Grupo São Roque, que ocorrem em diversas localidades do estado de São Paulo, Brasil (COUTINHO 1955 e 1980, HASUI 1975, HASUI et al. 1976). A rocha é produto de processos sedimentares, metamórficos e deformacionais que geraram estruturas, microestruturas e texturas capazes de influenciar as propriedades mecânicas da matriz metamorfizada. Nesse sentido, o objetivo desse trabalho é estudar as estruturas

impressas no metaconglomerado, em diversas escalas, e correlacionar com o comportamento mecânico da matriz metamorfozada. A motivação desse trabalho é, principalmente, contribuir na compreensão do comportamento mecânico desses materiais rochosos frente às escavações em diferentes orientações e na evolução do conhecimento sobre propriedades mecânicas de rochas anisotrópicas que são comuns em faixas de dobramentos antigas.

1.1 Objetivos e Justificativa

O presente estudo tem como objetivo determinar, a partir de análise mesoscópica (de campo) e de técnicas de laboratório, a influência da geologia estrutural nas propriedades mecânicas da rocha intacta que, neste caso, corresponde à matriz do metaconglomerado do Grupo São Roque. Em um primeiro momento, especulou-se correlacionar as deformações geológicas (plásticas e rúpteis) com os resultados de ensaios mecânicos realizados no metaconglomerado como um todo (matriz e bloco). No entanto, com o decorrer da revisão bibliográfica e atividades de campo, a amostragem orientada da matriz para realização de ensaios mecânicos se mostrou mais representativa para realizar correlações da anisotropia da rocha com o comportamento mecânico.

Desta forma, em um primeiro estágio objetivou-se realizar o estudo para compreender o arcabouço estrutural (micro a macro escala), a partir de mapeamentos de campo, descrições petrográficas e a análise de deformação finita dos clastos deformados e da trama mineralógica do metaconglomerado. Posteriormente, tais informações foram correlacionadas com os resultados de ensaios de caracterização e resistência mecânica realizados em corpos de prova (CPs) orientados. Por fim, foi verificada a relação entre o comportamento mecânico da matriz e a natureza e orientação espacial das estruturas geológicas reconhecidas.

1.2 Objetivos específicos

1. Executar mapeamento geológico-estrutural e geotécnico de detalhe do talude em metaconglomerado que aflora no km 9,5 da rodovia Mario Covas (Rodoanel), São Paulo Brasil. O mapeamento contemplou a caracterização da rocha intacta e entendimento da relação matriz e blocos (clastos deformados), grau de intemperismo, classificação mecânica do maciço rochoso e sugestão de uma compartimentação de classes do maciço. O levantamento geológico-estrutural teve ênfase no

reconhecimento da natureza e orientação de estruturas dúcteis, rúpteis e núcleos não deformados para subsidiar a análise estrutural geométrica e cinemática subordinadamente. Neste contexto, tal mapeamento teve relevância também para entender quais locais eram mais representativos para coleta de amostras orientadas.

2. Coleta de amostras da rocha matriz maciça (RMM) e matriz foliada (RMF), confecção de lâminas petrográficas orientadas e realização do estudo petrográfico e microestrutural de detalhe. É um estudo que visou realizar o reconhecimento do arcabouço mineralógico, microtextural, microestrutural para subsidiar a análise estrutural geométrica e possíveis indicadores cinemáticos.
3. Análise de deformação finita para a estimativa de elipses e elipsóide de deformação para o maciço rochoso. Foram aplicados os métodos de obtenção de orientação preferencial de deformação dos clastos e da geometria da trama da matriz (microescala) com a intenção de sugerir elipses e um elipsoide de deformação finita que, conseqüentemente, estimou geometricamente a anisotropia em três dimensões.
4. Realização de ensaios de resistência à compressão diametral (RCD) e uniaxial (RCU) em corpos de prova (CPs) orientados com interesse de obter, em mais de uma direção, resultados de comportamento mecânico durante o carregamento e, por fim, indicar a anisotropia de resistência e de deformação da matriz. Os ensaios foram orientados, para estimar a resistência e deformabilidade da rocha em diferentes orientações, com relação às estruturas mais importantes registradas nas rochas (foliações e estruturas dúcteis rúpteis). Necessariamente os ensaios foram orientados com relação aos eixos x, y e z de deformação de cada estrutura e conseqüentemente obteve-se orientação espacialmente dos resultados também (em relação ao norte).
5. Ensaios de V_p em três direções em um mesmo CP: A partir da confecção dos CPs orientados para a realização de ensaios RCU foi possível executar ensaios de velocidade de propagação de ondas ultrassônicas primárias (V_p) em três direções. As medidas de velocidades nos eixos (x, y, z) corresponderam a uma longitudinal (convencional) e duas medidas diametrais (não convencionais) em um mesmo CP. Esses resultados, além de testar um método, também subsidiaram a análise do comportamento anisotrópico (ou não) dos materiais investigados.

6. Interpretar os resultados dos ensaios mecânicos e propor uma correlação entre as estruturas geológicas reconhecidas durante o estudo com o comportamento mecânico da matriz do metaconglomerado.
7. Comparar os resultados obtidos com o estudo das matrizes, com os demais litotipos do Grupo São Roque que são descritos com a composição mineralógica similar, submetidos às condições de deformação e metamorfismo semelhantes e que já foram atravessados por obra de engenharia. Por fim comparar com estudos de rochas de comportamento anisotrópicos em distintos ambientes e submetidos a processos geológicos deformacionais semelhantes.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Aspectos geológico-estruturais

2.1.1 Características e classificação geológica de metaconglomerados

Os metaconglomerados, genericamente, são rochas constituídas por clastos (>2 mm) e matriz fina a média que foram submetidas a processos de metamorfismo, ou seja, uma rocha sedimentar metamorfizada (BURCHER e GRAPES 2011). No âmbito estrutural (e textural), a relação de contato entre a matriz e clastos é uma característica primária sedimentar importante de uma rocha conglomerática e existem dois tipos de classificações com base no seu arcabouço de sustentação da rocha: matriz-suportado (paraconglomerado) ou clasto-suportado (ortoconglomerado) (SUGUIO 2003). Em um conglomerado matriz-suportado, a maioria dos blocos/clastos não se tocam e tem alto conteúdo de matriz, ao passo que a rocha de clasto-suportado, necessariamente os blocos estão em contato, ou seja, a sustentação estrutural do maciço é feita pelos blocos (NICHOLS 1999). Durante a deposição há uma grande variabilidade com relação ao percentual de matriz e blocos dependendo do ambiente de sedimentação. Os ambientes de formação de conglomerados são diversos, sendo os ambientes pluviais, vulcano-sedimentares e marinhos os mais comuns (SUGUIO 2003). Essas rochas sedimentares quando submetidas aos processos metamórficos, de aumento de condições de temperatura e pressão, preservam as estruturas reliquiares sedimentares (muitas vezes), mas um novo arcabouço mineralógico é desenvolvido, principalmente da matriz, com possíveis reorientações de estruturas e com desenvolvimento de foliações, e sendo assim denominadas metaconglomerados. Desta forma, do ponto de vista estrutural, os metaconglomerados assumem um comportamento anisotrópico, que é ditado pela superposição de estruturas ou mesmo obliteração das estruturas primárias (RAMSAY 1967, RAGAN 1985, PASSCHIER e TROUW 1998, BURCHER e GRAPES 2011).

2.1.2 Contexto geológico regional do Grupo São Roque

A Província Mantiqueira (ALMEIDA 1967, 1977) é uma unidade geotectônica que se localiza a leste e sudeste dos crátons São Francisco e Rio de La Plata/Paraná (SANTOS 2003, ALMEIDA et al. 2000). Ela registra uma complexa evolução tectônica durante o Neoproterozóico, embora unidades mais antigas arqueanas, paleo e mesoproterozóicas sejam preservadas (SANTOS 2003), incluindo o Grupo São Roque.

As rochas arqueanas do Complexo Amparo representam o embasamento do Grupo São Roque. As rochas do Complexo Amparo são gnaisses paraderivados que exibem paragêneses metamórficas que incluem sillimanita, granada, hornblenda e muscovita (Carneiro 1983). Feições migmatíticas também são frequentemente observadas nessas rochas (Carneiro 1983).

As rochas do Grupo São Roque constituem uma sequência metavulcano-sedimentar depositada em ambiente marinho com atividade vulcânica submarina constante (MORAES REGO 1933, CARNEIRO et al. 1984, 2018). Esse grupo foi, inicialmente, individualizado em Formação Boturana na porção inferior e Formação Piragibu, na parte superior do grupo (HASUI et al. 1976). Estudos recentes dividem o Grupo São Roque de base para topo em Formação Morro Doce (metarcóseos e metaconglomerados), Formação Pirapora do Bom Jesus (rochas metabásicas, metacarbonáticas, cálcio-silicáticas e metavulcanoclásticas), Formação Boturama (quartzitos), Formação Estrada dos Romeiros (metarritmitos, metarenitos, cálcio-silicáticas, metacarbonáticas, metapsamitos e metapelitos) e Formação Piragibu (metapelitos, metarritmitos, metabásicas e metavulcanoclásticas; JULIANI et al. 1999, MARTIN 2000).

Idades U-Pb de 1790 ± 14 Ma em rochas metavulcânicas ácidas e básicas que ocorrem intercaladas na Formação Morro Doce (VAN SCHMUS et al. 1986) foram interpretadas como a idade de deposição do Grupo São Roque, durante a “Tafrogênese Estateriana” (BRITO NEVES et al. 1995). Tassinari et al. (2001), a partir dos estudos sobre o ofiolito de Pirapora, sugere que as idades U-Pb de 628 ± 9 Ma (HACKSPACHER et al. 2000) representam a idade de cristalização de magmas máficos que pode se associar a idade da Formação Pirapora. HENRIQUE-PINTO et al. (2018), a partir do estudos do metadacito do Polvilho, estabelece em 1760 ± 17 Ma a idade da deposição da Formação terrígena-metavulcânica inferior Boturana do Grupo São Roque. Salienta-se que a idade de deposição do Grupo São Roque é tema de ampla discussão na literatura e não é consensual.

As rochas na Serra do Itaberaba foram inicialmente caracterizadas, por Coutinho et al. (1982), como uma sequência metavulcano-sedimentar pertencente à base do Grupo São Roque (CAMPOS NETO et al. 1983). Essa sequência foi, posteriormente, designada como Grupo Serra do Itaberaba (JULIANI et al. 1986) justificado por um possível contato/discordância com a base do Grupo São Roque (MARTIN 2000), no qual ainda não é consensual. O Grupo Serra do Itaberaba compreende uma sequência de rochas que incluem a Formação Morro da Pedra Branca, composta por metabásicas, metavulcanoclásticas, cálcio-

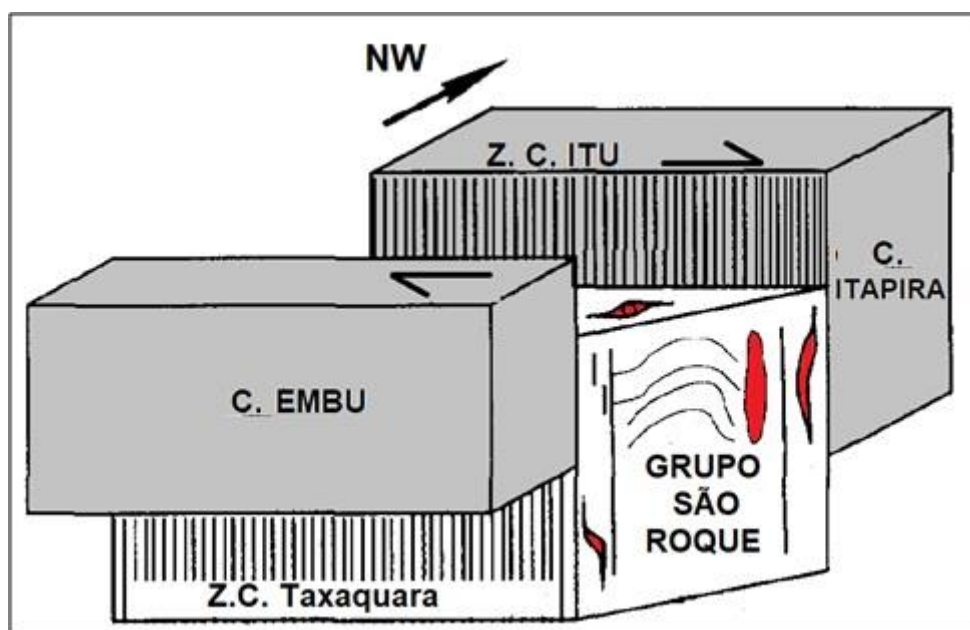
silicáticas, metapelitos, formação ferrífera bandada, e metapelitos grafitosos (JULIANI et al. 2000). Segundo Martin (2000) o Grupo São Roque é um conjunto geotectônico brasileiro de fácies metamórfica xisto verde cavalgando sobre o Grupo Itaberaba composto por rochas, majoritariamente, metamorfizadas em fácies anfíbolito.

Magmatismo granítico é amplamente registrado cortando as rochas do Grupo São Roque e Grupo Serra da Itaberaba, durante o Neoproterozoico, entre 700 e 520 Ma (TASSINARI et al. 1988).

2.1.3 Aspectos geológico-estruturais do grupo São Roque

O Grupo São Roque está inserido no Domínio Apiaí (CAMPANHA & SADOWSKI 1999) e compreende uma faixa contínua de direção NE-SW com pouco mais de 180 km de comprimento e 50 km de largura e que ocorre intercalado com as rochas do Grupo Serra do Itaberaba (JULIANI & BELJAVSKIS 1995). O Grupo São Roque é limitado pelas zonas de cisalhamento regionais, Taxaquara e Itu de direção ENE-WSW, como pode ser visto na Figura 2.1 (HACKSPACKER & GODOY 1999). Regionalmente, Hackspacker & Godoy (1999) sugerem que Grupo São Roque é um componente da Faixa Ribeira e que sua estruturação final é resultado de um processo de colisão com transporte para noroeste (650-600 Ma), seguido de um movimento transcorrente dextral relacionado à última fase de colisão caracterizada por tectônica de escape (600 Ma). Para Hackspacker & Godoy (1999), as deformações registradas no Grupo São Roque indicam um regime transpressional (Figura 2.1) associado a uma tectônica de escape, na qual os terrenos Itapira, Embu e São Roque, são adjacentes e intrudidos por rochas graníticas sin ou tardio colisionais.

Figura 2.1 – Modelo de bloco diagrama interpretado por Hackspacker & Godoy (1999) e indicando a cinemática do Grupo São Roque.



Adaptado: Hackspacker & Godoy (1999).

Para Hackspacker & Godoy (1999), a foliação principal do terreno Embu em fácies anfibolitos contrasta com o Grupo São Roque (fácies xisto verde) que apresenta, estruturalmente, dobras suaves e foliação vertical do tipo plano axial. No entanto, Carneiro (1983) descreve, com detalhe, que as rochas do Grupo São Roque transicionam gradualmente da fácies xistos verdes para o fácies anfibolito. Essa transição foi apresentada por Carneiro (1983) fundamentada pela delimitação de isógradas a partir de minerais como granada, sillimanita e estauroлита em xistos porfiroblásticos. Hackspacker & Godoy (1999) denominam o Bloco São Roque como uma “lasca” semi-autochthono em grau metamórfico fácies xisto verde e com pelo menos três fases de deformação (D_{n+1} , D_{n+2} e D_{n+3}) registradas. São descritas diversas dobras normais abertas, suaves e levemente inclinadas com a vergência para noroeste e eixos orientados para NE neste bloco. Já Carneiro (1983) descreve um padrão complexo padrão de redobramentos com superposições e estilos estruturais bastante distintos e não apenas composto por dobras suaves. Segundo Juliani & Beljavskis 1995, o Grupo São Roque tem sua superfície S_0 transposta por uma foliação plano axial de dobra apertada correlacionável a uma fase de deformação D_2 do Grupo Serra do Itaberaba. Essa fase de deformação tem direção essencialmente NE-SW e vergência para NW. Segundo Hackspacker & Godoy 1999 as histórias de deformação, de ambos os blocos, estão relacionadas ao orógeno Brasileiro em diferentes níveis crustais.

A tectônica tangencial registrada nos metassedimentos do Grupo Embu, próximo ao Grupo São Roque, ocorreu em regime dúctil-rúptil ao longo das zonas de cisalhamento Taxaquara e Itu com um movimento transcorrente principal dextral de direção NE-SW e um componente vertical secundário revelado por porfiroclastos rotacionados, responsável pelo levantamento do Complexo Itapira e Embu sob o Grupo São Roque. O resultado foi a elevação do Complexo Embu com relação ao Grupo São Roque (Hackspacker & Godoy 1999; Hackspacher et al. 1993). Os milonitos de diferentes composições e características texturais são formados ao longo das zonas de cisalhamentos e podem estar estirados e redobrados de formas rúpteis dependendo do progresso da deformação (HACKSPACKER & GODOY 1999). A evolução progressiva é considerada por Hackspacker & Godoy (1999) como um regime de colisão inicial em níveis mais profundos da crosta, evoluído para um regime transpressional (zonas de transcorrência) em níveis mais rasos. Para Hackspacher et al. (1993), as feições miloníticas estão relacionadas à tectônica de escape da última fase do evento colisional ocorrido por volta de 600 Ma.

Em estudo detalhado de aproximadamente 2.000 afloramentos do Grupo São Roque na Faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, Carneiro (1983) descreveu as deformações a que as unidades litoestratigráficas do Grupo São Roque foram submetidas e resume que pelo menos três fases de dobramento ocorreram em uma escala regional. Na última fase de deformação teria havido regime transtensivo inicial associado à colocação de granitos brasileiros, sucedidos por um regime transcorrente/transpressivo marcado por foliação milonítica sob uma tectônica dúctil-rúptil e um regime transpressivo final. Associados aos dobramentos, Carneiro (1983) descreve três superfícies principais persistentes (S1, S2 e S3) que se desenvolvem nos litotipos do grupo São Roque que correspondem à foliação plano axial e planos de crenulações sucessivos, além de uma clivagem disjuntiva mais recorrente em metacalcários. A tabela 2.1 (CARNEIRO, 1983) indica as estruturas geológicas principais e a interpretação das respectivas fases de deformação.

Tabela 2.1. Fases de deformação, estruturas geológicas do Grupo São Roque (Pico do Jaraguá – Serra dos Cristais).

Fases de deformação	Feições estruturais associadas
Zonas de cisalhamento	Falhamentos / milonitos
Deformações tardias	Ondulações e crenulações locais.
Fase 3 - Dobras abertas a fechada, de dimensões em geral hectométricas.	Dobras e clivagem de crenulação sem bandamento diferencial e clivagem de fratura.
Fase 2 - Dobras fechadas a cerradas, raramente isoclinais, centimétrica a hectométricas.	Dobras e fina clivagem de crenulação plano-axial, com bandamento diferenciado de fratura.
Fase 1 - Dobras fechadas meso a microscópicas, muitas vezes transpostas.	Dobras e clivagem ardosiana ou xistosidade plano-axiais.
Sedimentação e deposição	

Fonte: Carneiro (1983)

Remontando os estágios da deformação, (HACKSPACKER & GODOY 1999) sugerem um empurrão (transporte de massa) que afetou os Grupos Embu e, posteriormente, ocorreram tectônica de escape e processos de transpressão sob o Grupo São Roque. As zonas de cisalhamento Itu e Taxaquara que limitam o Bloco São Roque representam parte do sistema de transpressão regional com significativo deslocamento vertical. Para Hackspacker & Godoy (1999), o deslocamento vertical foi o motivo da justaposição dos três blocos tectônicos de níveis crustais distintos e, é consequência do último processo de colisão do Orógeno Brasileiro-Pan-Africano registrado no sudeste brasileiro.

Os corpos graníticos da tectônica tardia que intrudiram os metassedimentos do Grupo São Roque provocaram um metamorfismo de contato que foi sistematicamente cisalhado pelas zonas de transcorrência e indicam o deslocamento vertical, associado a uma paragênese retrograda de metamorfismo com influência forte de fluidos destruindo as texturas metamórficas de contato (HACKSPACKER & GODOY 1999). Hasui et al. (1976) destacam que a tectônica transcorrente foi posterior ao metamorfismo regional controlando a intrusão de corpos graníticos. O Grupo São Roque têm mineralizações de ouro que ocorrem, essencialmente, como veios de quartzo em zonas de cisalhamento e associadas às intrusões de rochas granitóides (JULIANI 1999).

Com relação aos lineamentos regionais, Menegasse (1991) apoiado em dados de mapeamento (CARNEIRO 1983), imagens de satélites (1:100.000), ortofotos (1:40.000 e 1:25.000) produziu um mapa de lineamentos estruturais para a região de ocorrência das rochas metassedimentares do Grupo São Roque (cerca de 3 km a norte da área de interesse). Uma parcela do objetivo deste trabalho foi detalhar os condicionantes estruturais dos aquíferos que são do tipo secundário, ou seja, desenvolvidos em descontinuidades.

Menegasse (1991) distinguiu três principais domínios estruturais, fundamentados em definições de Costa (1965) das estruturas desenvolvidas nas rochas que são relevantes para aspectos hidrogeológicos e conseqüentemente também importantes para o entendimento da anisotropia dos metaconglomerados do Grupo São Roque. As definições seguidas por Menegasse (1991) e Costas (1965), por vezes, têm o teor interpretativo dos campos de compressão e de tração, no entanto, é sabido na literatura que há uma complexidade estrutural quando tratamos de terrenos polideformados, como o Grupo São Roque. Fato importante, neste caso, é que a visão de Menegasse (1991) e Petri et al. (1996) ajudam a criar hipóteses de possíveis situações que subsidiem o entendimento de planos preferenciais no âmbito da mecânica de rochas, pois são dados que abordam aspectos de pressão d'água (aspectos hidrogeológicos).

Megenasse (1991) descreve na região do Parque Anhanguera (SP), dois padrões de direções preferenciais de drenagem NW e outra NNE, sendo o padrão NW, associados ao plano da foliação regional. Sob análise do mapa de lineamentos para o domínio Sul (adjacente à área de interesse deste estudo) Megenasse (1991) reconhece diversas direções de lineamentos sendo difícil estabelecer um padrão. Esse setor comparado ao *trend* regional tem grande variação em virtude, principalmente, da proximidade com expressivos corpos graníticos e também é uma região fortemente afetada pelos dobramentos do evento D3 caracterizados por Carneiro (1983). Resumidamente, neste trabalho, Megenasse (1991) identifica, ao menos, cinco direções preferenciais de lineamentos para o domínio Sul: N80 - 90E, N20-30E, N10W, N20-30W e N40-50W.

O conjunto de lineamentos N80-90E é correlacionado aos fraturamentos desenvolvidos paralelamente às transcorrências regionais descritas por SADOWSKI (1984). Os conjuntos N40-50W e N20-30E relacionam-se às fraturas paralelas à foliação e ao eixo de dobramentos D2 caracterizado por Carneiro (1983).

Neste contexto, genericamente, Megenasse (1991) caracteriza 4 principais sistemas de fraturas:

- Sistema transversal, com as direções N10-50W nos domínios norte e N20W e N10E no domínio central.
- Sistema angular (pares conjugados de cisalhamento), ocorrendo na parte central N20-30W/N30-40E e no domínio norte N50-60W.

- Sistema paralelo ao cisalhamento regional: N80-90E nos domínios norte, central e sul. No domínio sul há um predomínio de lineamentos menores que 500 m.

2.1.4 Metaconglomerados do Grupo São Roque

A Formação Morro Doce do Grupo Roque é representada por lentes de metaconglomerados, meta arcóseos e meta arenitos depositados em ambientes de leques aluviais que compõem a base do grupo. De forma geral, a unidade dos metaconglomerados ocorre intercalada com metarcóseos e caracteriza uma gradação rítmica para as formações mais superiores (MARTIN 2000). Carneiro (1983) faz uma breve descrição das principais características petrográficas e estruturais dos metaconglomerados, ressaltando que essa rocha tem composição constante com predomínio de seixos graníticos em matriz de natureza grauvática, espessuras em torno de 500 m e ocorre encaixado em meta arenitos arcoseanos.

Os metarcóseos, rochas de maior expressão da Formação Morro Doce, abrigam as maiores ocorrências intercaladas de metaconglomerados, e têm a composição mineralógica semelhante à matriz do metaconglomerado. Quando rocha são, os metarcóseos apresentam brilho “sedoso” e bandamento composicional, e são compostos predominantemente por feldspatos detríticos sub-angulosos dispersos em uma matriz fina constituída essencialmente por quartzo, muscovita, biotita, clorita e os minerais acessórios titanita, zircão, minerais opacos e calcita (HENRIQUE-PINTO & JANASI 2010). Afloramentos importantes dos metaconglomerados são, principalmente, reconhecidos nas pistas norte e sul do Rodoanel Viário Metropolitano de São Paulo. Nesse local, Henrique-Pinto & Janasi (2010) descrevem os metaconglomerados como matriz-suportados, polimíticos e exibem calhaus e seixos que variam principalmente entre 10 e 20 cm, embora alguns clastos possam alcançar 50 cm.

Com relação à proporção matriz e seixos, Coutinho (1955) descreve que os seixos predominam ou equivalem a matriz em volume. Macroscopicamente, é uma rocha constituída por seixos e matriz com predomínio de granulares e, por vezes, por micas que imprimem uma xistosidade. Henrique-Pinto & Janasi (2010) descrevem que muitos dos clastos se tocam, porém entre eles sempre aparecem vestígios de arcabouço. Segundo Juliani (1993), os metaconglomerados têm uma matriz muito fina e, é notado o acamamento sedimentar devido às bandas de origens clásticas e quartzo com textura clástica. Na matriz temos essencialmente sericita, muscovita, clorita e quartzo de granulação fina, com raras ocorrências de biotita, em lugar de clorita. Os minerais estão arranjados em textura

granolepidoblástica a lepidoblástica. Por vezes, são encontrados grãos de quartzo com formas arredondadas atestando origem sedimentar. Já para Coutinho, (1955) a matriz assume dois aspectos principais, descritos a seguir:

- Matriz grossa: pouca xistosa, rica em conteúdo clástico, de granulometria grossa, composto predominante por quartzo e feldspato não arredondados, com arestas angulosas ou mesmo quadrados que pode ser interpretado como produto da milonitização de seixos menores e incorporado a matriz. Essa matriz descrita tem a seguinte composição mineralógica: Quartzo (33 a 43%), microclínio (10 a 23%), plagioclásio antipertítico (10 a 15), biotita (8 a 17%), muscovita (8 a 16%) e epídoto (5,5 a 15%) e minerais acessórios. O conteúdo de plagioclásio e quartzo preservam suas características reliquias clásticas, apesar de algumas porções apresentarem recristalização principalmente de quartzo. As micas, em geral, têm origem durante os processos metamórficos e são consideradas, portanto, minerais secundários.
- Matriz fina: intercalada com a matriz grossa, de composição rica em micas isorientadas que imprimem ao metaconglomerado a xistosidade. Neste material pode-se observar uma lineação mineral, produto do alinhamento do conteúdo de micas e com a seguinte composição mineralógica: quartzo (30%), microclínio (20%), muscovita (37%) e minerais acessórios. Nessa matriz, destaca-se a recristalização do quartzo preenchendo espaços entre as micas em formas de fitas acompanhando a orientação das micas. É uma matriz interpretada como uma região onde houve um acúmulo de argilo-minerais que foram submetidos às condições do metamorfismo e deram origem ao alto conteúdo de micas. Carneiro 1983 e Carneiro *et al.* (1984, 1985) descrevem o desenvolvimento das micas como vinculados às etapas de metamorfismo e deformação tectônica.

Os principais clastos encontrados são de rochas graníticas (80–90%) com quantidades subordinadas de rochas quartzíticas, rochas metabásicas e gnaisses (CARNEIRO 1983, HENRIQUE-PINTO & JANASI 2010, COUTINHO 1955). Os clastos graníticos do metaconglomerado foram estudados em detalhe por Henrique-Pinto (2008) e datados em 2.2 Ga (U-Pb por LA-MC-ICPMS), que é, portanto a idade da área-fonte predominante da Formação Morro Doce, consistente com a idade de deposição dos metaconglomerados de 1.75-1.79 Ga, indicada pelas datações U-Pb em rochas metavulcânicas intercaladas. Datações K-Ar em biotita do arcabouço do metaconglomerado sugerem, no entanto, idades de metamorfismo da ordem de 800 Ma (TASSINARI *et al.* 1985).

Para os seixos graníticos, a partir de descrições petrográficas, Coutinho (1955) estima o seguinte percentual de minerais: quartzo (24%), microclínio (24%), plagioclásio antipertítico (20%), pertita (15%), biotita (8%), muscovita (7%) e epidoto (2%). Segundo autor, quase todo o conteúdo de quartzo é de origem secundária, ou seja, produto de remobilização sincrônica ao metamorfismo. Já Henrique-Pinto & Janasi (2010) fizeram um estudo petrográfico detalhado para identificação dos principais seixos que compõem a rocha e suas respectivas composições mineralógicas a fim de entender a possível proveniência destes clastos. O trabalho destaca que embora os metaconglomerados sejam considerados polimíticos, cerca de 80 a 90% do volume total apresentam características petrográficas semelhantes, sendo as principais variedades encontradas de seixos de granitoides, com as variações detalhadas abaixo:

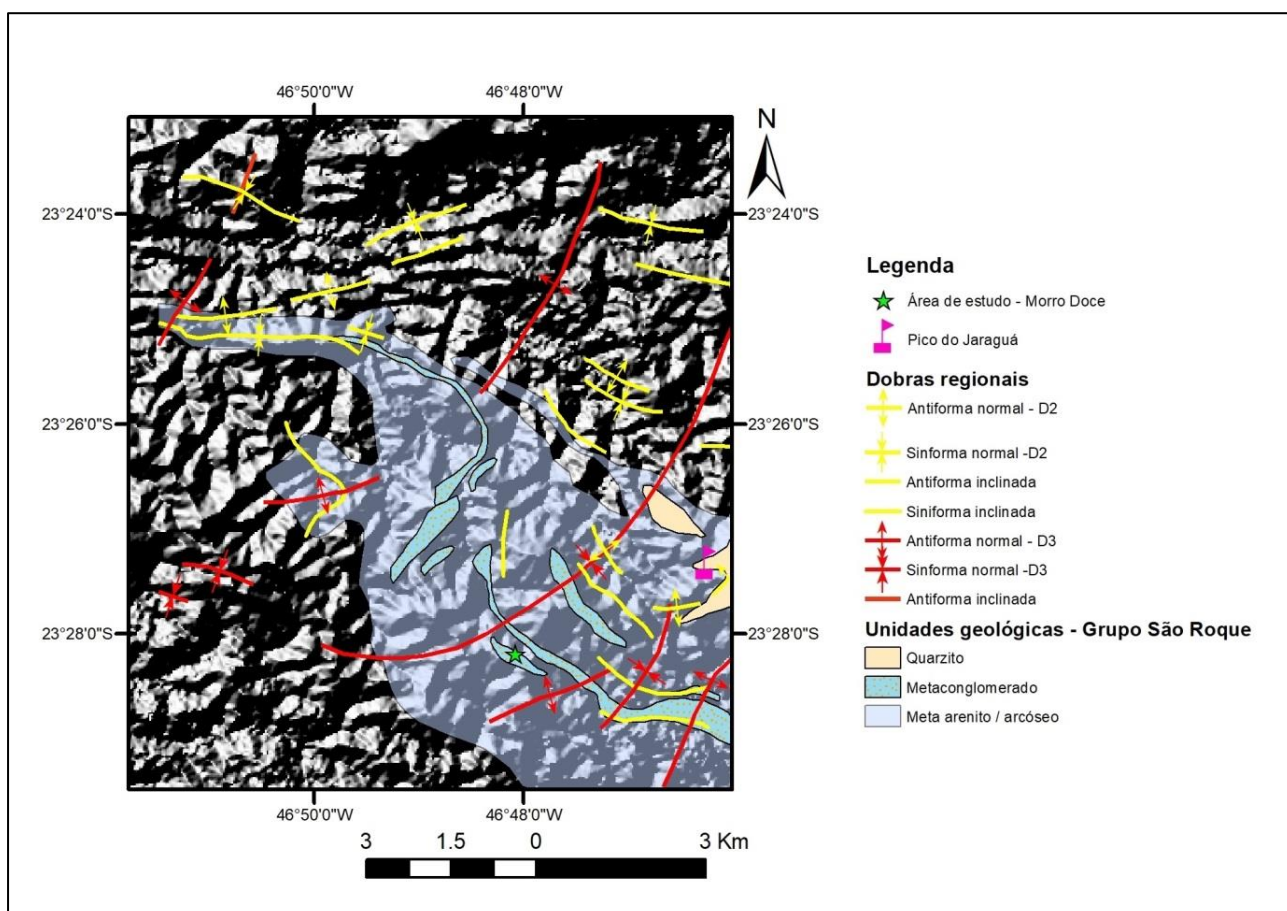
- Biotita monzogranito: composto por quartzo bem recristalizado e megacristais de microclínio rotacionados caracterizando uma textura porfiroclástica e inclusões de plagioclásio circundado por uma matriz fina composta por quartzo e feldspatos granoblásticos, muscovita e biotita associada à clorita nas bordas e minerais acessórios;
- Monzogranito inequigranular: rocha composta predominantemente por quartzo xenomórfico de contatos interlobados a serrilhados, plagioclásio sericitizado com geminações deformadas, biotita e tem uma textura granular hipidiomórfica média a grossa (4-6 mm). Ocorre calcita com microvenulações.
- Monzogranito equigranular: apresenta textura granular hipidiomórfica média (3-4 mm). Composto por plagioclásio sericitizado com geminações ainda visíveis, quartzo xenomórfico de contatos interlobados a serrilhados e comumente associação entre mineral opaco e biotita com bordas substituídas por clorita;
- Leucogranito inequigranular: apresenta textura granular hipidiomórfica grossa (5-7 mm) com aspecto de intensa deformação, mas com algumas texturas ígneas preservadas. Mineralogicamente composta por cristais de plagioclásio (oligoclásio), muitas vezes, inclusos em feldspato alcalino pertítico. O quartzo encontra-se xenomórfico de contatos interlobados a serrilhados e comum a associação mineral opaco-biotita-clorita-titanita. A calcita ocorre de forma euédrica e sugere crescimento tardio.

Neste contexto, Henrique-Pinto & Janasi (2010), entendem que os clastos que compõem os metaconglomerados são representados por metagranitoides do tipo biotita

monzogranitos leucocráticos equigranulares e inequigranulares, de granulação média a grossa. Fato interessante, no âmbito de mecânica de rochas, é que Henrique-Pinto & Janasi (2010) descrevem que por apresentarem maior resistência à deformação, os clastos graníticos, principalmente aqueles de maior dimensão (acima de 20 cm), ainda preservam estruturas reliquiares ígneas.

Estruturalmente, as principais ocorrências dos metaconglomerados distribuem-se em uma região de dobras regionais significativas das fases deformação D2 e D3 caracterizados por Carneiro (1983). A Figura 2.2 mostra as lentes de metaconglomerados afetados pelas dobras, atestando uma complexidade estrutural. Carneiro (1983) expõe que não foram observadas estratificações reliquiares e a foliação principal tem a mesma orientação do alongamento maior dos seixos. Na matriz uma orientação mineral marca uma lineação mineral, descritas como do tipo *down dip* (CARNEIRO 1983). Não são descritas crenulações, mas sim uma clivagem disjuntiva, que corresponderiam à foliação de uma fase posterior.

Figura 2.2 - Dobras regionais e ocorrências de metaconglomerados.



Adaptado: Carneiro (1983) e Henrique-Pinto & Janasi (2010).

Segundo Carneiro (1983) há uma distinção de comportamento entre os seixos de distintos litotipos. Os seixos de granitos e gnaisses apresentam-se, geometricamente, elipsoidais a arredondados, enquanto os quartzitos são sempre tectonicamente alongados. Coutinho (1955) descreve os seixos como sendo os clastos mais comuns de dimensões entre um e dez centímetros e forma elipsóide, mas algumas situações, o arredondamento original é reconstituível. Normalmente os seixos se tangenciam e em situações extremas de deformação pode haver penetração de um em outro. Segundo Coutinho (1955), os eixos máximos e médios dos seixos estão contidos no plano da xistosidade e o eixo mínimo na direção normal ao mergulho deste plano, ou seja, o eixo de maior alongamento na direção de mergulho da foliação representada pela matriz, com razões de eixos 1:3 em granitos e 1:5 em quartzitos. Henrique-Pinto & Janasi (2010) descrevem que, estruturalmente, muitos clastos se tocam, no entanto, entre eles sempre aparecem vestígios da matriz. O contato entre os seixos pode ser sinuoso, bem como com a matriz. Em alguns casos a deformação não oblitera por completo o acentuado arredondamento original dos clastos graníticos. Neste aspecto, há uma discussão sobre o grau de arredondamento dos clastos e se essa geometria não corresponderia à orientação inicial do clasto, ou seja, os esforços de compressão foram paralelos à direção do eixo principal inicial do seixo. Em geral, os seixos são descritos como fortemente deformados e orientados em uma mesma direção apresentando feições como interpenetração, alongamento assimétrico e fragmentação de material dentro dos seixos. Além dessas feições Henrique-Pinto & Janasi (2010) descrevem registros de efeitos hidrotermais de carbonatização e sulfetação ao longo de veios e microvenulações que aparecem posicionados ortogonalmente à foliação principal, com ramificações disseminadas em outras direções. Essas estruturas são citadas por Juliani (1993) e estão intimamente ligadas a processos hidrotermais e mineralizações associadas.

2.1.5 Mapeamento das estruturas geológicas e relação com tensão e deformação

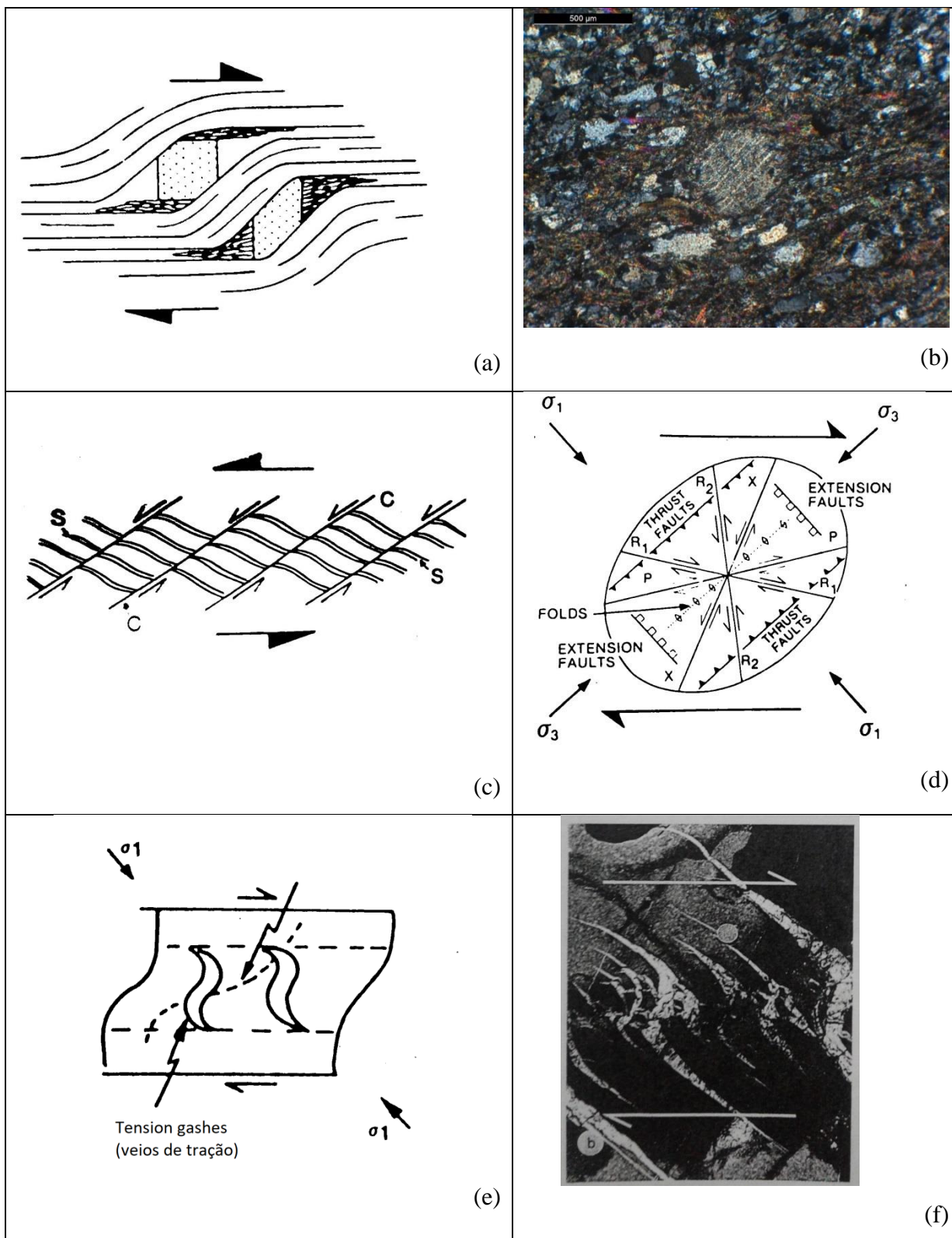
Quando existe anisotropia em maciços rochosos, a caracterização geológico-estrutural é de extrema importância, pois assume o papel de reconhecer a direção de planos de fraquezas ou de resistência mecânica (GOODMAN 1989). As estruturas geológicas são geradas em diversos contextos geológicos que, muitas vezes, relacionam-se a algum processo geológico específico que ocorre em determinada condição de pressão, temperatura e nível crustal (Tabela 2.2). Em diferentes condições e conseqüentemente distintos regimes de

esforços podem ocorrer deformações de natureza dúctil, dúctil-rúptil a rúptil (LOCZY & LADEIRA 1976, HASUI & MIOTO 1992).

Em regime dúctil, diversas estruturas deformadas simétricas ou assimétricas (Figura 2.3 a, b c) podem indicar condições de cisalhamento puro ou cisalhamento simples. As lineações de estiramento mineral indicam a direção de movimento em regimes dúcteis e apoiadas por análises cinemáticas de estruturas assimétricas analisadas no plano adequado de deformação são bons marcadores de possível vergência (sentido do movimento/transporte tectônico), ou até mesmo posicionamento de tensões principais que atuaram durante a deformação da rocha (PASSCHIER et al. 1993, PASSCHIER e TROW 1998).

No estudo de geologia estrutural, alguns modelos clássicos descrevem relações de deformação e tensões principais para um regime dúctil-rúptil. O modelo de Riedel, por exemplo, posiciona as regiões de tração e de compressão em um contexto de zonas de cisalhamento em condições rúptil-dúcteis. A partir das estruturas é possível reconhecer o sentido do movimento de cisalhamento e também estimar direções das tensões principais durante o evento geológico (RAMSAY 1967, PASSCHIER & TROW 1998). McClay (1987) descreve um sistema de transcorrências a partir deste modelo (Figura 2.3 d, e f), onde o cisalhamento inicia-se com o desenvolvimento de um par conjugado de cisalhamento (R_1 e R_2) que estão orientados 30° com relação à direção da compressão principal (σ_1). O cisalhamento R_1 é sintético ao movimento (no mesmo sentido) da zona de cisalhamento principal e R_2 é subordinado e desenvolve-se o movimento no sentido antitético (contrário).

Figura 2.3 - Feições e modelos que indicam cinemática estrutural – Condições dúcteis, (a) e (b) sigmóides com indicando cisalhamento no sentido horário; (c) foliação do tipo S’C indicando movimento anti-horário. Regime rúptil-dúctil: (d) modelo de Riedel para desenvolvimento de cisalhamento; (e) e (f) veio de tração (tension gashes).



Adaptado: McClay (1987).

Coutinho (1986) destaca que rochas de mais baixo grau metamórfico possuem maior intensidade de ruptura por cisalhamento do que as de maior grau metamórfico, uma vez que estas últimas possuem maior energia de deformação acumulada em relação às rochas de mais baixo grau metamórfico.

Tabela 2.2. Características das zonas de cisalhamento em diferentes níveis crustais.

Profundidade crustal /deformação	Fácies metamórficas	Estruturas
> 10 km, zonas de cisalhamento dúcteis.	fácies granulito, anfíbolito, xisto azul (470 a 900 °C)	Zonas dúcteis com xistosidades sigmoidais com forte estiramento mineral.
5-10km, zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis.	Zeólita, xisto verde (150 a 470° C)	Xistosidade, arranjos de veios de tração e características de dissolução mineral por pressão.
0-5 km, zonas de cisalhamento rúpteis.	Abaixo de 150 °C, sem metamorfismo.	Rúptil, zonas de cisalhamento com brechas fragmentadas e preenchimentos argilosos.

Fonte: MacClay (1987).

No campo da deformação rúptil, segundo Fiori & Carmignani (2011), as juntas podem ser classificadas como juntas de cisalhamento, de partição e distensão de acordo com os esforços atuantes na época de formação. As juntas de cisalhamento demonstram movimentos relativos laterais e formam com ângulo de 30° com relação à direção da tensão principal. As juntas de partição desenvolvidas tem a tensão intermediária contida em seu plano e a tensão principal paralela ao eixo z da estrutura, ao passo que a junta de distensão a tensão principal mínima está no eixo z (MCCLAY 1987).

Megenasse (1991) apoiado em estudos de Larson (1984) destaca uma situação para estruturas rúpteis que exprime a relação de esforços quando ocorre um par conjugado de descontinuidade. Esse par de descontinuidades quando sincrônicas e com ângulo de 60° entre si, suspeita-se que a direção da bisetriz corresponde à direção de maior esforço. Nessa situação pode haver processos de milonitização da rocha a associado ocasionada pela interação das descontinuidades.

Sobre o comportamento do maciço rochoso, Costa (1986) compilou dados de comportamento mecânico de diversos litotipos e fez algumas observações sobre a influência

das estruturas rúpteis. Segundo Costa (1986), as descontinuidades desenvolvidas como juntas de tração proporcionam um acúmulo de tensões nas rochas. Neste contexto, o autor destaca que as rochas compostas, majoritariamente, por minerais granulares têm um acúmulo maior de tensões quando comparadas as rochas com proporções consideráveis de minerais tabulares (micas). Admitem-se esses comportamentos, pelo fato, de que a tensão de tração é diretamente proporcional ao módulo de elasticidade dos minerais que compõe a rocha. Coutinho (1986) distingue que rochas de menor módulo possuem um maior faturamento quando comparado a uma rocha de valores maiores para uma conjuntura de fraturamento por tração. Em condições de esforços cisalhantes as rochas que têm materiais granulares (e.g. quartzo) têm maior resistência ao cisalhamento quando comparadas com rochas que contêm minerais tabulares ou com planos de clivagem pronunciados. No entanto, para materiais granulares, quando os minerais têm planos de clivagens, quanto maior a granulometria menor resistência ao cisalhamento, pois há uma maior influência dos planos de fraqueza representados pelas clivagens.

De acordo com Costa (1965) as fraturas transversais formam-se paralelamente à direção dos esforços compressivos e perpendicularmente às xistosidades. Essas estruturas rúpteis são favoráveis, por exemplo, a locação de poços de água, pois são originadas por tração e apresentam aberturas das paredes. Quando se trata de descontinuidades longitudinais, consideradas paralelas à xistosidade da rocha e perpendiculares aos esforços compressivos tem-se um comportamento de tração apenas quando há um alívio de tensão que, normalmente, ocorre devido a algum desconfinamento do maciço em áreas de elevadas tensões tangenciais (COSTA, 1980).

2.1.6 Análise de deformação finita

Para mensurar deformações em rochas, principalmente metamórficas, alguns conceitos básicos são considerados em análise de deformação. Partindo do conceito de que a deformação é a mudança na posição, forma e volume de um corpo rochoso, a descrição pode ser feita por meio de um elipsóide de deformação representativo que contenha: três diâmetros principais e ortogonais entre si e normalmente de tamanhos diferentes, de forma que os deslocamentos entre as partículas têm seus valores máximo, intermediário e mínimo (Fiori 1997). A partir dessas definições são nomeados os eixos da seguinte forma:

- (i) Eixo maior (X) corresponde à direção de extensão máxima;
- (ii) Eixo intermediário (Y) corresponde à direção intermediária de extensão;

(iii) Eixo mínimo (Z) corresponde à direção máxima de encurtamento.

As seções que contêm pelo menos dois eixos do elipsoide são denominadas elipses de deformação, ou seja, temos os seguintes planos principais de deformação: XZ, XY, YZ. Segundo Fiori (1997) diversos eventos geológicos de deformação podem ser considerados como uma evolução de uma deformação plana, ou seja, o eixo intermediário se mantém invariável. Desta forma, muitas vezes, a avaliação da deformação pode ser realizada pelo plano de deformação principal XZ.

Para a análise de deformação finita de rochas, são bem difundidos dois métodos: Centro a Centro (FRY 1979) e o método R_f / φ' (RAMSAY 1967, RAMSAY & HUBER 1983, LISLE 1985 e SIMPSON 1988) e suas variações. Resumidamente, o método de Fry (1979) considera que antes dos eventos deformacionais (condição inicial) os centros das partículas analisadas (eg: grãos de quartzo) estão equidistantes entre eles, e a partir disso é possível fazer uma retro análise e estimar a elipse de deformação para o litotipo analisado. Essa retroanálise consiste em analisar uma imagem 2D de uma rocha que possui marcadores de deformação com centros definidos (e.g.: grãos de quartzo, clasto, seixo). Com uma transparência sobre a imagem deve-se marcar uma origem na intersecção entre dois eixos perpendiculares (x e y). Nessa origem o centro da primeira partícula é marcado e, posteriormente, sem deslocamento da transparência, devem-se ser tomadas as marcações dos demais centros das partículas vizinhas. A mesma sequência deve ser feita, para todas as partículas do plano analisado, ou seja, toda partícula será o centro de massa em alguma etapa do procedimento. Com a marcação de todos os pontos, como resultado, espera-se o desenho de uma figura geométrica no formato de uma elipse orientada na direção da deformação.

O método R_f / φ' , basicamente, consiste em analisar a deformação tectônica com relação à forma original dos objetos elípticos, assumindo uma trama aleatória inicial que têm elipses de mesma razão inicial de dimensões de eixos. Os parâmetros de deformação dessa análise bidimensional dependem da razão (R_f) entre o comprimento do eixo maior e menor e o ângulo (φ') que o eixo maior faz com a direção do plano de referência analisado para cada partícula analisada. A forma final da partícula (e.g.: seixo) é resultado da superposição de pelo menos um elipsoide de deformação sobre a forma inicial da partícula (FIORI 1997).

Para ambos os métodos deve-se considerar fatores deposicionais sedimentares e diagenéticos que poderiam influenciar e fazer as devidas correções (CORDEIRO et al. 2008). Alguns pressupostos sobre a forma original e orientação, normalmente, são assumidas com base em estudos de tramas reliquias, como por exemplo, embricamento sedimentar de

seixos. Embora Flinn (1956) já tenha feito um comparativo entre seixos deformados e indeformados para um mesmo litotipo com a intenção de estimar a condição inicial, Cordeiro et al. (2008) destacam que encontrar regiões, ou inferir situações que sugerem essas condições iniciais tem sido um problema difícil de interpretação geológica. Alguns trabalhos têm extraído parâmetros de deformação que elucidam ou sugerem as condições iniciais, principalmente, a partir de dados estatísticos e resultados adquiridos adotando o método de Ramsay (1967).

Comparando os dois métodos para análise de deformação finita a partir de grãos de quartzitos em seções delgadas, Cordeiro et al. (2008) consideram que ambos os métodos mostraram resultados de deformação idênticos para as regiões de zona de cisalhamento, ou seja, onde ocorre um estiramento elevado das partículas.

Para a aplicação do método Ramsay (1967), Fiori (1997) expõe uma especificação de estágios até a análise estatística dos dados. Esses estágios são descritos abaixo:

- Dispor de fotografias e de planos de referência. Três ou mais seções ortogonais ou sub ortogonais. Rodrigues et al. (2010) ressaltam que no caso de rochas de granulação grossa deve se considerar três planos de afloramento ortogonais com janelas 2D de aproximadamente 2500 cm²;
- Processamento de imagem e extração de contornos e obtenção de imagem binária.
- Desenhar linhas paralelas às direções dos planos de referência;
- Para cada seixo, devem-se medir as dimensões do eixo maior/eixo menor e extrair o ângulo entre a orientação do eixo maior do seixo e a linha de referência;
- Plotar os pares de valores razão eixo maior/eixo menor e ângulo de orientação em um gráfico.

A partir da plotagem dos pares de valores de um número representativo de elipses contabilizadas, de regra, espera-se se obter um gráfico de comportamento simétrico em relação à orientação média, que define a orientação e magnitude do eixo maior da elipse de deformação. Portanto, para condições ideais, seções de um afloramento de rocha ou lâminas delgadas seriam mais representativas para análises de deformação finita quando paralelas aos planos de deformação XZ e YZ (FIORI 1997).

Para a elaboração do gráfico e interpretação dos resultados, algumas definições e relações de parâmetros devem ser conhecidas:

- (1) Razão axial inicial (R_i): Razão eixo maior inicial/eixo menor inicial, correspondente a um clasto indeformado.
- (2) Razão axial final (R_f): Razão eixo maior final/eixo menor final, correspondente a um clasto deformado.
- (3) Razão de deformação (R_S): Razão eixo maior de deformação/eixo menor de deformação, correspondente a relação para a elipse de deformação.
- (4) Ângulo (φ') entre a orientação do eixo maior de cada seixo deformado e uma linha horizontal de referência situada no plano de medidas dos eixos.

A partir das razões finais, por substituição, podemos achar os valores de razão inicial:

Para uma situação de eixo maior do seixo paralelo ao eixo de estiramento máximo, tem-se:

$$R_f \text{ máximo} = R_s * R_i$$

Essa relação estabelece que haja um estiramento expressivo na mesma direção do eixo maior do seixo.

Para uma situação de eixo maior do seixo paralelo ao eixo de encurtamento máximo, tem-se:

$$R_f \text{ mínimo} = R_s * R_i.$$

Já nesta relação entende-se que o eixo maior encurte e a forma inicial de uma elipse se deforme com tendência de atingir uma geometria circular.

Baseados nesses métodos, diversos pacotes de softwares (MULCHRONE & LISLE 1999, MULCHRONE & MEERE 2001) foram desenvolvidos e analisam imagens 2D (pixels) com marcadores de deformação (clastos, texturas) para estimar elipses médias que representem a deformação finita de uma rocha. Os programas *Intercepts v 2003* e *SPO v 2003* (LAUNEAU & ROBIN 2003) a partir da contagem de pixels utilizam-se cálculos de tensores para estimar orientações preferenciais de formas pelo método Tensor Inércia (LAUNEAU & CRUDEN, 1998) e também recorrem aos métodos R_f/φ' (RAMSAY 1967) e Fry (1979) para validação comparativa. O *software Ellipsoid* a partir da combinação de 3 elipses (3 planos distintos) aplica o método de Tensor quadrático de forma (LAUNEAU e CRUDEN 1998) para calcular a orientação do eixo maior e razão dos eixos principais para um elipsóide que define a deformação finita em 3D.

2.2 Comportamento anisotrópico das rochas e propriedades mecânicas

2.2.1 Definição geotécnica para os metaconglomerados

Medley (1994) propõe o termo *bimrock*, cujo significado geotécnico *block-in-matrix* é proposto, principalmente, para atentar às rochas que têm um distinto comportamento mecânico entre a matriz e os blocos imersos de rocha. Vale salientar que esse termo tem apenas um significado geotécnico, na tentativa de classificar tipos de materiais rochosos compostos por uma mistura de blocos e matriz fina com comportamentos mecânicos distintos. Tanto a matriz como os blocos têm que ter uma caracterização e um significado geotécnico em cada contexto, por exemplo, de uma obra ou investigação geotécnica. Nesse contexto, sob o conceito de *bimrock*, agrupam-se rochas como os conglomerados e metaconglomerados, como outros exemplos de proporções matriz e blocos em sua constituição, como: mélanges, brechas até mesmo solo com matacões/*bimsoils* (KALENDER et al. 2014). MEDLEY (1994) propõe alguns critérios de relevância para classificar uma rocha ou um maciço como um *bimrock*, podendo ser citados: contraste entre as propriedades mecânicas dos blocos e da matriz e proporção volumétrica de blocos, que deve ser entre 25 e 75 %.

O tamanho dos blocos tem determinado significado geomecânico, dependendo da escala de interesse do estudo. É importante definir a dimensão característica dos blocos considerando cada objetivo do estudo de engenharia (MEDLEY 1994, MEDLEY & ZEKKOS 2011). Medley (1994). Devem ser analisadas as dimensões mínimas e máximas dos blocos que serão representativas para o entendimento do comportamento mecânico da rocha intacta, dentro da escala de interesse do estudo de engenharia. Ou seja, isso dependerá de qual é o contexto de estudo: obras de túneis, fundações, fins laboratoriais ou situações relacionadas à estabilização.

Medley (1994), Medley e Zekkos (2011) indicam algumas relações entre as dimensões dos blocos e escala de análise:

- Escavações: o mais crítico entre; (a) altura de corte, ou (b) profundidade da superfície de ruptura do projeto; túneis: o mais crítico entre; (a) o diâmetro da escavação, ou (b) a largura da zona de influência da escavação nas tensões do maciço rochoso. Amostras de laboratório: a dimensão mínima da amostra.

É imprescindível mensurar e avaliar a escala de análise para justificar a representatividade da dimensão dos blocos para cada problema de engenharia. Em amostras

de laboratório, dependendo da dimensão do bloco com relação às dimensões das amostras, poderiam ocorrer as possibilidades de análise do conjunto matriz e bloco, somente a matriz ou apenas o bloco que, desta forma, poderiam fornecer informações representativas ou não dependendo do objetivo da caracterização. Para bimrocks, um critério proposto por Medley (1994) para o caso específico de amostras de laboratório, especificamente corpos de prova, deve se limitar o tamanho máximo do bloco inserido na escala de estudo a 0,75 do diâmetro para analisar o conjunto bloco-matriz. Portanto, o entendimento da escala é de suma importância para obter a representatividade do maciço rochoso ou a rocha intacta in situ no estudo de rochas classificadas como bimrocks.

2.2.2 Anisotropia e propriedades mecânicas das rochas

Segundo Tdzisi (1990), a trama (*fabric*) da rocha reflete o ambiente genético de formação e tem controle significativo sobre o comportamento mecânico da rocha. Em termos gerais, a trama da rocha é representada pela textura, estrutura ou orientação preferencial mineral e devido essas feições os maciços rochosos podem ter um comportamento isotrópico ou anisotrópico. As rochas isotrópicas quando analisadas não tem variações significativas das suas propriedades em qualquer que seja a direção verificada. Ao contrário, rochas com comportamento anisotrópico têm a variação de suas propriedades em diferentes direções, sendo possível, muitas vezes, estimar um elipsóide de anisotropia para determinado parâmetro ou propriedade física. Esse comportamento está, principalmente, associado às estruturas geológicas, texturas com orientações preferenciais, ou até mesmo com planos de clivagens de minerais (AMADEI 1983). Em maioria, os elementos anisotrópicos mais persistentes são exibidos em rochas de terrenos metamórficos. A anisotropia, principalmente, em rochas de baixo grau metamórfico (filito a xisto) com estruturas persistentes, como foliações, dependendo das direções de carregamento durante o ensaio de compressão uniaxial, pode ter de 5 a 10 vezes mais resistência dependendo da orientação do corpo de prova (BROWN, 1999).

O estudo da anisotropia sobre a influência no comportamento mecânico das rochas tem inúmeras abordagens e em variadas escalas de análise. Tdzisi (1990) avalia a influência da granulação mineral na anisotropia a partir de análise microscópica óptica ou de difração de raios X definindo um índice de foliação. Com base neste índice, estima o papel da foliação no condicionamento da resistência de carga pontual. Shea & Kronenberg (1993) avaliaram xistos e gnaisses com composições variadas de mica (15-75%) e ângulos de foliações de 45° e 90° para avaliar a influência de micas na resistência e anisotropia dessas rochas. Obtiveram-

se resultados de tendência de redução da resistência, diminuição da anisotropia e aumento de ductilidade com o aumento do teor de mica. A resposta de tensão-deformação e as microestruturas de deformação de grão indicam que o comportamento mecânico é fortemente influenciado pela concentração e disposição espacial das micas.

Outra metodologia que também aborda essa influência de estruturas nas propriedades mecânicas das rochas foi proposta por Villaescusa et al. (2002). Esse estudo consistiu em estimar a tensão *in situ* e induzida utilizando resultados de análise de taxa de emissão e deformação acústica realizados em amostras orientadas de rocha e comparando com aqueles estimados por medidas convencionais de sobrecarga. Os estudos se concentraram na determinação do tensor de tensão total de uma única rocha com núcleo orientado. Em todos os casos, as amostras obtiveram valores semelhantes aos medidos *in situ* usando métodos convencionais.

Com relação à resistência, segundo Saroglou & Tsiambaos (2008), os parâmetros de critério Hoek-Brown (1980) foram inicialmente propostos para determinar resistências de rocha intacta e maciço rochosos em condições isotrópicas. Esse critério tem sido utilizado para determinação de resistência de rochas e maciços rochosos anisotrópicos. Para a estimativa de resistência em rochas intactas anisotrópicas, é necessária uma seleção cuidadosa de seus parâmetros, como resistência a compressão uniaxial e as constantes m_i e s dos materiais.

Essas abordagens, no âmbito da mecânica de rochas, quando combinadas com uma adequada caracterização geológico-estrutural fornecem informações importantes para o entendimento de maciços rochosos anisotrópicos em que o comportamento é resultado da soma das estruturas da rocha intacta e o conjunto de descontinuidades rúpteis (GOODMAN 1989).

2.2.3 Mapeamento geológico-geotécnico, classificação geomecânica e relações estruturais

Neste item são apresentadas metodologias de avaliação pertinentes para o mapeamento das características geológicas, geotécnicas e relações estruturais. Para a avaliação de alteração e resistência do maciço rochoso, Vaz (1996) sugere técnicas e métodos tátil-visuais, em atividade de campo, para a avaliação e caracterização da resistência e grau de alteração (Tabela 2.3 e Figura 2.4) cujos resultados dão subsídios importantes e complementares para a atribuição de pontos e ponderação quando executado o método *Rock Mass Rating* (RMR) (BENIAWSKI 1989). A Classificação geomecânica do maciço rochoso

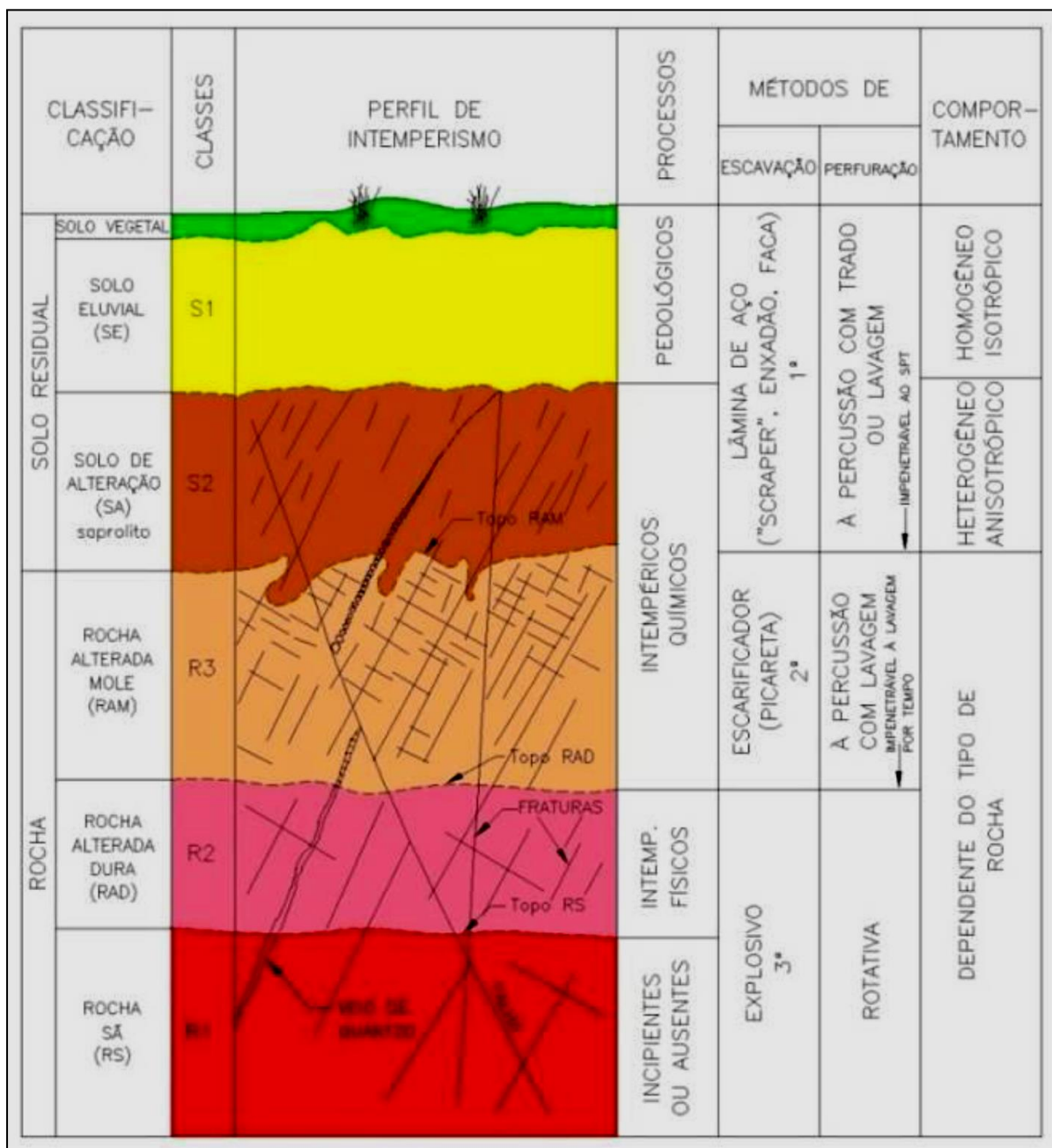
é, essencialmente, realizada definindo pontuações para cada parâmetro estabelecido na Tabela 2.4 (BENIAWSKI 1989). O maciço compartimentado em áreas representam classes de maciços com suas respectivas ponderações. Os maciços rochosos expostos em talude quando abordados a partir do sistema de classificação RMR tem variadas aplicações efetivas, como por exemplo, a consideração da direção do talude é importante para a avaliação da relevância das estruturas geológicas, além das características relacionadas à resistência. No caso do interesse desta pesquisa, como se trata de um material geológico composto por matriz e blocos (seixos e calhaus) de distintas naturezas, Medley (1994) recomenda, com viés geotécnico, procedimentos para a avaliação da distribuição, dimensões, principais composições dos blocos e relações de contato entre blocos e matriz e blocos. Já McClay (1987) sugere técnicas relevantes de campo para a definição das principais estruturas rúpteis, dúcteis, elementos estruturais que indicam possíveis compressões, trações e cinemática, bem como especificações para coleta de amostras orientadas.

Tabela 2.3. Reação ao martelo para os grupos de rocha e correlação com a resistência à compressão uniaxial – RCU.

Reação ao martelo	Resistência (MPa)
Um golpe esmigalha; ponta do martelo penetra até 2 cm, lâmina do canivete corta superficialmente.	2 - 10
Um golpe fragmenta; ponta do martelo penetra facilmente; lâmina do canivete risca, mas não corta.	10 - 30
Um ou dois golpes para partir; para $RCU < 50$ a ponta do martelo penetra levemente e a lâmina do canivete raspa.	30 - 100
Vários golpes para partir; para $RCU > 200$ somente lascas e som de sino.	> 100

Fonte: Vaz (1996)

Figura 2.4 - Perfil de intemperismo.



Adaptado: Vaz (1996).

Tabela 2.4. Parâmetros de Classificação – Sistema RMR.

A - PARÂMETROS DE CLASSIFICAÇÃO								
Resistência do material intacto	Índice puntiforme	>10 Mpa	4-10 Mpa	2-4 Mpa	1-2 Mpa	Somente para compressão simples		
	Compressão simples	>250 Mpa	100-250 Mpa	50-100 Mpa	25-50 Mpa	5-25 Mpa	1-5 Mpa	<1 Mpa
Peso		15	12	7	4	2	1	0
RQD (Rock Quality Designation)		90-100%	75-90%	50-75%	25-50%	<25%		
Peso		20	17	13	8	3		
Espaçamento entre as Descontinuidades		>2m (F1)	0,6-2m (F1/F2)	200-600mm (F2)	60-200mm (F3/F4)	<60mm (F4/F5)		
Peso		20	15	10	8	5		
Condições das descontinuidades		Superfícies muito rugosas, descontínuas, fechadas, paredes duras	Superfícies pouco rugosas, abertura <1mm, paredes duras	Superfícies pouco rugosas, abertura <1mm; paredes moles	Superfícies estriadas ou preenchimento <5mm ou abertura 1-5mm, contínuas	Preenchimento mole >5mm ou abertura >5mm, contínuas		
Peso		30	25	20	10	0		
Água Subterrânea	Infiltração em 10m de túnel	0	<10L/min	10-25L/min	25-125L/min	>125L/min		
	Pressão da água na fratura/tensão principal	0	<0,1	0,1-0,2	0,2-0,5	>0,5		
	Condições gerais	Seco	Umidecido	Úmido	Gotejamento	Fluxo abundante		
Peso		15	10	7	4	0		
B - AJUSTE PARA ORIENTAÇÃO DAS DESCONTINUIDADES								
Direção e mergulho		Muito favorável	Favorável	Aceitável	Desfavorável	Muito desfavorável		
Peso	Túneis	0	-2	-5	-10	-12		
	Fundações	0	-2	-7	-15	-25		
	Taludes	0	-5	-25	-50	-60		
C - CLASSES DE MACIÇOS ROCHOSOS								
Somatório dos pesos		100-81	80-61	60-41	40-21	<20		
Classes de maciços		I	II	III	IV	V		
Descrição		Muito bom	Bom	Regular	Pobre	Muito pobre		

Fonte: Beniaowski (1989).

2.2.4 Tensão, deformação e ensaios orientados de resistência mecânica

Considerando as peculiaridades e complexidades relacionadas ao assunto estado de tensão em maciço rochosos para os projetos de engenharia, é reconhecida a importância do estudo de tensões em três estágios: estimativa das tensões naturais, estimativa de tensões induzidas e determinação das tensões durante a execução da obra. Antes de qualquer intervenção, em suma, as tensões naturais de um maciço são condicionadas, principalmente,

por alguns fatores como: regimes tectônicos (atuais e/ou antigos), geomorfologia, sedimentação, erosão e o próprio peso. Após alteração na condição inicial do maciço rochoso, como por exemplo, um estágio de escavação, ocorre uma reorganização do estado de tensão (em magnitude e orientação). Essas tensões, reconhecidas como induzidas pela nova conjuntura são, relativamente, mais fáceis de mensurar devido ao conhecimento da modificação realizada (e.g.: projeto de escavação) (GOODMAN 1989, JAEGER et al. 2007).

Neste panorama, também existe a parcela de tensão residual que está intimamente relacionada ao acúmulo de tensões adquiridas ou subtraídas durante processos geológicos e conseqüentemente impressão de deformação à rocha (ENGELDER, 2014). A tarefa de estimativa dessa componente é desafiadora, pois depende das componentes de tensões associadas a eventos geológicos que, hoje, são inferidos e orientados com base nas características geológicas expostas. A complexidade da estimativa de tensão residual torna difícil a tarefa de compreender a influência dessa variável sobre o comportamento mecânico da rocha. Um exemplo clássico é quando o coeficiente de Poisson no carregamento de um maciço é maior que o atual no descarregamento (erosão), neste caso parte das tensões horizontais permanece no maciço, mesmo quando as tensões verticais são anuladas (MAGALHÃES & HASUI 1999).

A determinação de tensões por instrumentação *in situ* pode ser uma estimativa a partir do alívio total ou parcial de tensão em um ponto e medido. Faz-se a medida da deformação gerada ou monitoramento para estabelecer o estado de tensão inicial, ou seja, a partir da deformação calcula-se a tensão. Há algumas dificuldades quando se adotam métodos que necessitam perturbar o meio para instalação da instrumentação para medir a deformação que vai subsidiar as inferências das tensões. Dependendo do maciço que está sendo analisado, de comportamento isotrópico ou anisotrópico, são exigidas muitas medidas de alta precisão para determinar a deformação. O método de sobrefuração (overcoring) em maciços rochosos é um caso de fácil instalação, mas depende de uma alta precisão em medidas de distâncias, principalmente, para rochas de maior rigidez. O método consiste na execução de um furo de pequeno diâmetro e a instalação, internamente, de um equipamento de medição de deformações que ocorrem devido o alívio de tensões (eg. *strain gauges*). Posteriormente, a instalação faz-se um recorte na rocha em formato cilíndrico com o diâmetro maior e na mesma direção (coaxial) do primeiro furo (menor diâmetro), ou seja, teremos um cilindro sobrefurado com um equipamento de medição de deformação, internamente. Após a sobrefuração e extração do cilindro, considerando assim que houve um alívio de tensão e,

portanto, houve um relaxamento do cilindro, a deformação é diagnosticada com as medidas de alteração das distâncias internas das paredes do “sobrefuro”. Com a medida de deformação e conhecendo os parâmetros mecânicos da rocha, como o coeficiente de Poisson e módulos de elasticidade, é possível calcular a tensão naquele ponto amostrado do maciço rochoso (MAGALHAES & HASUI 1999).

Alguns trabalhos tentam correlacionar tensões residuais e deformação para entender o comportamento de resistência mecânica dos materiais. Além desses conceitos que pertencem ao estudo da mecânica das rochas, alguns artigos inserem estudos geológico-estruturais, para entender a resistência de pico de ensaios em materiais rochosos. Park & De Freitas (1994) estudaram a distribuição e magnitude de energia de deformação residual armazenada em amostras coletadas de maciços rochosos fraturados. Este trabalho se apoia nos resultados de resistência à tração a partir do ensaio não convencional *hoop test* (XU et al. 1988, BUTENUTH et al. 1993) em rocha intacta e inferências de campos paleo e ativos de tensão. Nesse trabalho foi descrito a aplicação de ensaios geomecânicos para mensurar a energia de deformação armazenada em maciços rochosos fraturados e também entender a influência das orientações das estruturas nesse parâmetro físico.

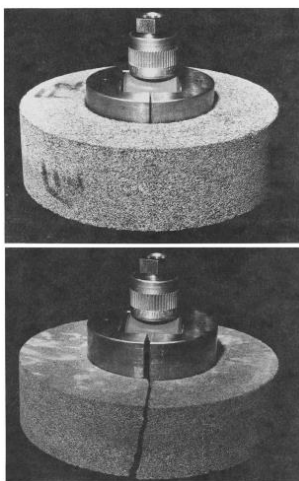
Para esse estudo, amostras de calcário foram extraídas de um flanco de uma dobra antiforme que tem a orientação geral do eixo mapeada, e neste contexto, assumiu-se que a direção das paleotensões principais de compressão estaria ortogonal ao eixo da estrutura. O mergulho e a direção de mergulho do flanco da dobra amostrada são 10 a 40 graus e N160 a N190 respectivamente. Duas famílias de juntas delimitaram o bloco de onde foram extraídos os CPs, com orientações paralelas e ortogonais ao eixo da dobra.

Para a execução desses ensaios, necessariamente, os corpos de prova (CPs) têm um diâmetro externo e um interno coaxial (interior vazio). Neste caso, foram ensaiados CPs com 94 mm, 43 mm e 47 mm de diâmetro externo, interno e espessura, respectivamente. Os aparatos para esse ensaio consistem em dois pratos de carregamento semicilíndricos e um pistão hidráulico controlado diretamente por um controle digital (modelo GDS) para separar os pratos. Nesse ensaio, o conjunto de aparatos é instalado na parte interna do CP. Segundo Butenuth et al. (1993) e Park & De Freitas (1994), a ruptura ocorre no ponto de máxima tensão de tração em um plano de separação dos pratos (Figura 2.5).

O carregamento (MPa/min) foi controlado e o deslocamento da linha de carregamento (ou abertura dos pratos) foi registrado. Park & De Freitas (1994) utilizaram um

conjunto de amostras orientadas que foram testadas sob uma taxa de carregamento constante de 5,8 MPa/min e o trabalho realizado para romper foi calculado a partir da curva força-deslocamento.

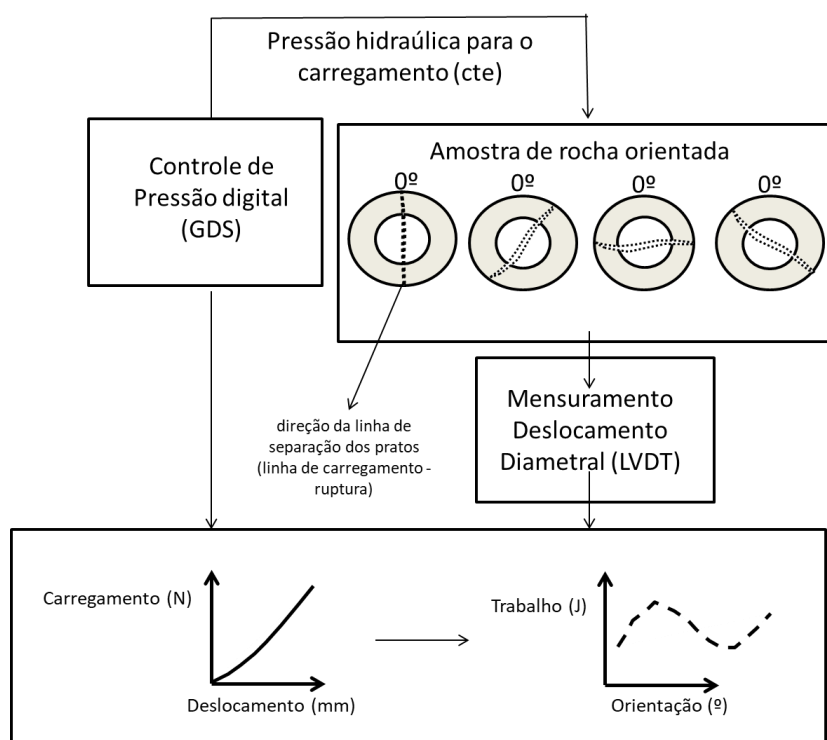
Figura 2.5 - Representação do modelo de ruptura pelo ensaio hoop test.



Adaptado: Butenuth et al. (1993).

Park & De Freitas (1994) a partir do gráfico dos valores de carregamento imposto e deformação diametral extraíram a integração da área da curva força-deslocamento diametral para se obter o parâmetro físico denominado de energia de deformação armazenada. Todos os ensaios tomaram como referência as orientações do mergulho do flanco (local de extração das amostras). A partir dessa orientação (adotada como 0°), foram direcionadas as linhas de tração, ou seja, a linha de separação (carregamento) dos pratos que seriam tracionados pelos mecanismos de separação dos mesmos. Foram adotadas as linhas de carregamento de 0°, 90°, 45°, 135° com relação à direção de mergulho dos flancos para realizar os ensaios (Figura 2.6).

Figura 2.6 - Esquema de aquisição de dados e resultados.



Adaptado: Park e De Freitas (1994).

Park & De Freitas (1994) sugerem que a resistência à tração tem influência das famílias de juntas ortogonais e paralelas ao mergulho do flanco. Em hipótese, teoricamente, esperava-se que os valores de energia fossem menores paralelos a essas juntas (0° e 90°) devido ao campo de tração estabelecido com as juntas. No entanto, os resultados que foram obtidos indicaram que nas direções 0° e 90° foi necessária uma energia maior para tracionar as amostras até a ruptura. Nas situações intermediárias, 45° e 135° , os resultados obtidos mostraram uma energia menor para romper os CPs. Neste contexto Park & De Freitas (1994) descartam que os resultados foram, essencialmente, influenciados pelas famílias de descontinuidades.

Outro caminho de interpretação de Park & De Freitas (1994) foi a possível influência das tensões residuais devido às amostras estarem em uma região de dobras. Neste âmbito, os autores sugerem o estudo da liberação da energia de deformação residual armazenada sob a fratura de tração durante os ensaios. Segundo Park & De Freitas (1994) há diversos trabalhos que concluem que a liberação de energia de deformação residual ocorre com facilidade na direção perpendicular à orientação da descontinuidade e “bloqueada” na direção paralela à orientação da junta e essa energia será liberada em cortes adicionais. Assim os autores fazem as seguintes suposições:

- Desde que começou a formação das juntas sobre a dobra, a energia residual de deformação armazenada tem sido liberada, preferencialmente, na direção perpendicular às juntas (0° e 90°);
- A energia “bloqueada” na qual foi preservada nas direções 45° e 135° foi liberada durante o ensaio de tração, sendo assim mais fácil criar fraturas de tração nessas direções.

Park & De Freitas (1994) discutem os resultados de ensaios de resistência à tração (*hoop test*) e sugerem que as tensões ou as deformações geradas durante os eventos tectônicos podem estar influenciando diretamente nos valores de trabalho realizado e de resistência à tração dos CPs ensaiados.

Em uma pedreira de rocha granítica a 2.5 km da planta de um projeto de energia geothermal (*Hot Dry Rock*, Inglaterra), Park & De Freitas (1994) coletaram amostras orientadas para a realização de ensaios de compressão diametral e de resistência à tração (*hoop test*). Nesse local, devido às necessidades do projeto, eram bem conhecidas as orientações e magnitudes das tensões em *in situ* (PARKER 1989, PARK & DE FREITAS 1994). As amostras foram extraídas do granito com idade entre 290 e 275 Ma que foi submetido a uma história tectônica complexa que incluiu: (i) colocação de diques associados com uma compressão ENE-WSW, (II) falhamento destal de direção NW-SE e (III) compressão na direção NNW-SSE. O granito analisado tem uma composição mineralógica com as seguintes proporções: quartzo (30%), feldspato alcalino (30%), plagioclásio (20%), muscovita 10%, biotita (6%).

Com relação a estruturas rúpteis foram destacadas os planos principais de direções entre N65 a N45 e N165 a N345 subverticais e um horizontal;

Essas três famílias foram reconhecidas durante a escavação da pedreira e denominadas como:

- Plano de direção de quarreamento, representados pela família de juntas horizontais;
- Planos de direção de clivagem, representados por família N165 A N345;
- Planos de direção de resistência, representados pela família N65 a N45.

Neste contexto, foram extraídas amostras para realização de ensaios (compressão diametral e *hoop tests*) em cinco orientações preferenciais com as seguintes associações assumidas:

- (i) N40°, sugerido como paralelo ao σ_3 ;

- (ii) N65°, paralelo à junta N65 e N245;
- (iii) N100°, sugerido como paralelo ao plano de maior tensão de cisalhamento;
- (iv) N130°, sugerido como paralelo a σ_1 ;
- (v) N165°, paralelo a junta N165° e N345°.

Além dos ensaios de resistência à tração foram mensuradas as velocidades de propagação de ondas P com intervalos de 15°. De seis amostras, quatro mostraram uma similar tendência de velocidades máximas paralelas ao azimute N130° (direção de σ_1) e velocidade mínima paralela nas direções entre N45 e N60° (direção de σ_3 ou direção de resistência). Park & Freitas (1994) expõem que os resultados se aproximaram aos obtidos em outros trabalhos que executaram ensaios *in situ* que relacionam tensão e velocidade de onda primária.

Para os ensaios brasileiros (compressão diametral), os resultados plotados em termos de resistência a tração não mostraram alguma diferença particular para diferentes diâmetros de CPs orientados. Park & DE Freitas (1994) descreveram que a orientação da resistência máxima de tração, N65°, é paralela ao plano de resistência caracterizado em mapeamento e a orientação de velocidades mais baixas de propagação da onda P. No entanto, a orientação de resistência à tração mínima não está intimamente relacionada a N130 (σ_1), N40 (σ_3) ou outras famílias de discontinuidades. Para Park & De Freitas (1994) a razão dessas relações não serem tão claras é devido à combinação das consequências do relaxamento da rocha durante sua história geológica.

Para a realização do *hoop test* nas amostras do granito, Park & De Freitas (1994) prepararam um total de 36 amostras secas e saturadas com variações de dimensões de CPs. Todas as dimensões foram testadas para entender se haveria algum efeito do tamanho da amostra por um dado tamanho de granulação e os resultados mostraram que não houve nenhum efeito particular devido às relações de dimensões. Com relação às orientações dos ensaios, Park & De Freitas (1994) descreveram uma tendência de correlação com os resultados vistos nos ensaios de propagação de onda P e de ensaio de compressão diametral. O trabalho necessário para ruptura por tração foi máximo em carregamento paralelo a junta de direção N65°. Já os valores mínimos de trabalho médio, também não foram claramente relacionados a alguma direção de planos. Novamente, Park & De Freitas (1994) sugerem que talvez esses valores mínimos sejam efeitos de uma história geológica complexa.

Resumidamente, Park & De Freitas (1994) sugerem que resultados de ensaios de determinação de resistência a tração são influenciados pela orientação de descontinuidades relevantes e estruturas dúcteis que se relacionam ao campo de tensões residuais e a energia de deformação armazenada na rocha intacta. A partir dos dois trabalhos, conclui-se que orientações preferenciais, que uma amostra pode perder facilmente a energia de deformação armazenada, são prováveis direções que exigem o trabalho maior para a ruptura. Apesar dos resultados não serem conclusivos, para Park & De Freitas (1994), a resistência à tração da rocha intacta varia com as direções da paleotensão e uma amostra que perde energia de deformação armazenada durante o tempo geológico exige mais trabalho para ruptura.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Nesse item são apresentadas: a localização da área de interesse, métodos e os procedimentos para a realização do mapeamento geológico estrutural e geotécnico, análises petrográficas e microestruturais, de deformação finita e ensaios orientados para determinação das propriedades mecânicas da matriz do metaconglomerado do Grupo São Roque, São Paulo.

3.1 Localização da área de estudo

A melhor exposição da rocha de interesse, o metaconglomerado, está localizada em um talude na Rodovia Mário Covas (Rodoanel – Trecho Oeste), km 9,5, a norte da cidade de São Paulo (Figura 3.1). Este trecho Oeste tem aproximadamente 32 km de extensão com três túneis duplos. A área de estudo está próxima ao Túnel 3 compreendido entre os emboques denominados de Jesus e Itahyê (adjacente ao talude). Um importante papel do Rodoanel Mario Covas é interligar grandes rodovias, cujo trecho Oeste é responsável pela conexão de cinco rodovias (Régis Bittencourt, Raposo Tavares, Castello Branco, Anhangüera e Bandeirantes) que convergem para a Região metropolitana de São Paulo.

Esse trecho foi inaugurado em 2002 e a Dersa (2001) publicou as condições de obras nas proximidades do talude em questão. No caso do Túnel 3, os trabalhos de engenharia atravessaram o Morro Doce, região coberta por uma reserva florestal e pastagens da Fazenda Itahyê. Do ponto de vista da geologia de engenharia, para a execução da obra, foram enfrentados alguns desafios como: a transposição de cursos d'água, atravessar condições geomorfológicas (variações de declividades) e geológico-estruturais adversas. A região tem topografia com variações de declividades (morros) e a escavação foi realizada atravessando

solos residuais e rochas metassedimentares do Grupo São Roque e condicionantes geológico-geotécnicos representados por zonas de cisalhamento, como as falhas de Caucaia e de Taxaquara (DERSA 2001).

Figura 3.1 - Vista geral da área de interesse. À frente, o talude maciço rochoso estudado e ao fundo o emboque Itahyê da Rodovia Mário Covas (Rodoanel, km 9,5).



Fonte: Autor

3.2 Mapeamento geológico-geotécnico, estrutural e classificação do maciço

Foi efetuado um mapeamento de detalhe (1:200) do maciço rochoso composto pelo metaconglomerado em um talude de aproximadamente 80 m de extensão. Para a realização do mapeamento geológico-geotécnico e estrutural, bem como a classificação geotécnica do maciço rochoso foram utilizadas, essencialmente, quatro fundamentações teóricas que se complementam: Beniaowski (1989), McClay (1987), Medley (1994) e Vaz (1996). O levantamento estrutural realizado basicamente a partir de medidas de orientações de estruturas geológicas através da bússola tipo *CLAR* e *GPS*. Foram levantadas as atitudes das principais famílias de descontinuidades rúpteis, estruturas primárias, dúcteis, idades relativas

entre estruturas e indicadores cinemáticos como estiramento de clastos, zonas de sombra e veios deformados.

Enfatiza-se que o mapeamento realizado não tem como principal objetivo avaliar a estabilidade do talude, mas sim, mapear as principais estruturas e caracterizar mecanicamente o maciço de forma mais ampla. Neste contexto buscou-se definir os locais de amostragem e os aspectos geológico-estruturais que possam ter correlação com as propriedades mecânicas da rocha. O levantamento estrutural objetivou, principalmente, definir núcleos de rochas sem deformação ou pouco afetados, estruturas sedimentares e a morfologia da deformação e cinemática responsável pela organização espacial da trama da rocha. Os materiais e equipamentos utilizados para a caracterização do maciço rochoso e mapeamento foram:

- Martelo Estwing;
- Bússola tipo Clar;
- Lâmina de canivete;
- GPS Garmin;
- Trens e escalas
- Máquina fotográfica.

3.2.1 Coleta de amostra e confecção de lâmina petrográfica orientada

Após o mapeamento geológico-geotécnico estrutural e caracterização da rocha intacta foi realizada a coleta de amostras orientadas de duas variações da matriz metamorfizada (xisto a metarenito arcoseano) que compõem o metaconglomerado: Matriz com foliação penetrativa e persistente (RMF) (com ou sem clastos estirados) e matriz com foliação incipiente a aspecto maciço (RMM).

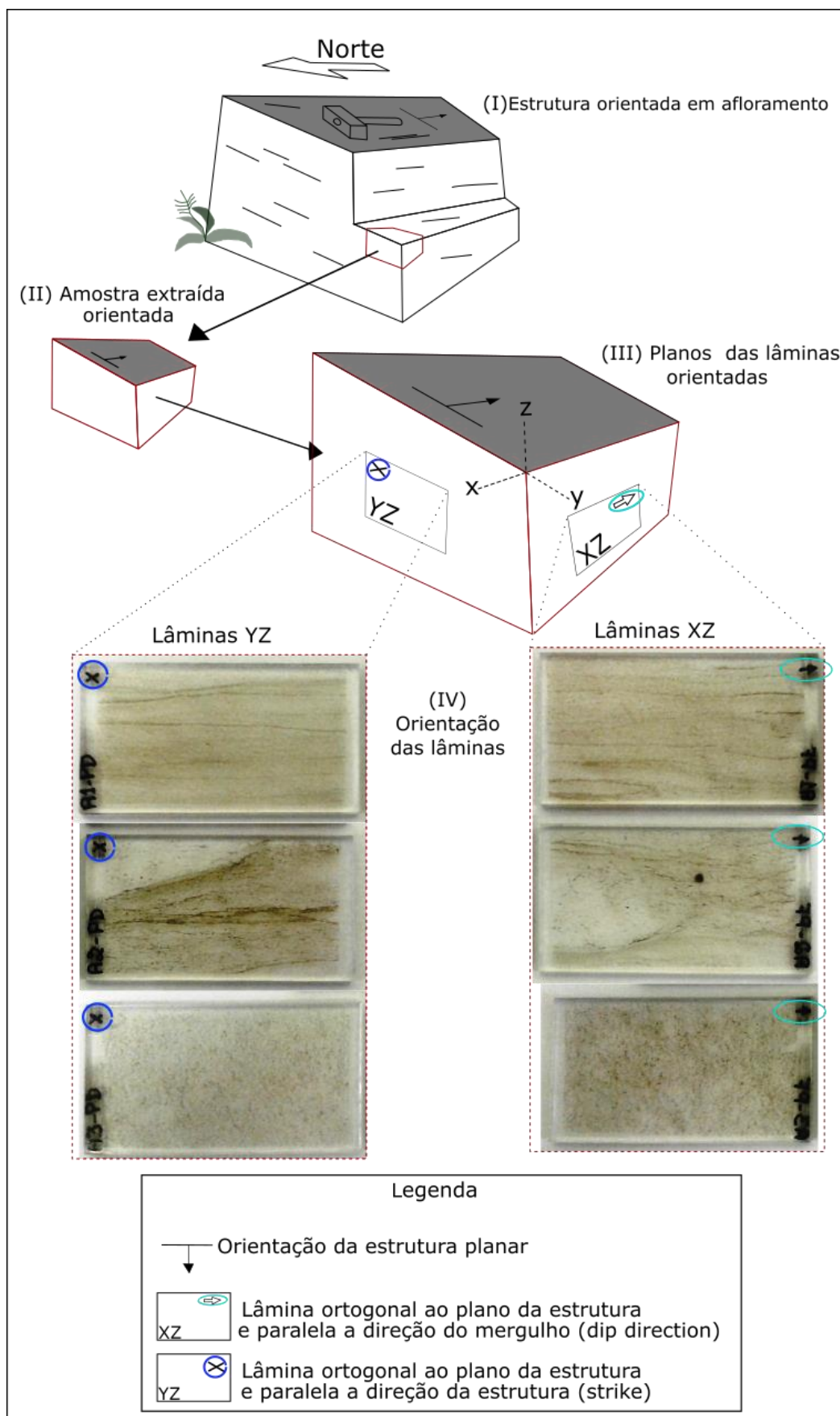
Em campo, a coleta de blocos orientados de rocha (matriz) seguiu as recomendações de McClay (1987) e Passchier e Trouw (1998), objetivando a confecção de lâminas delgadas orientadas para análise micropetrográfica, microestrutural, bem como a extração de corpos de prova (CPs) orientados para realização de ensaio de compressão uniaxial e diametral. Abaixo são descritas as etapas específicas da coleta:

- Orientação da amostra em afloramento antes da extração do maciço rochoso, simbolizando a orientação espacial do plano de referência, onde necessariamente, foram demarcados no topo a direção (*strike*), sentido do mergulho (*dip direction*) e ângulo de mergulho (*dip*), ou seja, duas

demarcações obrigatórias e imprescindíveis para o controle da orientação: topo da amostra e atitude do plano (Figura 3.2 I e II).

- Para a confecção de lâminas delgadas foram escolhidas seções ortogonais ao plano de referência ou estrutura de interesse (foliação, descontinuidade, lineação mineral), nas quais obrigatoriamente o comprimento da lâmina está paralelo à direção *strike* (plano YZ) ou *dip direction* (plano XZ) (a ser analisada (Figura 3.2 III). Também foram seguidas as mesmas notações de topo e indicação do mergulho da estrutura para as lâminas (Figura 3.2 IV). A Tabela 3.1 mostra as orientações das lâminas confeccionadas para cada litotipo reconhecido.

Figura 3.2 - Etapas do procedimento de amostragem e confecção de lâminas orientadas.



Modificado: Passchier e Trouw (1998).

Tabela 3.1. Resumo das características das lâminas orientadas.

Lâmina delgada	Orientação da lâmina (Clar)	Litotipo (matriz)	Estrutura de referência
	<i>Dip direction</i>		
AM01 - XZ	20	Matriz com foliação persistente e penetrativa	Foliação principal
AM01 - YZ	110	Matriz com foliação persistente e penetrativa	Foliação principal
AM02 - XZ	5	Matriz persistente com clastos estirados	Foliação principal
AM02 - YZ	95	Matriz persistente com clastos estirados	Foliação principal
AM-03 - XZ	140	Matriz maciça a foliação incipiente	Plano de fratura/tração
AM-03 - YZ	230	Matriz maciça a foliação incipiente	Plano de fratura/tração
AM-03 - XZ	265	Matriz maciça a foliação incipiente	Plano de fratura/tração

Fonte: Autor.

3.3 Análise petrográfica

As descrições petrográficas foram realizadas no Laboratório de petrografia do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas. Abaixo são enumerados os objetivos específicos de tal análise e metodologias adotadas:

- (i) Definir a composição mineralógica, texturas reliquiares e metamórficas para cada variação da matriz;
- (ii) Definir principais microestruturas, diagnosticar evidências de cimentação, fissuramento ou porosidade;
- (iii) Análise geométrica e cinemática com o intuito de estimar deformações e possíveis direções e sentidos de movimentos tectônicos. Essa análise foi realizada com base nos conceitos estabelecidos em Passchier e Trouw (1998; 2005), McClay (1987).
- (iv) Produzir microfotografias orientadas com o objetivo de fornecer dados de configuração da trama mineralógica para a análise de deformação finita em microescala.

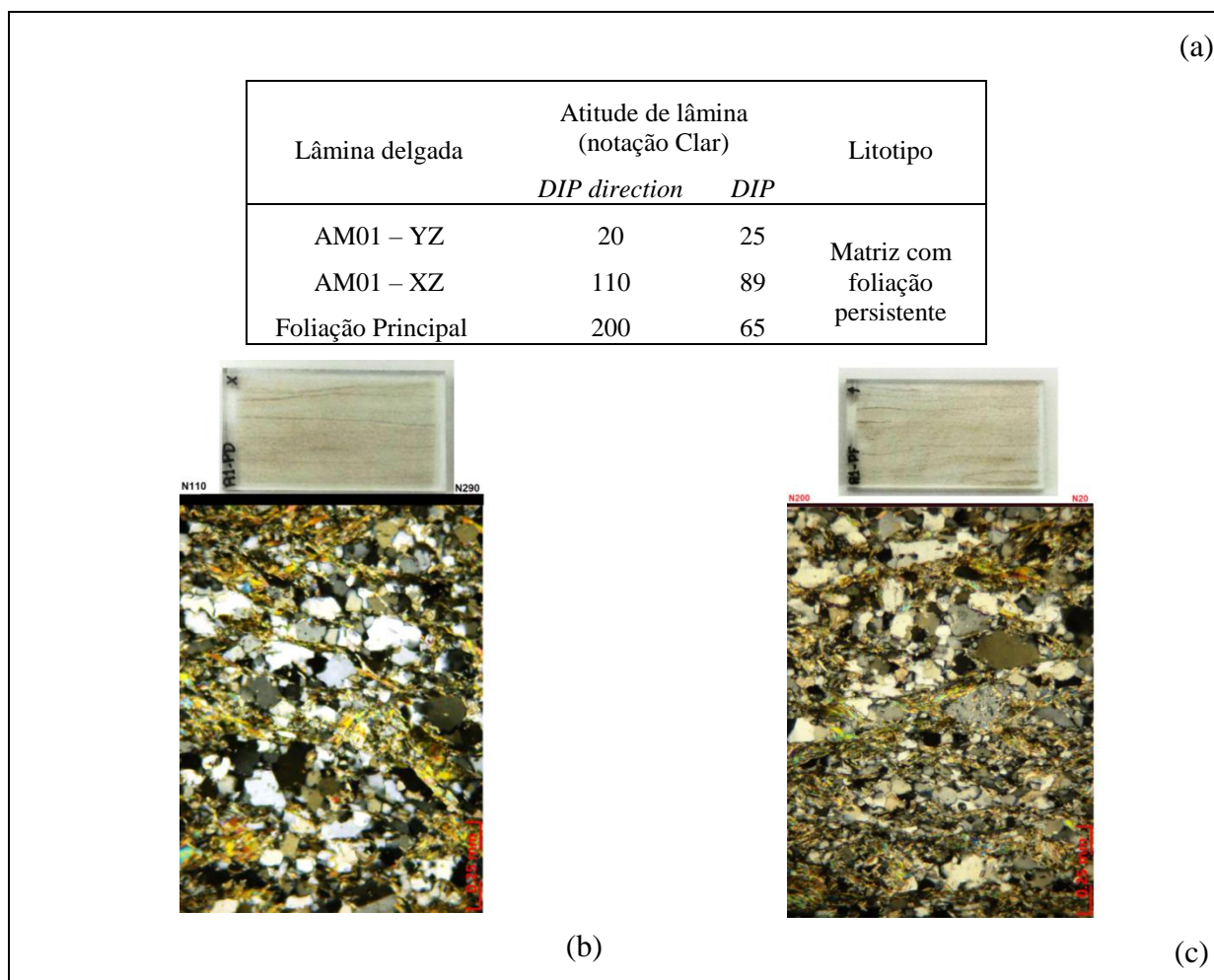
3.4 Análise de deformação finita

3.4.1 Análise de deformação finita em microescala

Após a produção de microfotografias orientadas da trama mineralógica de cada lâmina delgada foi possível realizar a etapa de análise de deformação finita em microescala. A metodologia adotada foi fundamentada em diversos trabalhos (GARCÍA 2014, RODRIGUES et al. 2010, LAUNEAU E ROBIN 2005) que utilizam o *software Intercept v.2003* para diagnosticar orientações e formas preferenciais da trama mineralógica e propor elipses médias representativas da deformação para cada imagem analisada (seção 2D - microfotografias).

A Figura 3.3 exemplifica a orientação das imagens analisadas das lâminas AM01-YZ e AM01-XZ representantes da matriz com foliação persistente. Para as outras lâminas, indicadas na Tabela 3.1 do subitem anterior, também foi realizado o mesmo procedimento para a orientação das imagens.

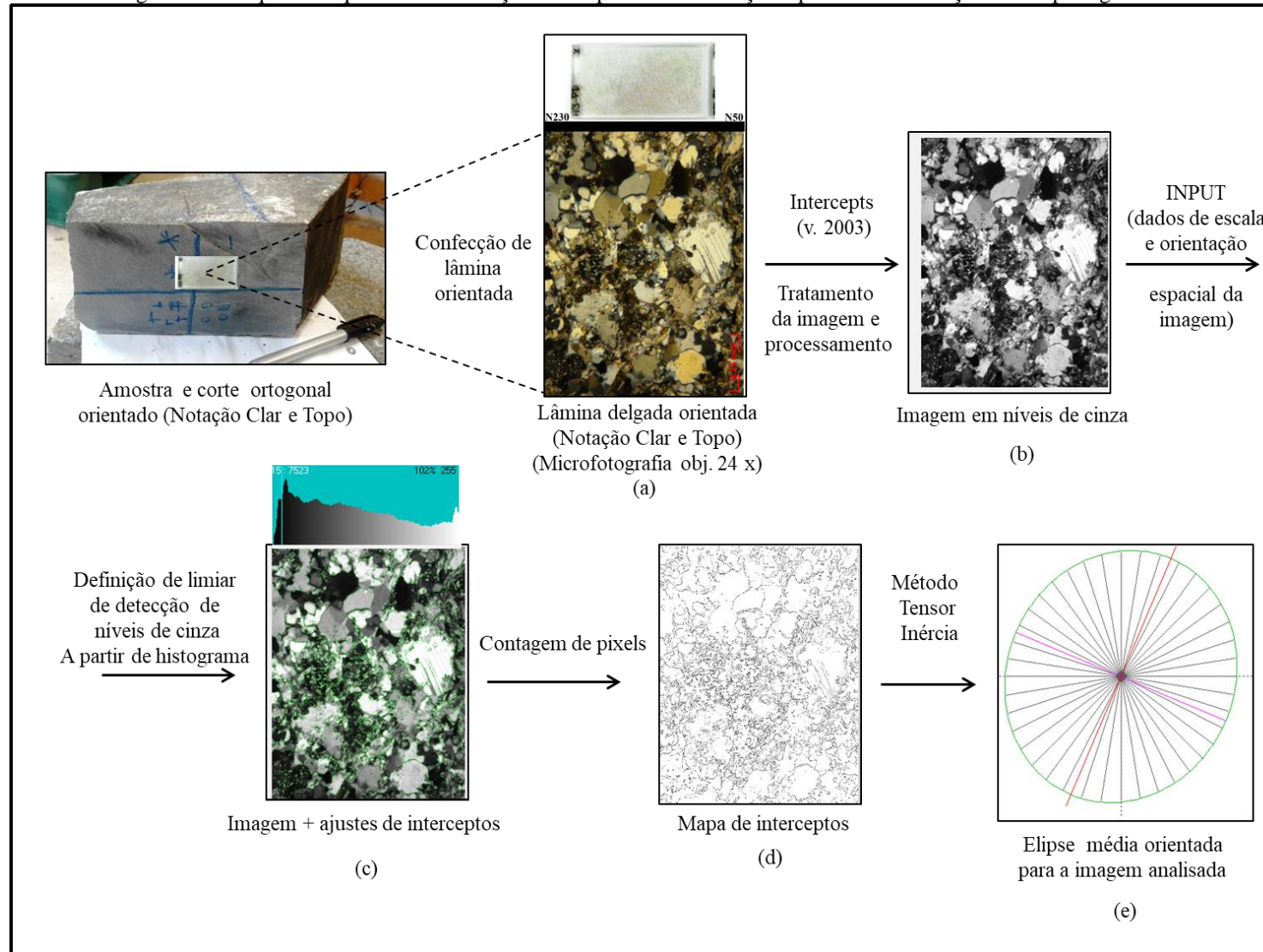
Figura 3.3 - (a) Orientação das lâminas AM01-YZ e AM01-XZ com relação à atitude da foliação. Microfotografia orientada de AM01-YZ (b) e AM01-XZ (c).



De posse das imagens orientadas, através do *Software Intercept v.2003* foram realizadas as etapas de tratamento, processamento e obtenção do resultado de uma elipse média de deformação. Abaixo são descritos os procedimentos executados para cada imagem (Figura 3.4):

- (1) Tratamento e processamento para conversão da imagem em níveis de cinza (Figura 3.4 (a, b));
- (2) Detecção de níveis de cinza para definição de limiar (contraste) que caracterize um intercepto entre feições, ou seja, definição da diferença de nível de cinza entre dois pixels para detecção de um contato entre duas partículas (e.g. minerais) (Figura 3.4 c);
- (3) Contagem dos valores de cinza de cada pixel e geração do mapa de interceptos (mapeamento do contato entre partículas) (Figura 3.4 d);
- (4) Obtenção do resultado da orientação preferencial dos elementos da microfotografia representado pela elipse média calculada pelo método Tensor Inércia (Figura 3.4 e).

Figura 3.4 - Esquema sequencial de obtenção das elipses de deformação a partir de informações micropetrográficas.



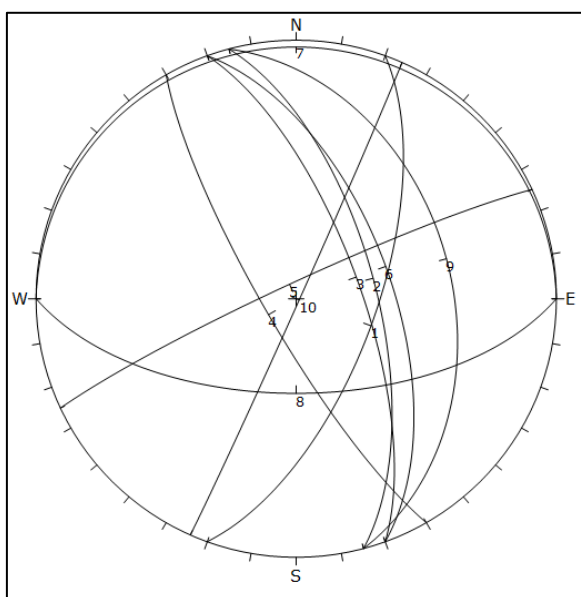
Fonte: Autor

3.4.2 Análise de deformação finita em escala de afloramento

Em processo semelhante ao realizado no item anterior, também foi executada a análise de deformação finita e anisotropia em escala de afloramento. Em resumo, esse método fundamenta-se na extração de orientações e geometrias dos clastos em determinado plano referenciado para estimar uma elipse que represente a deformação finita registrada nessa orientação bidimensional. No talude mapeado, a exposição dos clastos e seixos deformados em planos de referência (e.g.: planos de discontinuidades), possibilitou a execução de fotografias orientadas (ortogonais) para a realização do estudo. Foram geradas fotografias de 10 planos de referência representados por cortes dos taludes e planos de discontinuidades geológicas. Para a determinação da orientação espacial, processamento da imagem e cálculo da elipse média foram adotados os seguintes procedimentos para cada plano:

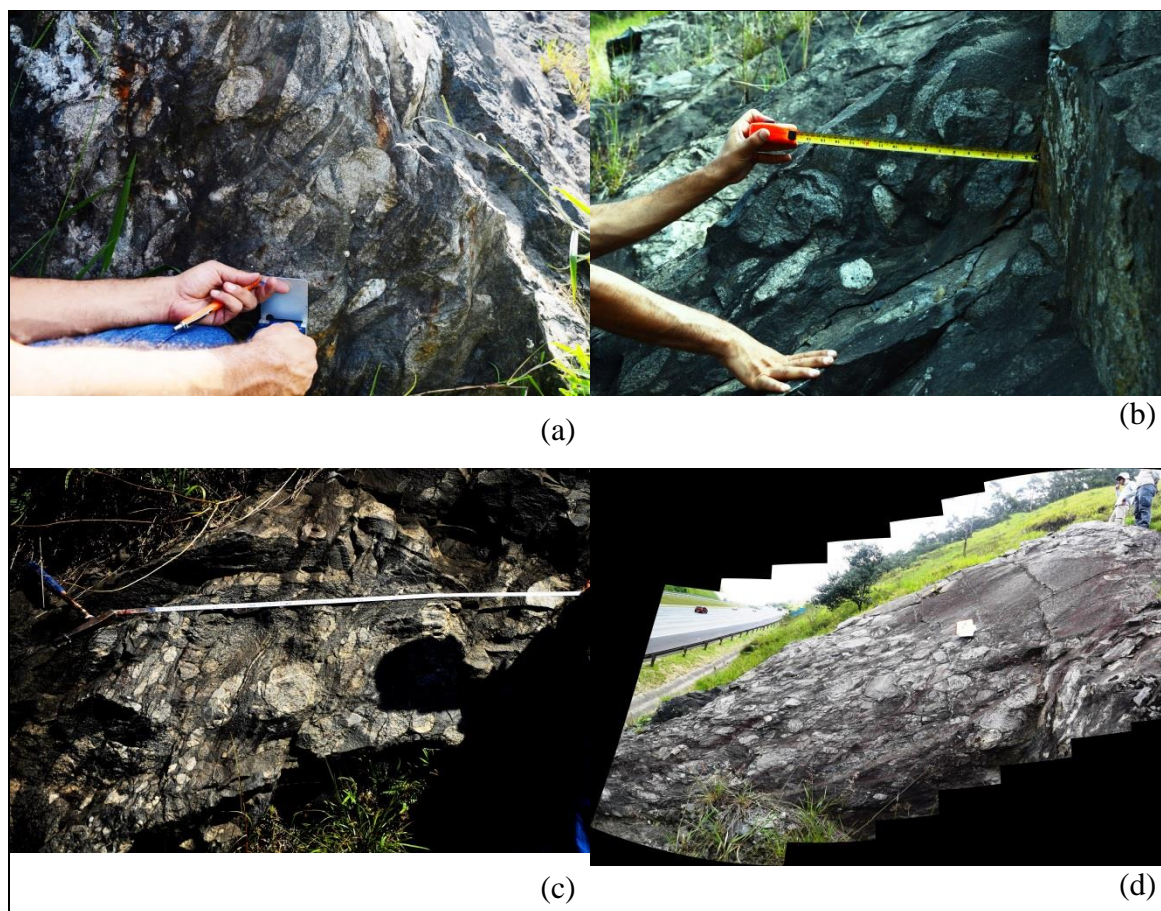
- (i) Determinação da orientação do plano (notação *Clar*) e extensão de uma fita métrica paralela à direção do plano para o posicionamento da fotografia (mais ortogonal possível). A Figura 3.5 indica a orientação dos planos analisados e a Figura 3.6 exemplifica a metodologia de campo para orientação dos planos que contemplou a tomada de atitude do plano (Figura 3.6 a) e orientação da foto (Figura 3.6 b, c d).

Figura 3.5 - Projeção dos planos de referencia adotados – A numeração indica a denominação de cada plano.



Fonte: Autor.

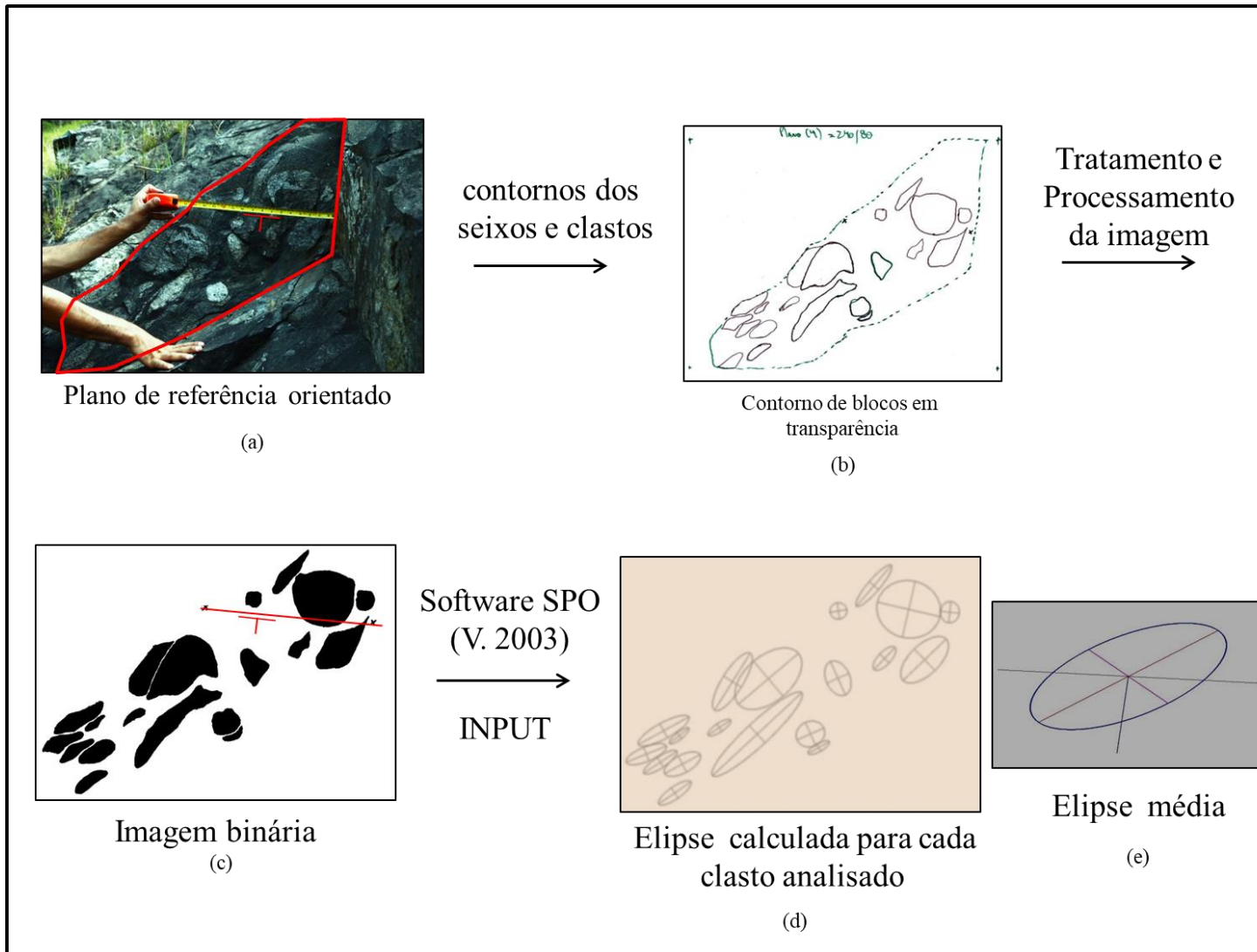
Figura 3.6 - (a) Orientação do plano analisado; (b e c) fotos orientadas com a fita métrica paralela a direção (strike) do plano; (d) foto aproximadamente ortogonal ao plano de referência.



Fonte: Autor.

- (ii) Todas as medidas de orientação dos planos foram realizadas no topo dos planos de referência para fins de convenção e para o *input* correto de dados de orientação no *software SPO v. 2003* (Figura 3.7 a).
- (iii) De posse das imagens orientadas, foram extraídos os contornos dos clastos em transparência para, posteriormente, serem tratadas, processadas e transformadas em dados binários (Figura 3.7 b, c).
- (iv) A imagem binária foi a informação de entrada no *software SPO v. 2003* que realiza análise de forma e orientações espaciais dos clastos, a partir da varredura de valores binários e propõe-se a melhor elipse que se adapta a cada fase (clastos ou seixos) reconhecida na imagem (Figura 3.7 d).
- (v) A partir do método Tensor Inércia é estimada uma elipse média de deformação finita para cada imagem (Figura 3.7 e).

Figura 3.7 - Esquema sequencial da obtenção de elipses de deformação a partir de clastos deformados.



3.4.3 Elipsóide de Deformação

A partir dos resultados, utilizou-se *Software Ellipsoid v.2003* para estimar um elipsóide médio, que é resultado da combinação das elipses geradas. O software *Ellipsoid v.2003* fundamenta-se no método de tensor quadrático para calcular o elipsóide médio representante da deformação finita. Foram realizadas as combinações dos resultados dos 10 planos de referência indicados no subitem 3.4.2 (as elipses obtidas a partir das imagens de afloramento). Foram realizadas combinações ponderando ou não os resultados em função da quantidade de clastos por plano analisado para obter o elipsóide.

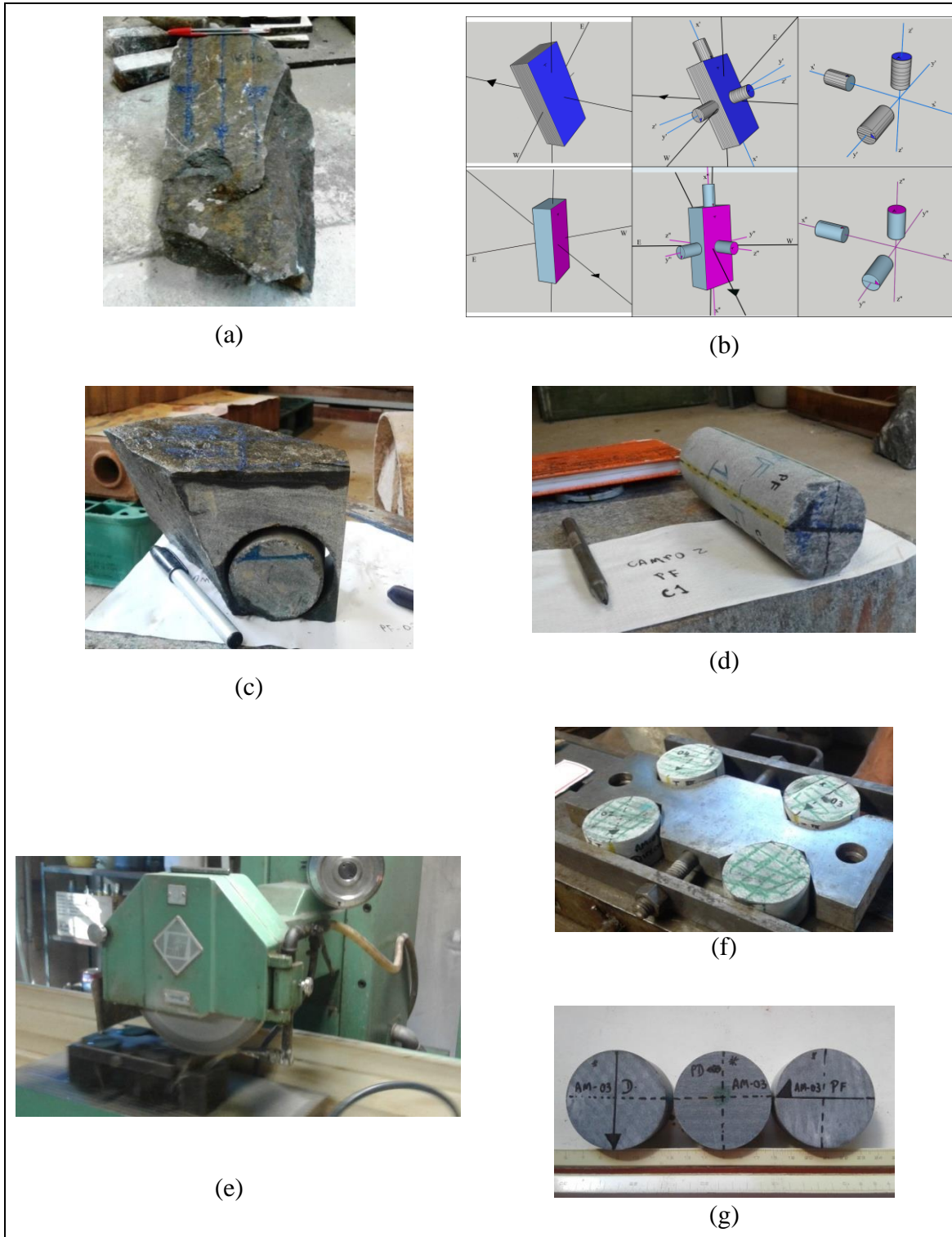
3.5 Ensaios mecânicos (compressão uniaxial e diametral)

3.5.1 Extração e retificação dos corpos de prova orientados

Todos os processos aqui descritos foram realizados no laboratório de mecânica de rochas do Departamento de Geotécnica da EESC-USP. Do mesmo local e com o mesmo rigor de coleta de amostras para confecção de lâminas, foram extraídos os blocos orientados (Figura 3.8 a) de matriz com foliação persistente (RMF) e de aspecto maciço a foliação incipiente (RMM). Destes blocos foram extraídas amostras cilíndricas orientadas (Figura 3.8 b, c, d) que, posteriormente, foram cortadas e retificadas em condições estabelecidas pela norma ASTM D454385 para cumprirem a geometria de perpendicularidade e faces planas paralelas dos corpos de prova (CPs – *Flattened Disc*) adequados para a execução de ensaios de compressão diametral (Figura 3.8 e, f, g). O procedimento de extração de amostras também teve o mesmo rigor e atenção para indicação do topo e orientação espacial (*strike, dip direction*) conforme já mostrado Figura 3.2. Foram estabelecidas 3 tipos de extrações orientadas (Figura 3.8 b):

- (1) Cilindro de corpo de prova (CP-Z) extraído paralelo ao eixo z da estrutura, ou seja, perpendicularmente à superfície da foliação ou descontinuidade de referência.
- (2) Cilindro de corpo de prova (CP-X) extraído paralelo ao eixo x da estrutura, ou seja, ao vetor mergulho;
- (3) Cilindro de corpo de prova (CP-Y) extraído paralelo ao eixo y da estrutura, isto é, à direção (*strike*) da foliação ou da descontinuidade de referência.

Figura 3.8 - Processos de extração e retificação de corpos de prova orientados – (a) bloco extraído orientado; (b) amostras cilíndricas com relação à superfície de referência. Bloco diagrama em rosa indicando a orientação espacial da matriz maciça (RMM) e seus respectivos eixos (x,y,z) e os eixos de extração X, Y e Z e em azul, a matriz foliada (RMF); (c) corte ortogonal XZ; (d) cilindro orientado extraído; (e) processo de retificação planar; (f) e (g) amostras orientadas antes e depois da retificação



Para os ensaios de compressão diametral foram confeccionados corpos de prova (discos) de dimensões de diâmetro nominal de 56 mm (D), com relação D (diâmetro) / t (espessura) aproximada de 2,0.

Para os ensaios de compressão uniaxial, foram analisados os mesmos litotipos e realizados os mesmos procedimentos supracitados de coleta, controle de orientação e retificação. Para esses CPs, a dimensão do diâmetro nominal (D) adotada foi de 56 mm com a altura (L) correspondendo a 2,0 a 2,5 D.

3.5.2 Determinação da densidade e absorção aparente

Para a determinação de densidade e absorção aparente, os procedimentos foram fundamentados na especificação normativa ASTM C97/C97M e considerações da ABNT NBR 15825. Os ensaios foram realizados no laboratório do Departamento de Geotecnia da EESC-USP. Abaixo seguem as etapas para determinação dos índices do material rochoso:

- (1) Todas as amostras (corpos de provas) foram limpas, escovadas e foi determinada a massa (m) em balança de precisão 0.01 g ao “ar livre” antes das etapas subsequentes.
- (2) Secagem das amostras por 48 horas em estufa de temperatura controlada a 60° C (+-2).
- (3) Faltando uma, duas e três horas para completar o tempo de secagem determinou-se a massa (m) de cada amostra com a intenção de extrair três medidas consecutivas do mesmo valor de massa seca. Foi obedecida a condição: se massa continuasse decrescendo para alguma amostra, o processo de secagem era mantido até estabelecer a condição de três medidas consecutivas de mesmos valores.
- (4) Após o resfriamento por 30 minutos dentro do dessecador, uma quarta medida da massa (m) foi realizada de cada amostra.
- (5) Após essa medida as amostras foram inseridas dentro de um dessecador e saturadas com água destilada/filtrada à temperatura constante de 22° C (+-2) em uma sala com ar condicionado controlado de mesma condição por 48 horas.
- (6) Após esse período as amostras foram retiradas do dessecador, levemente enxugadas com toalha úmida e imediatamente pesadas em duas condições: em balança ao “ar livre” para medidas de peso das amostras saturadas e uma medida

em uma cesta imersa em água destilada dentro do dessecador para a medida da massa submersa, conforme condições estabelecidas em norma.

Para a determinação da absorção e cálculo da massa específica foram realizados os seguintes procedimentos e cálculos:

Para o cálculo da absorção em massa percentual, utilizou-se a equação 1:

$$\text{Absorção (\%)} = ((B-A) / A) * 100 \quad (3.1)$$

Sendo: A = Massa (m) da amostra seca; B= Massa(m) da amostra saturada.

Para cada litotipo (matriz) a partir dos valores da absorção em massa percentual de cada amostra, determinou-se o valor médio de absorção de água.

Para o cálculo da densidade, utilizou-se a seguinte expressão 2:

$$\text{Densidade} = A/(B-C) \quad (3.2)$$

Sendo: C= Massa (m) submersa.

Para cada litotipo (matriz) a partir dos valores de densidade aparente de cada amostra determinou-se o valor médio de densidade aparente.

3.5.3 Ensaio de velocidade propagação de ondas primárias ultrassônicas (V_p)

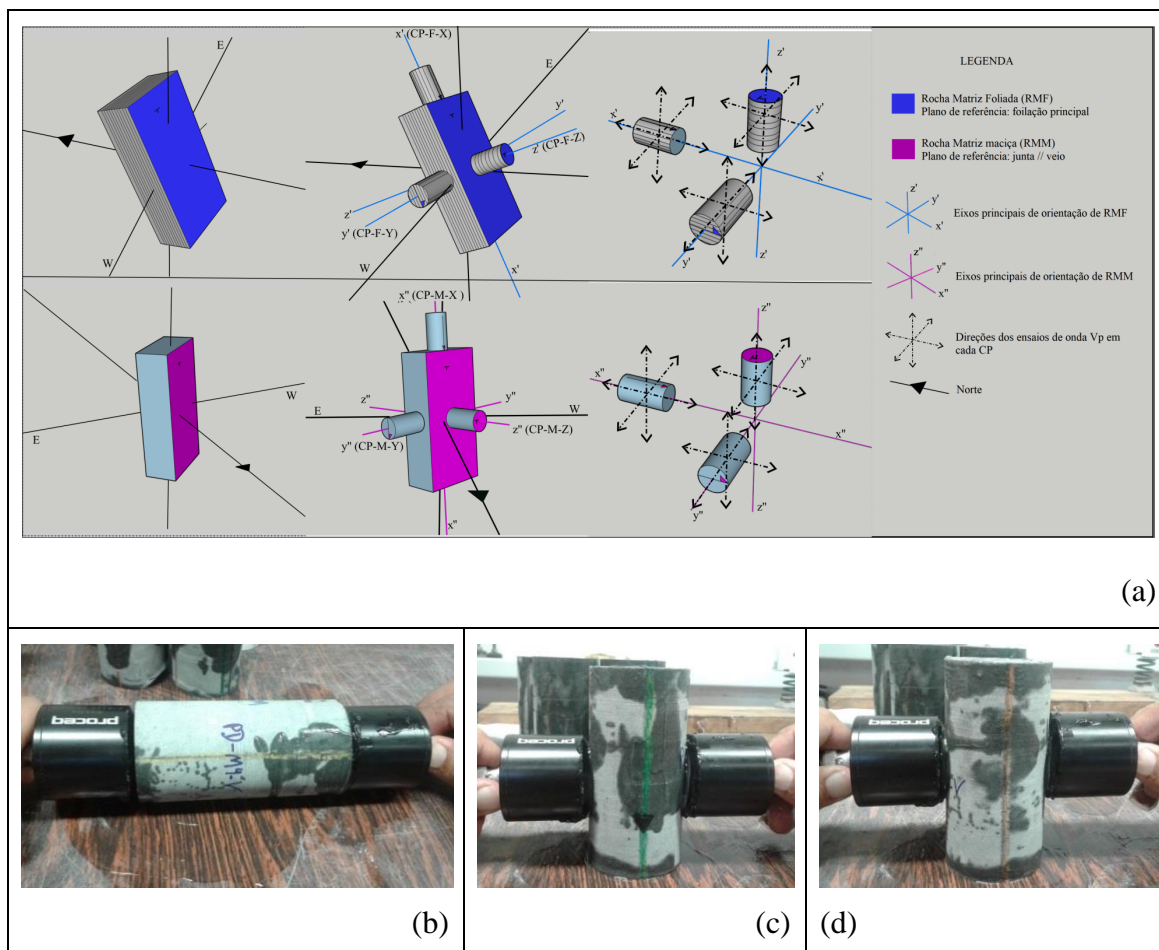
Os ensaios de velocidade de propagação de ondas ultrassônicas primárias foram realizados conforme a sugestão ISRM (1978c). Com base nessas especificações, as velocidades foram calculadas a partir do tempo (T) de percurso do pulso da onda entre a fonte emissora e o receptor. De posse da medida tempo (T) e a distância de percurso (D) (mensuradas nos CPs) foi possível calcular a velocidade, conforme a equação abaixo:

$$V_p = D/T \quad (3.3)$$

Os ensaios foram executados sob os mesmos CPs confeccionados para os ensaios de RCU (Figura 3.9 a). Além de estabelecer a medida índice convencional na direção do comprimento dos CPs, foram tomadas mais duas medidas diametrais, conforme Figura 3.9 (b, c). Desta forma, foram obtidas três medidas de V_p para cada CP que representaram a propagação das ondas ultrassônicas nos três eixos denominados x,y,z dos dois litotipos (RMM e RMF). Todos os testemunhos foram secos na estufa a 90 ° C por 24 horas antes do início dos ensaios. A atividade foi executada no Laboratório de Estruturas (LE) do Departamento de Engenharia de Estruturas da Escola

de Engenharia de São Carlos (EESC-USP) e o equipamento de ultrassom utilizado foi o Proceq, modelo Pundit Lab, com transdutores de 54 KHz para ondas longitudinais.

Figura 3.9 - Direções dos ensaios de propagação de ondas (V_p). (a) Orientação das amostras e as respectivas direções de ensaios V_p (setas tracejadas indicam a direção de propagação da onda P). Bloco diagrama em rosa indicando a orientação espacial da matriz maciça (RMM) e, em azul, a matriz foliada (RMF). (b) medidas convencionais; (c) e (d) medidas não convencionais. . (E = leste; W=oeste).



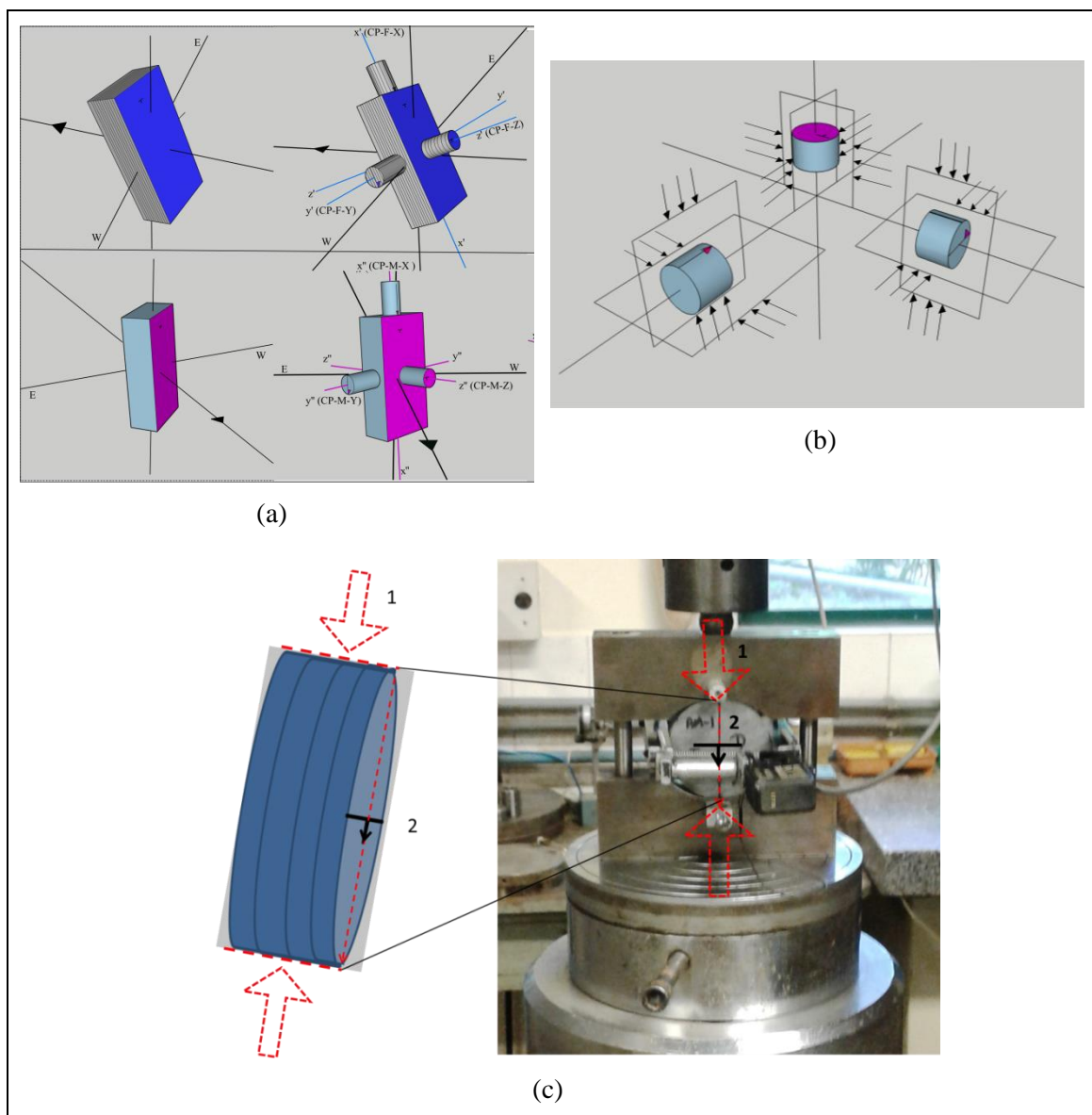
Fonte: Autor.

3.5.4 Ensaios de Compressão diametral (RCD)

Os ensaios de resistência à compressão diametral foram realizados no Laboratório de Mecânica de Rochas do Departamento de Geotecnia da USP/São Carlos, utilizando a prensa modelo MTS 835, para a determinação da resistência a tração, conforme condições estabelecidas pelo método ISRM (1978b).

A Figura 3.10 exemplifica a orientação de extração dos CPs das amostras com relação aos planos de referência, o controle do azimute (Figura 3.10 a) e as respectivas direções de carregamento (Figura 3.10 b, c).

Figura 3.10 - Esquema de orientação das amostras e as respectivas direções de carregamento no ensaio RCD. (a) Orientação espacial das amostras; (b) Orientação das direções dos carregamentos com relação aos eixos; (c) Exemplo de ensaio realizado em CPs Z com direção de carregamento na direção do eixo x. (E = leste; W=oeste. As setas indicam as direções dos carregamentos).



Fonte: Autor.

Foram realizadas as seguintes direções de carregamento (taxa 7 kN/min):

- CPs (Z): ensaios em duas direções azimutais, sendo a primeira correspondente à direção do eixo x (vetor mergulho - Figura 3.10 c) e a segunda na direção do eixo y (*strike*).
- CPs (X): ensaios em duas direções, sendo a primeira paralela ao eixo z e perpendicular à estrutura de referência (z, \perp) e a segunda, paralela ao eixo y e paralela ao plano da estrutura ($y, //$);

- CPs (Y): ensaios em duas direções, a primeira paralela ao eixo z e perpendicular à estrutura de referência (z, \perp) e paralelo ao eixo x e paralela ao plano da estrutura ($x, //$);

Portanto, foram realizados 71 ensaios de compressão diametral distribuídos nos dois litotipos, RMM e RMF. Para a matriz com foliação persistente, o plano de referência foi a foliação principal e para a matriz com aspecto maciço, a descontinuidade associada a veios de tração.

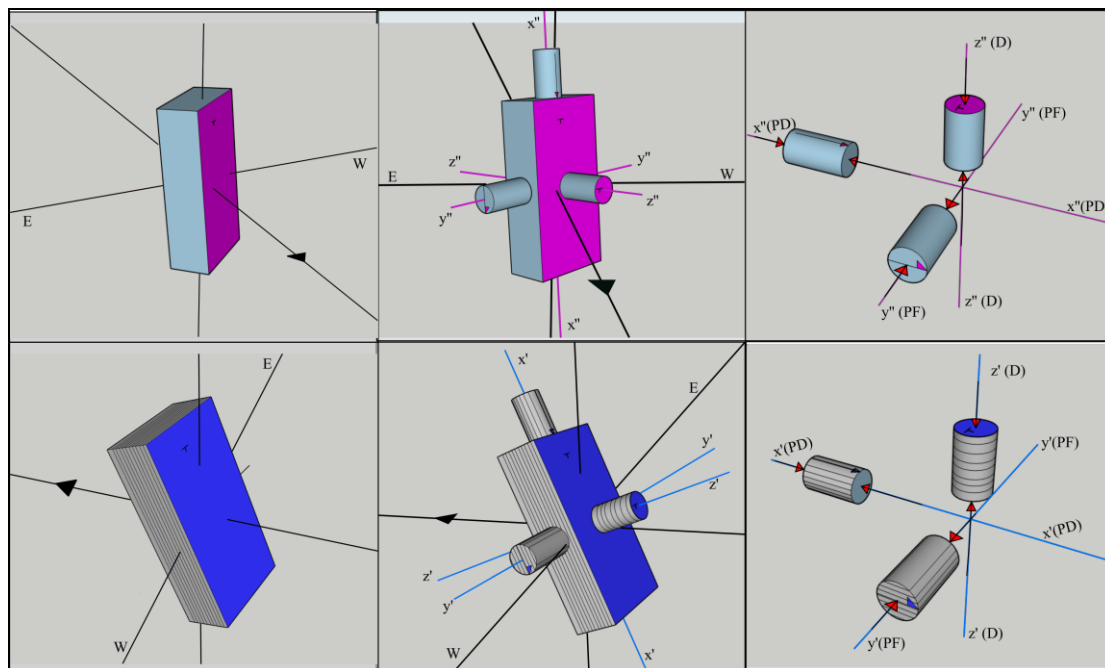
3.5.5 Ensaio de compressão uniaxial

A atividade também foi realizada no Laboratório de Mecânica de Rochas do Departamento de Geotecnia da EESC- USP utilizando a prensa hidráulica servocontrolada MTS modelo 815. Os ensaios de compressão uniaxial foram executados com base nos procedimentos ISRM (1979). Foram realizados 33 ensaios com taxa de carregamento de 40 kN/min e dentre esses (18) foram realizados, em primeiro estágio, com taxas variadas com instrumentação (extensômetros) para obtenção e controle de deslocamentos. Todos os ensaios foram realizados com as orientações conhecidas: azimute e posição relativa à estrutura de referência (Figura 3.11). Os parâmetros físicos: resistência à compressão uniaxial (RCU), módulos de deformação (E) e o coeficiente de Poisson (ν) foram calculados seguindo as recomendações do método tangente e ponto médio procedimentos (ISRM 1979).

Foram realizadas ensaios com as seguintes direções de carregamento com relação aos eixos das estruturas e a superfície do plano de referência:

- CPs-Z: carregamento realizado na direção do eixo z e perpendicular a superfície da estrutura (z, \perp).
- CPs-X: carregamento realizado na direção do eixo x e paralelo a superfície da estrutura ($x, //$).
- CPs-Y: carregamento realizado na direção do eixo y e paralelo a superfície da estrutura ($y, //$).

Figura 3.11 - Esquema de orientação das amostras e as respectivas direções de carregamento no ensaio RCU (setas em vermelho indicam a direção do carregamento). Bloco em rosa indicando a orientação espacial da matriz maciça (RMM) e, em azul, a matriz foliada (RMF).



Fonte: Autor.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Caracterização geológico-estrutural

4.1.1 Mapeamento geológico geotécnico e estrutural

O maciço rochoso é composto pelo metaconglomerado com porções de predomínio de matriz (xisto a metarenito arcóseo) e clastos de dimensões de seixos, calhaus até matações deformados (2 a 30 cm) intercalados a metarenitos grauváticos e biotita muscovita xistos. Os clastos são, predominantemente, compostos por granitos equigranulares e estão estirados em sua maioria. A matriz metamorfizada, material de interesse do estudo, contém um alto teor de quartzo que confere uma alta resistência à resposta ao golpe do martelo. Ocorrem porções de alinhamento de micas que imprimem a estrutura foliada e, quando ocorre o conteúdo destes minerais em menor proporção, a estrutura tem aspecto maciço e desenvolve fraturas conchoidais ao golpe do martelo.

Sobre o comportamento mecânico é um maciço com baixo grau de alteração, caracterizado, em geral, como uma rocha sã a alterada dura, com algumas passagens restritas de rocha alterada mole associada a regiões de fragmentação por desmonte ao “fogo” e duas zonas miloníticas, sendo a principal subparalela a foliação. O grau de

fraturamento é classificado entre ocasionalmente fraturado a pouco fraturado (F1 e F2; GUIDICINI et al. 1972) com restritas regiões fragmentadas associadas ao alto grau de alteração. A partir da pontuação de parâmetros do sistema RMR é um maciço de Classe II a I com pequenas passagens de Classes inferiores (III a IV) (Figura 4.1 e Tabelas 4.1, 4.2 e 4.3). Essa compartimentação detalhada visou estabelecer os melhores locais para a amostragem.

Estruturalmente, a rocha tem porções onde os clastos se tocam, configurando um metaconglomerado que tem estruturas reliquiares sedimentares, tipo clasto-suportados, mas também ocorre matriz suportada, em algumas porções, onde há o predomínio de matriz entre os blocos. Os contatos entre a matriz e o bloco são bem marcados (côncavos) e, em maioria, a foliação (matriz) contorna os blocos estabelecendo superfícies de fraqueza. A rocha tem foliação penetrativa e núcleos de aspecto maciço em regiões onde há o predomínio de matriz. Como principais estruturas de interesse de correlação com parâmetros mecânicos da matriz destacam-se a foliação principal penetrativa (tipo plano axial) e, subordinadamente, superfícies do tipo S-C, clastos estirados (simétricos e assimétricos), zonas de cisalhamento e famílias de descontinuidades associadas a veios quartzosos (Figura 4.2). A foliação principal tem direção NW a NNW, mergulhos de alto ângulo, 60-70°, para sudoeste com estiramento de clastos e descontinuidades paralelas associadas (Figura 4.2 a, b). Verifica-se que a diferença reológica entre os clastos manifesta-se com diferentes graus de estiramento para uma mesma condição de plano analisado. Foi inferida apenas uma única lineação de minerais que têm atitudes paralelas ao mergulho da foliação, mas não foi possível estimar condições conclusivas de cinemática. Por todo o talude ocorrem duas famílias de fraturas paralelas a veios de quartzo de até 30 cm de espessura (Figura 4.2 d). Esses veios de quartzo, sistematicamente, ocorrem associados a estruturas do tipo *tension gashes*, comumente relacionadas ao modelo de Riedel e demarcam orientações de tração.

Em resumo, no âmbito da mecânica de rochas, entende-se que existem três principais estruturações que possam condicionar o comportamento mecânico da matriz ou da rocha intacta:

- (1) O arcabouço estrutural sedimentar reliquiar impõe duas situações acerca do comportamento mecânico da rocha: diferenças entre clasto e matriz suportada. Neste caso, feições de desmonte “a fogo” indicam que em bolsões de

concentração de clastos (clasto-suportado) ocorre a fragmentação do maciço rochoso sem orientação preferencial, ao passo que em regiões de matriz suportada as estruturas foliadas ou maciças condicionam planos preferenciais de fraqueza ou fraturas conchoidais, respectivamente (Figura 4.2; Figura 4.3 a, b, c).

- (2) Foliação principal penetrativa (*strike* N100 a N110) é persistente e está, em geral, confinada no talude mapeado e a superfície quando exposta é levemente rugosa. Na matriz ocorre uma tendência de desvio de orientação conforme a aproximação dos clastos estirados. As porções onde ocorrem zonas de cisalhamento desenvolvem prováveis padrões de foliações do tipo S-C que, comumente, são compostas por dois planos: a foliação principal paralela à provável direção de movimento cisalhante (plano S), e uma segunda que ocorre com uma obliquidade de aproximadamente 30° (plano C) em relação à primeira, indicando uma tendência de paralelismo entre as duas, quanto maior o estiramento dos clastos. Esses planos, por vezes, se desenvolvem intraclastos (seixos e calhaus) (Figura 4.3 d). Enfatiza-se que foram abordados apenas aspectos geométricos, com relação a esse padrão, devida a falta de lineações que corroborassem com a análise cinemática.
- (3) Deformação dúctil-rúptil associada à colocação de veios de quartzo que se interseccionam e, muitas vezes, são estruturas de pares conjugados, sugerindo o modelo de cisalhamento de Riedel (Figura 4.3 e, f).

Figura 4.1 - Mapeamento geológico-geotécnico e estrutural – Rodoanel, km 9.5, São Paulo.



Tabela 4.1. Características das descontinuidades/estruturas geológicas – Parte 1

Numeração	Tipo	Sistema Azimutal (notação Clar)		Persistência /Continuidade (m)	Superfície da descontinuidade		Abertura (cm)	Preenchimento	Seco / úmido/Pingo, jorro (vazão e pressão)
		<i>Dip direction</i> (sentido do mergulho do plano)	<i>Dip</i> (° de mergulho do plano)		Grande escala	Face da descontinuidade (Pequena escala)			
1	Zona de cisalhamento	180	40	8 a 10	Plana	Rugosa	-	Preenchimento R2	Seco
2	Zona de cisalhamento	40	80	8 a 10	Ondulada	Rugosa	-	Preenchimento R2	Seco
3	Fratura	300	65	5 a 7 m	Plana	Levemente rugosa	-	Superfície alterada	Seco
4	Fratura//veio	330	80	8 a 10	Plana	Levemente rugosa	-	Quartzo ou calcita	Seco
5	Fratura	200	65	5 a 7 m	Irregular	Levemente rugosa	-	Superfície alterada	Seco
6	Fratura //p.ref.	70	60	5 a 7 m	Plana	Rugosa	-	Superfície alterada	Seco
7	Fratura	165	85	8 a 10	Plana	Levemente rugosa	-	Quartzo ou calcita	Seco
8	Fratura	200	70	>15	Plana	Sedosa a levemente rugosa	-	S/preenchimento	Seco
9	Fratura	180	40	8 a 10	Plana	Rugosa	-	Superfície alterada	Seco
10	Fratura	150	80	8 a 10	Plana	Levemente rugosa	-	Quartzo ou calcita	Seco
11	Fratura//veio	150	85	8 a 10	Plana	Levemente rugosa	-	Quartzo ou calcita	Seco
12	Fratura	240	80	5 a 7 m	Irregular	Rugosa	-	Superfície alterada	Seco
13	Fratura	185	60	>15	Plana	Sedosa a levemente rugosa	-	S/preenchimento	Seco
16//14	Fratura//veio	140	70	8 a 10	Plana	Levemente rugosa	-	Quartzo ou calcita	Pingo
15	Fratura//veio	310	85	8 a 10	Plana	Levemente rugosa	-	Quartzo ou calcita	Pingo
17	Fratura//veio	165	70	8 a 10	Plana	Levemente rugosa	-	Quartzo ou calcita	Pingo

Fonte: Autor.

Tabela 4.2. Características das discontinuidades/estruturas geológicas – Parte 2

Numeração	Tipo	Sistema Azimutal (notação Clar)		Persistência /Continuidade (m)	Superfície da discontinuidade		Abertura (cm)	Preenchimento	Seco / úmido/Pingo, jorro (vazão e pressão)
		<i>Dip direction</i> (sentido do mergulho do plano)	<i>Dip</i> (° de mergulho do plano)		Grande escala	Face da discontinuidade (Pequena escala)			
1	Zona de cisalhamento	180	40	8 a 10	Plana	Rugosa	-	Preenchimento R2	Seco
20	Fratura	200	65	5 a 7 m	Irregular	Levemente rugosa	-	Superfície alterada	Pingo
21	Foliação principal//fratura	200	60	>15	Plana	Sedosa a levemente rugosa	-	S/preenchimento	Pingo
22	Foliação principal//fratura	200	70	>15	Plana	Sedosa a levemente rugosa	-	S/preenchimento	Pingo
23	Fratura	190	65	>15	Plana	Sedosa a levemente rugosa	-	S/preenchimento	Pingo
24	Fratura	0	3	5 a 7 m	Irregular	Rugosa	-	Superfície alterada	Pingo
25	Fratura	20	75	5 a 7 m	Plana	Rugosa	-	S/preenchimento	Pingo
26	Fratura	75	65	5 a 7 m	Irregular	Rugosa	-	Superfície alterada	Pingo
19//18	Fratura//veio	320	65	8 a 10	Plana	Levemente rugosa	-	Quartzo ou calcita	Pingo
Sn	Foliação principal	195	65	>15	Plana	Sedosa a levemente rugosa	-	S/preenchimento	Pingo
Sn	Foliação principal	170	60	>15	Plana	Sedosa a levemente rugosa	-	S/preenchimento	Pingo
Sn	Foliação principal	25	75	>15	Plana	Sedosa a levemente rugosa	-	S/preenchimento	Pingo
Sn	Foliação principal	185	60	>15	Plana	Sedosa a levemente rugosa	-	S/preenchimento	Pingo
Sn	Foliação principal	200	60	>15	Plana	Sedosa a levemente rugosa	-	S/preenchimento	Pingo
Sn	Foliação principal	195	65	>15	Plana	Sedosa a levemente rugosa	-	S/preenchimento	Pingo
Sn	Foliação principal	190	68	>15	Plana	Sedosa a levemente rugosa	-	S/preenchimento	Pingo

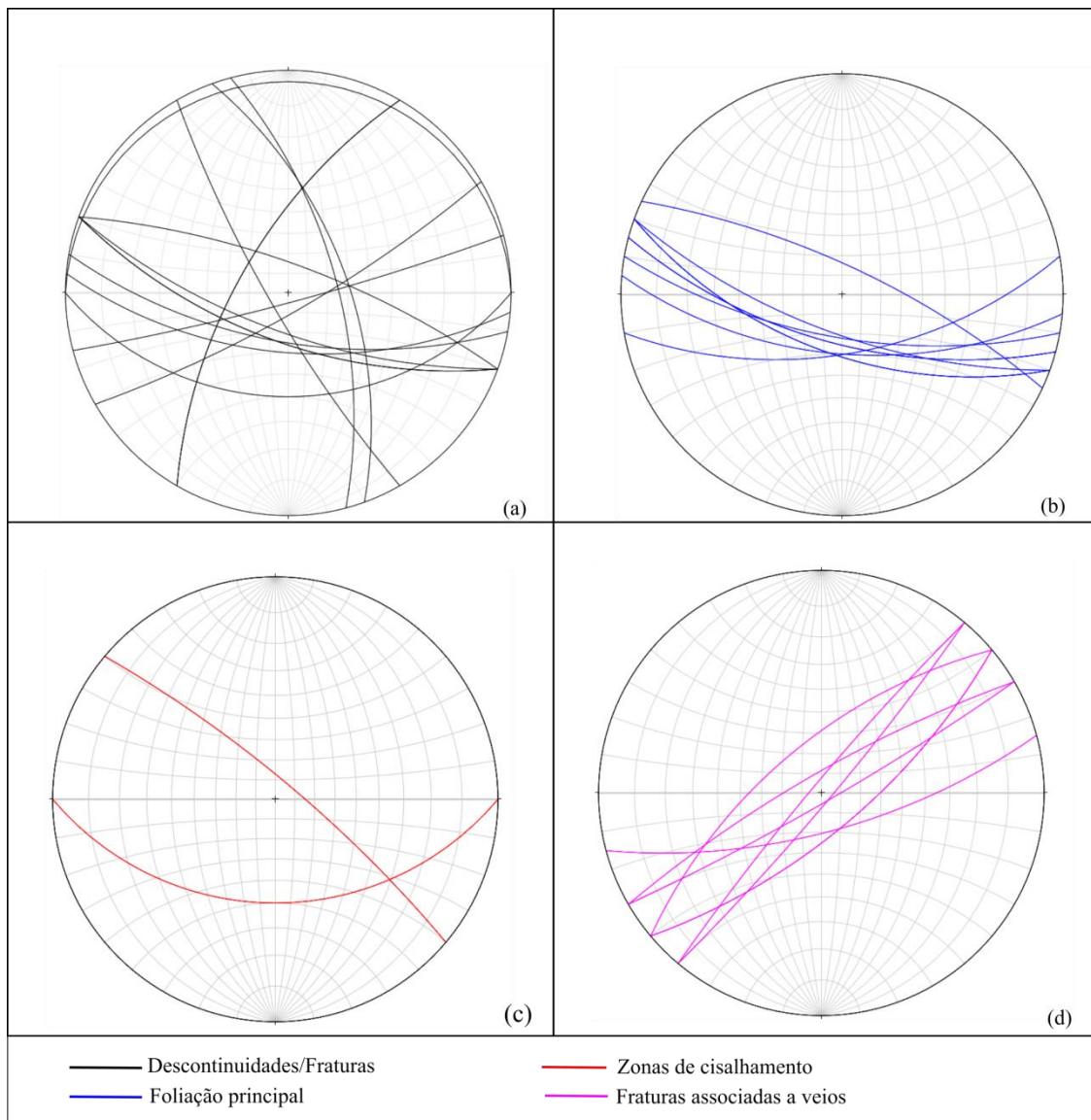
Fonte: Autor.

Tabela 4.3. Resultado de classificação geomecânica pelo sistema RMR.

PARÂMETROS	VALOR E PESO	CLASSIFICAÇÃO DO MACIÇO ROCHOSO MAPEADO (VER ÁREAS NO MAPA GEOLÓGICO-GEOTÉCNICO)													
		ÁREA I (A)	ÁREA II (B)	ÁREA III (C)	ÁREA IV (D)	ÁREA V (E)	ÁREA VI (F)	ÁREA VII (G)	ÁREA VIII (H)	ÁREA IX (I)	ÁREA X (J)	ÁREA XI (L)	ÁREA XII (M)	ÁREA XIII (N)	
RCU	15	12	4	12	10	10	4	10	10	7	12	12	12	12	
RQD	20	17	8	17	17	17	8	13	17	8	17	17	20	17	
Espaçamento descontinuidades	20	17	8	15	15	15	8	10	15	8	15	15	20	15	
Condição/ características Descontinuidades	30	25	10	25	25	25	10	25	25	10	25	25	25	25	
ÁGUA SUBTERRÂNEA	15	15	15	15	15	15	15	15	10	10	10	7	7	7	
RMR	100	86	45	84	82	82	45	73	77	43	79	76	84	76	
Ajuste orientação descontinuidades	-60 (talude)	-5	-5	-25	-25	-25	-5	-25	-5	-5	-5	-5	-5	-5	
SOMA DAS NOTAS	-	81	40	59	57	57	40	48	72	38	74	71	79	71	
CLASSE	-	I	III-IV	II- III	II - III	II - III	III-IV	III-IV	II	III-IV	II	II	II	II	

Adaptado: Beniaowski (1989).

Figura 4.2 - Atitudes das estruturas reconhecidas durante o levantamento estrutural. (a) Descontinuidades (fraturas e juntas); (b) Atitude da foliação principal; (c) Atitude das zonas miloníticas mapeadas; (d) Atitude das juntas associadas aos veios de quartzo



Fonte: Autor.

Figura 4.3 - Caracterização geológico-estrutural do metaconglomerado (a) bolsão de metaconglomerado clasto-suportado, (b) detalhe da matriz maciça; (c) feições de desmonte a “fogo”; (d) foliação penetrativa do tipo S-C na matriz e intraclasto; (e) detalhe da matriz foliada contornando os clastos e veios de quartzo truncando os clastos e a matriz; (f) feições do tipo *tension gashes*.



Fonte: Autor.

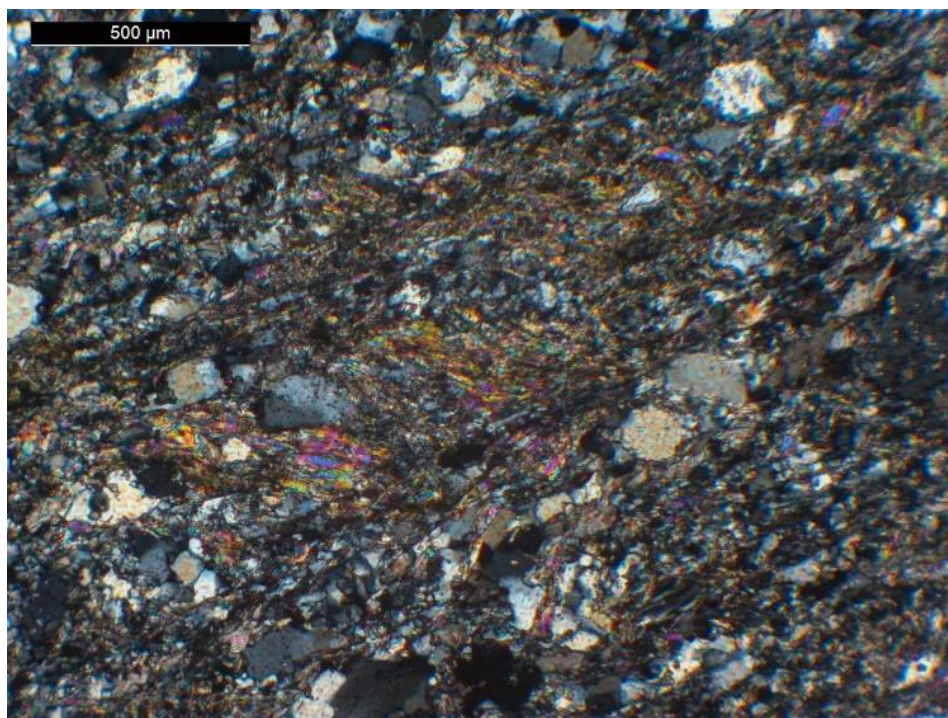
4.1.2 Análise micropetrográfica e microestrutural

Nesse item são apresentados os resultados da análise petrográfica realizada nos materiais rochosos representantes da matriz do metaconglomerado.

4.1.2.1 *Matriz com foliação persistente*

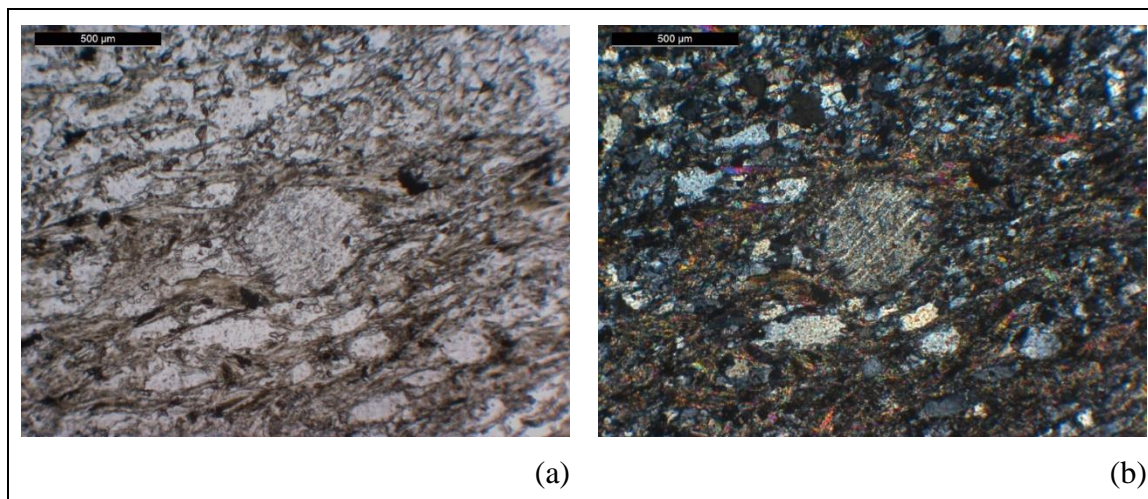
A matriz apresenta grãos finos a médios, com texturas de deformação evidentes por toda a lâmina. As porcentagens minerais foram obtidas pela contagem de grãos minerais, compreendendo toda a área da lâmina, e apresentam: quartzo (47%), muscovita (31%), biotita (8%), plagioclásio (10%) e acessórios (4%), que incluem minerais de clorita, carbonato e zircão. A foliação principal está bem definida pelo estiramento mineral das micas, configurando a textura lepidoblástica (Figura 4.4). Porfiroclastos de outros grãos, como de quartzo e plagioclásio também são encontrados, atestando a origem sedimentar dos clastos reliquiares. Os grãos de quartzo, muitas vezes, se apresentam em forma de fitas, com recristalizações evidenciadas pela extinção ondulante. Uma foliação secundária em um ângulo aproximado a 30° é evidenciada truncando uma foliação principal, sugerindo um par S-C. Em partes da lâmina formam grãos de geometria assimétrica (sigmóides de deformação) que indicam uma vergência (movimento/transporte tectônico) para NE, se considerada uma lineação de estiramento do tipo *down dip* (Figura 4.5 a e b). Classifica-se essa rocha como um muscovita xisto (metareanito micáceo).

Figura 4.4 - Lâmina A1-XZ - Visão geral da lâmina com textura lepidoblástica. Nicóis cruzados.



Fonte: Autor.

Figura 4.5 - Lâmina A1- XZ - Sigmóides rotacionados (indicadores cinemáticos) de plagioclásio. Também foram verificadas algumas rotações em quartzo. Luz transmitida (a) e nicóis cruzados (b).



Fonte: Autor.

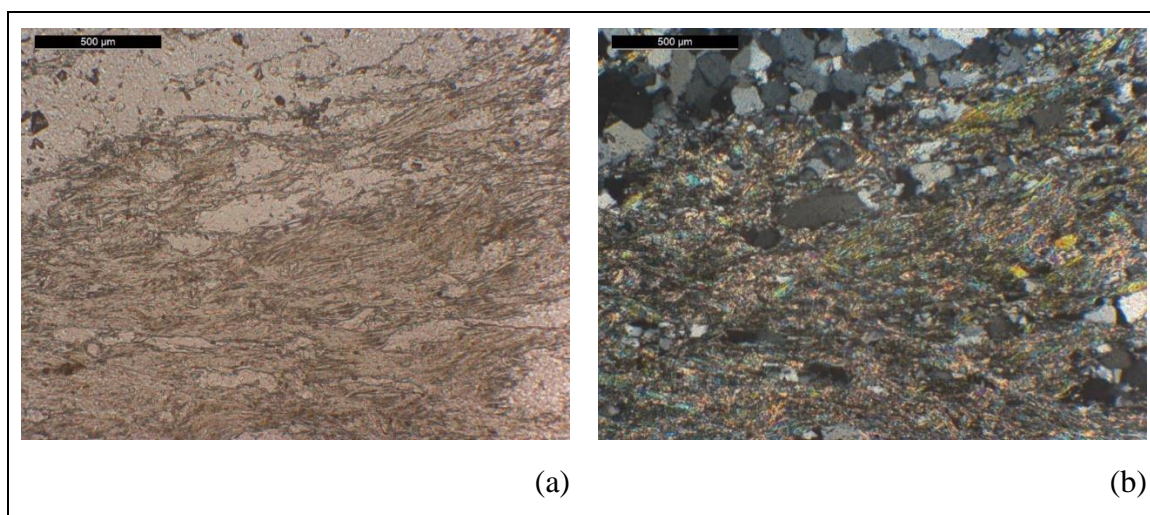
4.1.2.2 Matriz com foliação persistente com clastos estirados

Identifica-se na rocha, assim como na lâmina A1-PF, textura lepidoblástica a granoblástica dada pelos grãos de mica presente em toda amostra. Além disso, alguns porfiroclastos de grãos preservados também podem ser identificados, como a presença de quartzo ribbon (fitas orientadas de quartzo), apresentando recristalização e estiramento desses grãos, além de verificar extinção ondulante. Devido a essas texturas,

o tamanho dos grãos varia entre médio a fino com grãos inequigranulares. Os minerais presentes na lâmina compreendem: quartzo (51%), muscovita (35%), plagioclásio reliquias (5%), biotita (6%), acessórios (3%), que apresentam zircão, carbonato, clorita e epídoto.

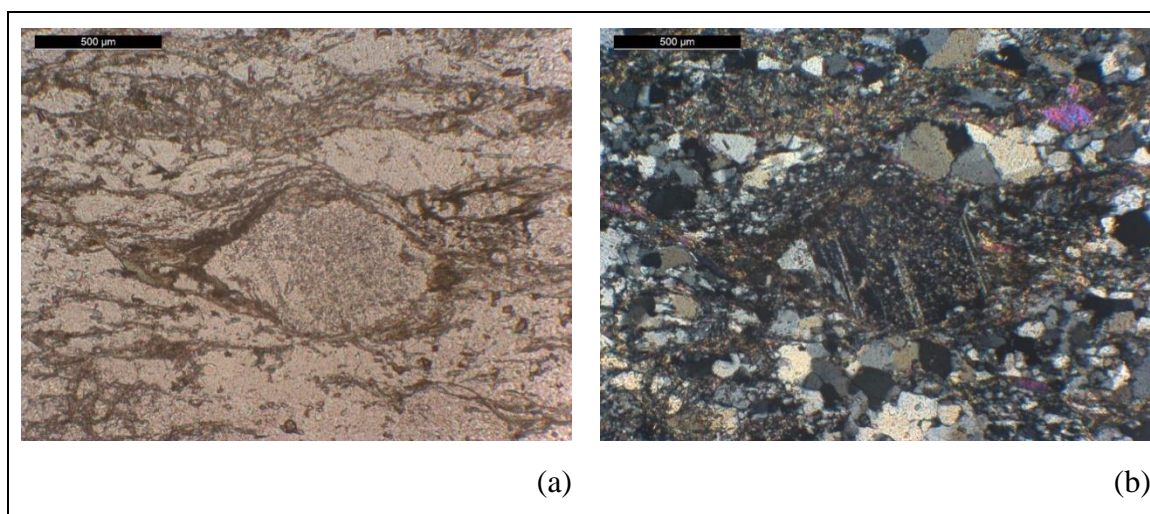
Em algumas porções das lâminas, os grãos de muscovita apresentam dobras do tipo *kink bands* (Figura 4.6 a, b) e também foi observada sombra de pressão em porfiroclastos de grãos de plagioclásio rotacionados. Essas informações sugerem um movimento cinemático no sentido horário e, se considerada uma lineação de estiramento com caimento no sentido do mergulho da foliação, o sentido para NE (Figura 4.7 a, b).

Figura 4.6 - Lâmina A2-XZ - Kink bands (possíveis indicadores cinemáticos) nas muscovitas. . Luz transmitida (a) e nicóis cruzados (b).



Fonte: Autor.

Figura 4.7 - Lâmina A2- XZ. Sombra de pressão no plagioclásio. Luz transmitida (a) e nicóis cruzados (b).



Fonte: Autor.

De forma qualitativa, observou-se que há um registro de uma deformação plástica predominante em ambas as matrizes foliadas. As evidências de microfissuras são associadas, essencialmente, ao alinhamento de micas, ou seja, a regiões de predomínio da textura lepidoblástica. Os minerais de maior dureza como quartzo e feldspatos, mesmo que deformados, não apresentam microfissuras em seus contatos ou intramineral. Não foram encontradas lineações de estiramento clássicas nesse litotipo e por isso as análises cinemáticas apontam apenas sugestões de vergência, considerando uma lineação do tipo *downdip* (único lineamento mineral incipiente registrado). Classifica-se essa rocha como um muscovita xisto (metareanito micáceo).

4.1.2.3 Matriz de foliação incipiente a aspecto maciço

A matriz maciça apresenta textura granoblástica (Figura 4.8 a, b), com grãos inequigranulares, e tamanho variando de médio a fino. Devido a sua pouca deformação e sem orientação aparente, não se pôde identificar a cinemática, uma vez que não se observaram indicadores (Figura 4.9 a, b). A mineralogia da rocha é composta por: quartzo (40%), plagioclásio (31%), muscovita (10%), biotita (8%), clorita (5%), acessório (6%), que compreende grãos de carbonato, fragmento lítico, epídoto e granada. Alguns grãos de fragmentos líticos podem se observados, indicando que um baixo retrabalhamento de seu protólito (rocha que foi metamorfizada). Apresenta alguns grãos de quartzo ondulante, onde ocorreu a recristalização de seus grãos durante o metamorfismo da rocha. Apresenta porfiroblastos de granada e as poucas texturas de deformação indicam um metamorfismo de baixo grau (Figura 4.10 a e b). Não se observaram evidências de microfissuras associadas à textura granoblástica, cuja recristalização do quartzo traz um aspecto de soldagem entre os minerais. Onde há o acúmulo de micas, fragmentos líticos ou minerais reliquiares, aparentemente, existem contatos menos soldados. Classifica-se essa rocha como um metarenito arcosiano.

Figura 4.8 - A3-PL - Aspecto geral da lâmina, com textura granoblástica. Luz transmitida (a) e nicóis cruzados (b).

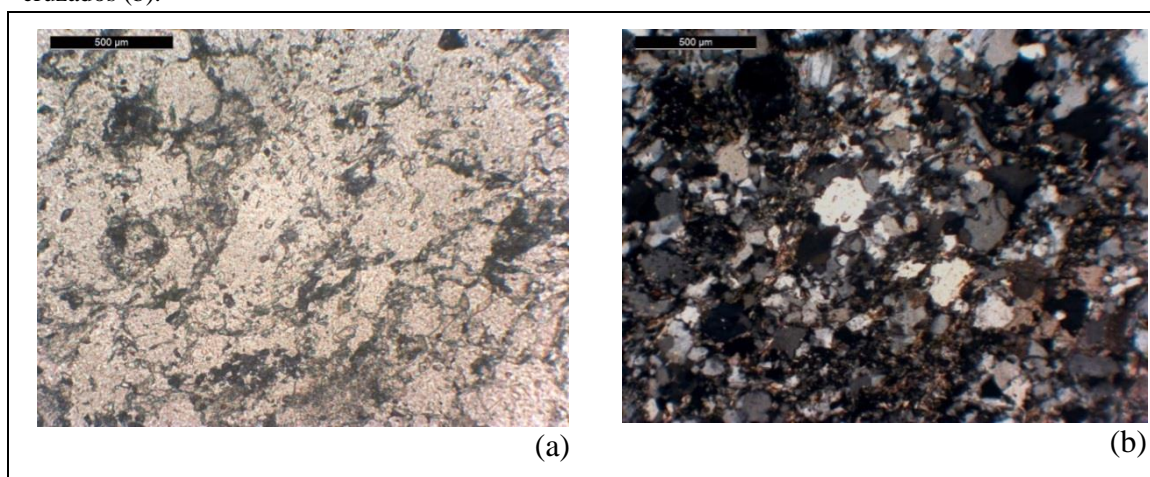
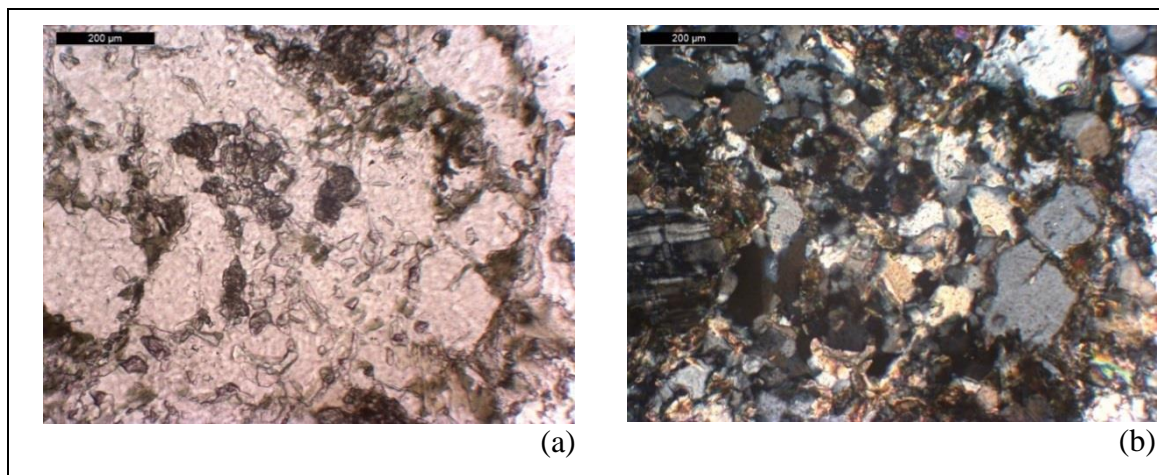
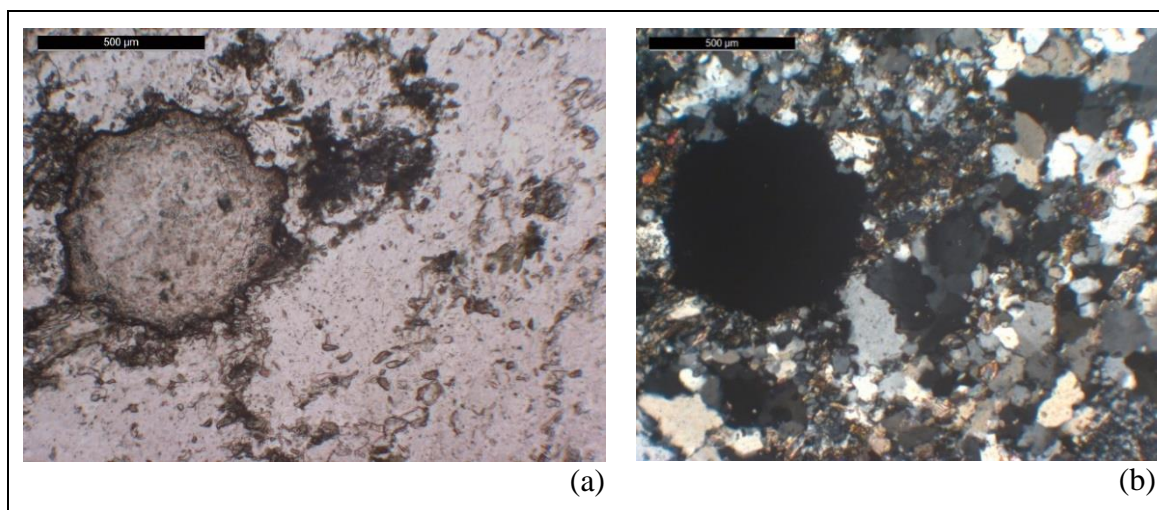


Figura 4.9 - A3-XZ - Aspecto geral da lâmina, onde não se apresenta orientação preferencial dos grãos. Luz transmitida (a) e nicóis cruzados (b).



Fonte: Autor.

Figura 4.10 - A3-YZ - Textura porfiroblástica de grão de granada. Luz transmitida (a) e nicóis cruzados (b).



Fonte: Autor.

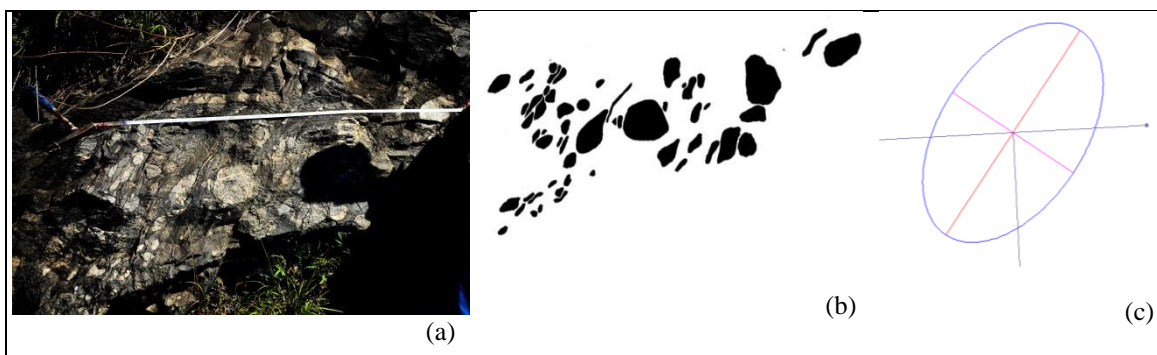
4.1.3 Análise de deformação finita

4.1.3.1 A partir de clastos deformados

Conforme indicado no item 3.4 foram obtidas elipses que melhor se adequaram à geometria da projeção de cada clasto deformado em 10 imagens (planos de referência). Esses resultados subsidiaram a determinação de elipses médias de deformação para imagem com orientação no espaço. A Figura 4.11 a 4.20 e a Tabela 4.4 indicam as orientações e obliquidades das elipses com relação ao plano de referência analisado e os seus respectivos comprimentos de eixos de estiramento (A) e de encurtamento (B). Os resultados indicam valores de razão eixo maior/eixo menor que variam entre 1,7 a 3,0 e obliquidades do eixo maior com relação à direção do plano de referência que variam entre de 2,0 a 147°. A obliquidade aqui indicada é sempre no sentido horário com relação ao *strike* do plano (convenção do software *SPO v.2003*).

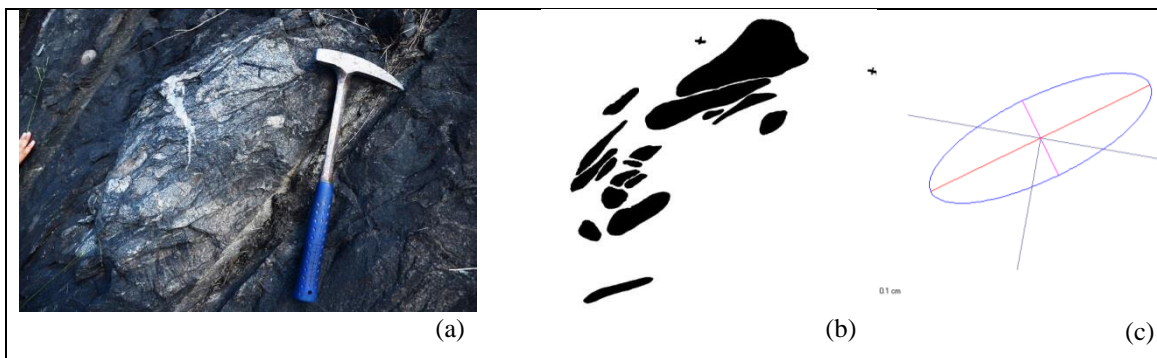
Tais resultados foram subsídios para o cálculo do elipsóide de deformação que foi estimado pelo método de tensor quadrático.

Figura 4.11 - Plano de referência 1. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.



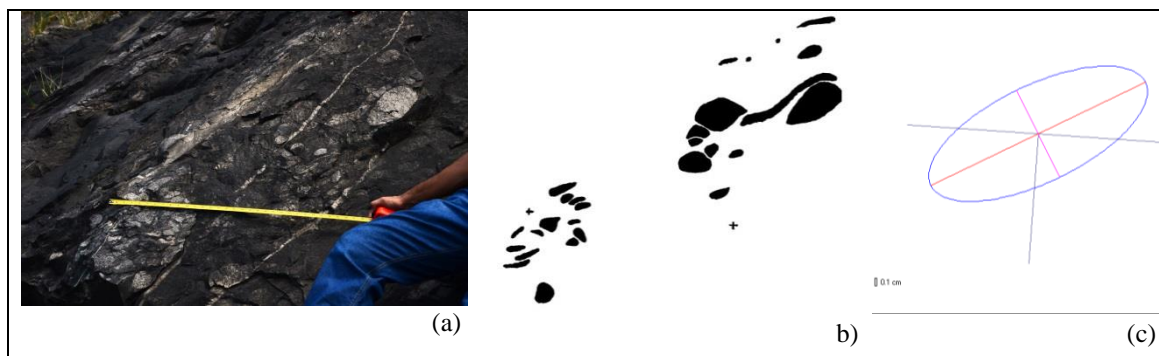
Fonte: Autor.

Figura 4.12 - Plano de referência 2. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.



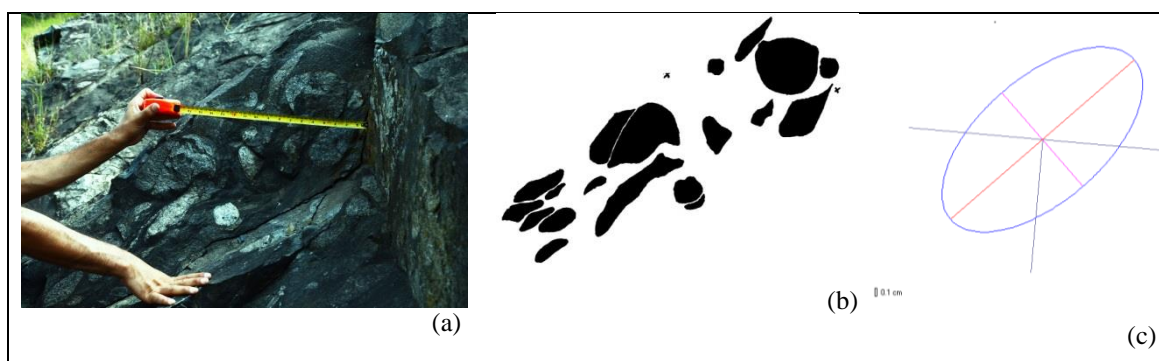
Fonte: Autor.

Figura 4.13 - Plano de referência 3. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação da imagem.



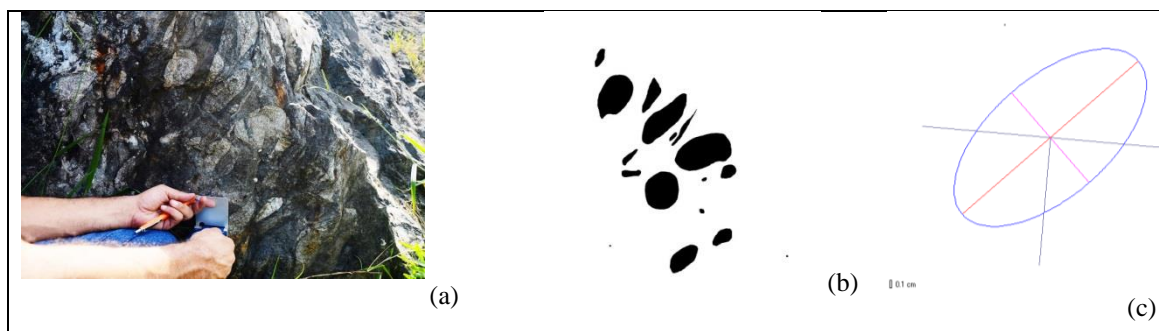
Fonte: Autor.

Figura 4.14 - Plano de referência 4. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.



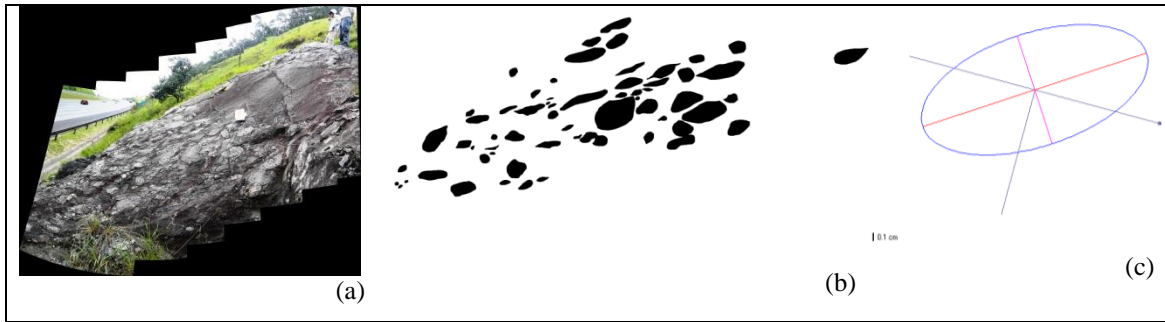
Fonte: Autor.

Figura 4.15 - Plano de referência 5. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.



Fonte: Autor.

Figura 4.16 - Plano de referência 6. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.



Fonte: Autor.

Figura 4.17 - Plano de referência 7. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.

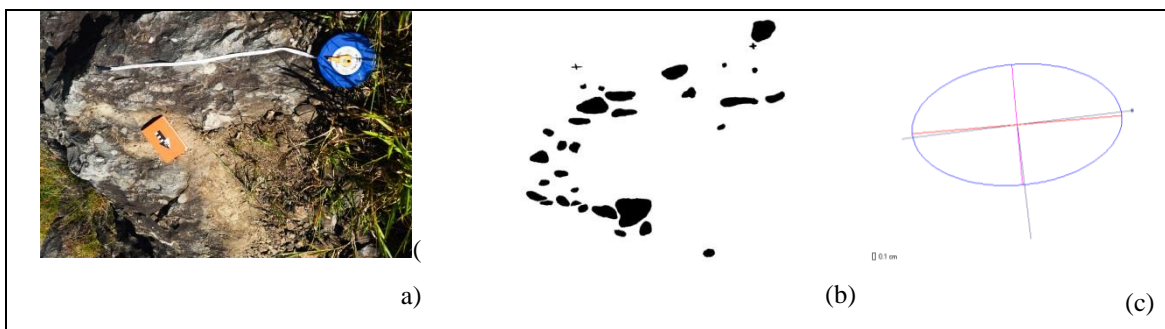
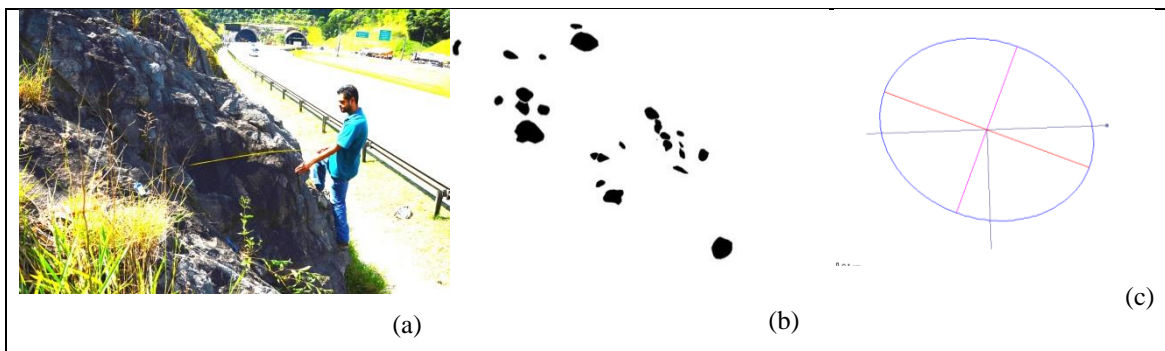


Figura 4.18 - Plano de referência 8. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.



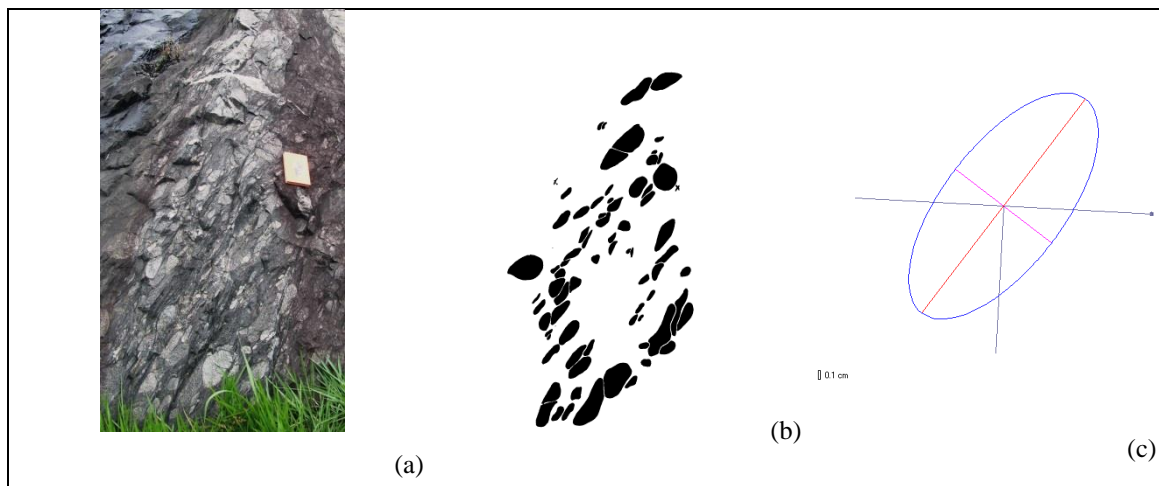
Fonte: Autor.

Figura 4.19 - Plano de referência 9. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.



Fonte: Autor.

Figura 4.20 - Plano de referência 10. (a) imagem do plano de referência; (b) clastos extraídos da imagem; (c) elipse média de deformação.



Fonte: Autor.

Tabela 4.4. Resultados das elipses médias para cada plano de referência.

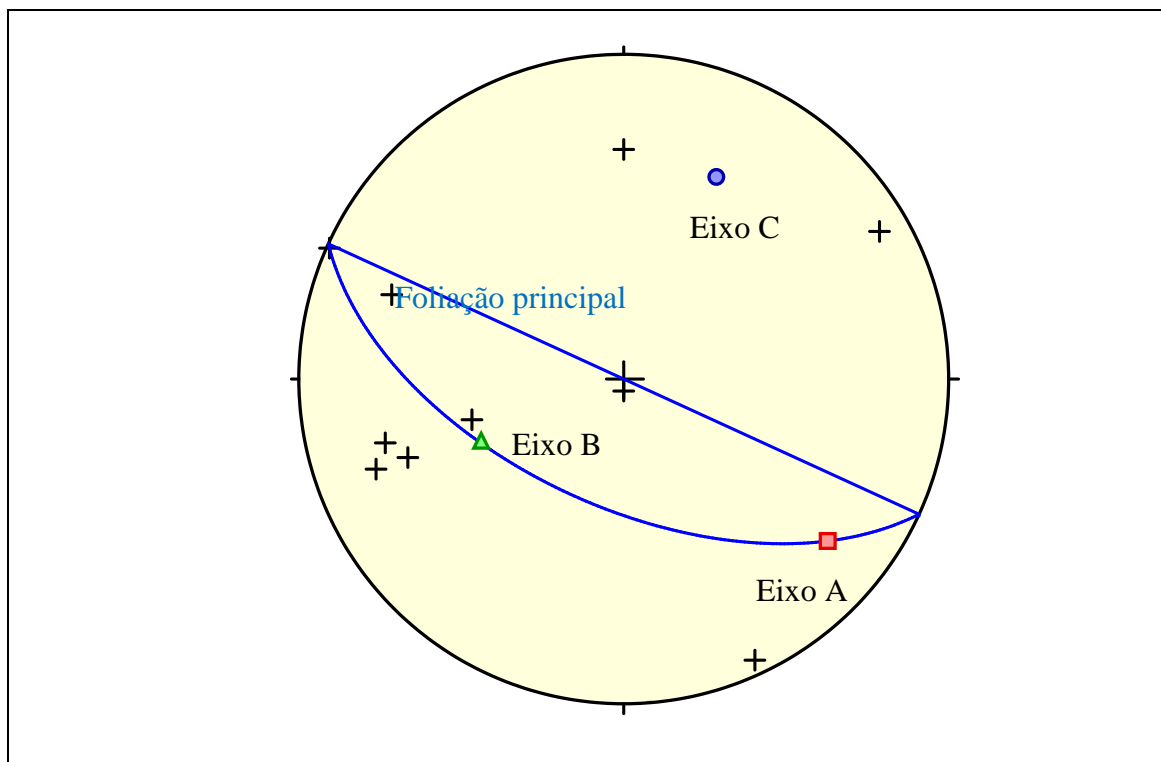
Plano de referência	Orientação do plano		Orientação e dimensões da elipse			
	Direção (<i>strike</i>) (°az)	Mergulho (<i>dip</i>) (°)	Obliquidade <i>rake</i> (°)	Eixo maior (A) (cm)	Eixo menor (C) (cm)	R (eixo maior/eixo menor)
1	20	65	126.60	10.81	6.43	1.68
2	345	65	144.00	9.88	3.35	2.95
3	340	70	150.10	11.39	4.66	2.44
4	150	80	134.00	12.14	6.18	1.96
5	245	85	132.50	7.54	4.42	1.71
6	340	60	146.80	29.01	14.01	2.07
7	270	3	1.90	8.18	4.71	1.74
8	90	60	22.30	11.44	9.28	1.23
9	345	40	141.50	8.84	2.99	2.96

10	24	89	124.40	14.28	6.43	2.22
----	----	----	--------	-------	------	------

Fonte: Autor.

Consequentemente, a partir da combinação das elipses extraídas dos 10 planos de referência, utilizando o software *Ellipsoid V.2003*, foi possível estimar um elipsóide de deformação finita para o metaconglomerado. Na Tabela 4.5 e na Figura 4.21 são indicados os eixos principais e suas respectivas orientações e comprimentos relativos (L) representando a condição de anisotropia da rocha. Este elipsóide de deformação finita foi obtido considerando que cada superfície analisada teria o mesmo “peso”, independente da quantidade de fases (clastos e seixos) reconhecidas em cada superfície. Para esse elipsóide, calculado sem ponderação, obtiveram-se as seguintes razões entre os eixos de estiramento (A), intermediário (B) e encurtamento (C): A/C: 1,85; A/B: 1,47; B/C: 1,26. Nesta configuração pode-se sugerir uma foliação principal, que contém os eixos A e B, de orientação 204/58 (Notação Clar) e uma obliquidade (*rake*) de aproximadamente 25° do eixo A com relação à direção da foliação principal.

Figura 4.21 - Projeção dos eixos principais do elipsóide de deformação e o plano da foliação principal. Condição, sem ponderação. Eixo maior (A); Eixo intermediário (B); Eixo menor (C).



Fonte: Autor.

Tabela 4.5. Dimensões e orientações do elipsóide não ponderado.

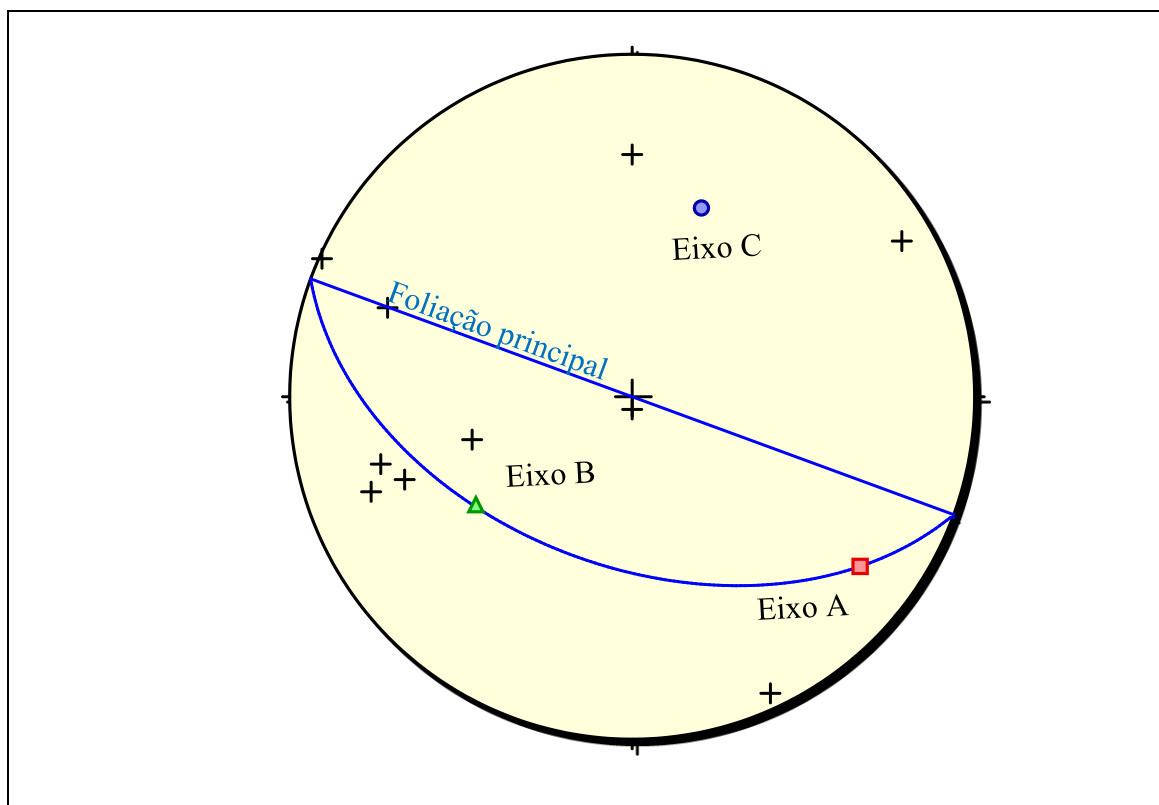
Eixo do elipsóide	L (unidade arbitrária)	Orientação do eixo
-------------------	------------------------	--------------------

		Rumo (azimute °)	Caimento(°)
Eixo maior (A)	1.396	128.5	20.9
Eixo intermediário (B)	0.951	245.8	50.2
Eixo menor (C)	0.754	24.6	32.1

Fonte: Autor.

Também foi realizada uma combinação dos resultados (elipses), considerando uma condição ponderada pela quantidade de clastos por plano analisado. Foi atribuído um “peso proporcional” para cada elipse, antes da estimativa do elipsóide, com base na quantidade de clastos e seixos. As elipses representantes dos planos com a maior quantidade de clastos tiveram maior influência no resultado de determinação do elipsóide de deformação finita. A Figura 4.22 e a tabela 4.6 apresentam as características principais desta estimativa. Para essa condição obtiveram-se as razões entre os eixos de estiramento (A), intermediário (B) e encurtamento (C): A/C: 1,99; A/B: 1,56; B/C: 1,28. Desta forma pode-se sugerir uma foliação principal, que contém os eixos A e B, de orientação 200/49 (Notação *Clar*) e uma obliquidade (*rake*) de aproximadamente 24.4° do eixo A com relação à direção da foliação principal.

Figura 4.22 - Projeção dos eixos principais do elipsóide de deformação e o plano da foliação principal. Condição, com ponderação. Eixo maior (A); Eixo intermediário (B); Eixo menor (C).



Fonte: Autor.

Tabela 4.6. Dimensões e orientações do elipsóide não ponderado

Eixo do elipsóide	L (unidade arbitrária)	Orientação do eixo	
		Rumo (azimute °)	Caimento (°)
Eixo maior (A)	1.461	126.7	18.2
Eixo intermediário (B)	0.935	234.8	43.5
Eixo menor (C)	0.732	20.1	40.9

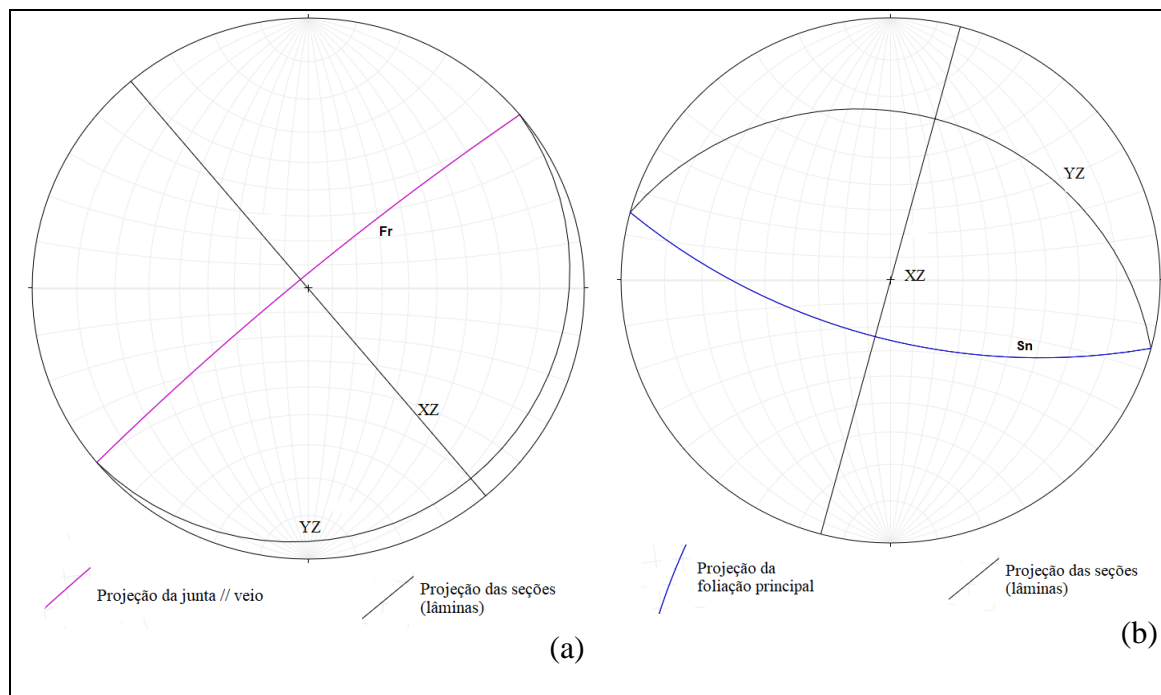
Fonte: Autor.

Os dois resultados obtidos de estimativa de deformação finita sugerem uma orientação da foliação principal condizente com as orientações da estrutura levantada em campo. No entanto, a baixa obliquidade do eixo A sugere uma interpretação ambígua de uma possível deformação com tendências de transcorrência ou mesmo uma condição de paralelização das estruturas, representando uma anisotropia resultante. Não foram encontradas lineações do tipo *strike slip e a* lineação mineral (*down dip*) descrita, isolada em campo, também não é conclusiva. Nesse sentido não é possível indicar correlação efetiva dos eixos do elipsóide com possíveis cinemáticas.

4.1.3.2 A partir da trama mineralógica

A partir do *software Intercepts v.2003*, para as seções YZ e XZ que são ortogonais entre si, obtiveram-se duas elipses (2D) para cada litotipo investigado: matriz com foliação persistente (com e sem clastos estirados) e aspecto maciço a foliação incipiente. Deve-se atentar que as seções extraídas da RMM têm orientações espaciais distintas das seções delgadas representantes da RMF, conforme atitudes indicadas abaixo na Figura 4.23. Isso ocorre devido a dois condicionantes: RMM não desenvolveu foliação persistente e assim o principal e o único plano de referência são as juntas associadas aos veios que limitavam os blocos de RMM.

Figura 4.23 - Estereogramas com as atitudes das lâminas orientadas e analisadas. (a) Projeção do plano da Junta (Fr) de RMM e as atitudes das lâminas YZ e XZ; (b) Em azul, o plano de foliação (Sn) de RMF e a atitude das lâminas YZ e XZ.



Fonte: Autor.

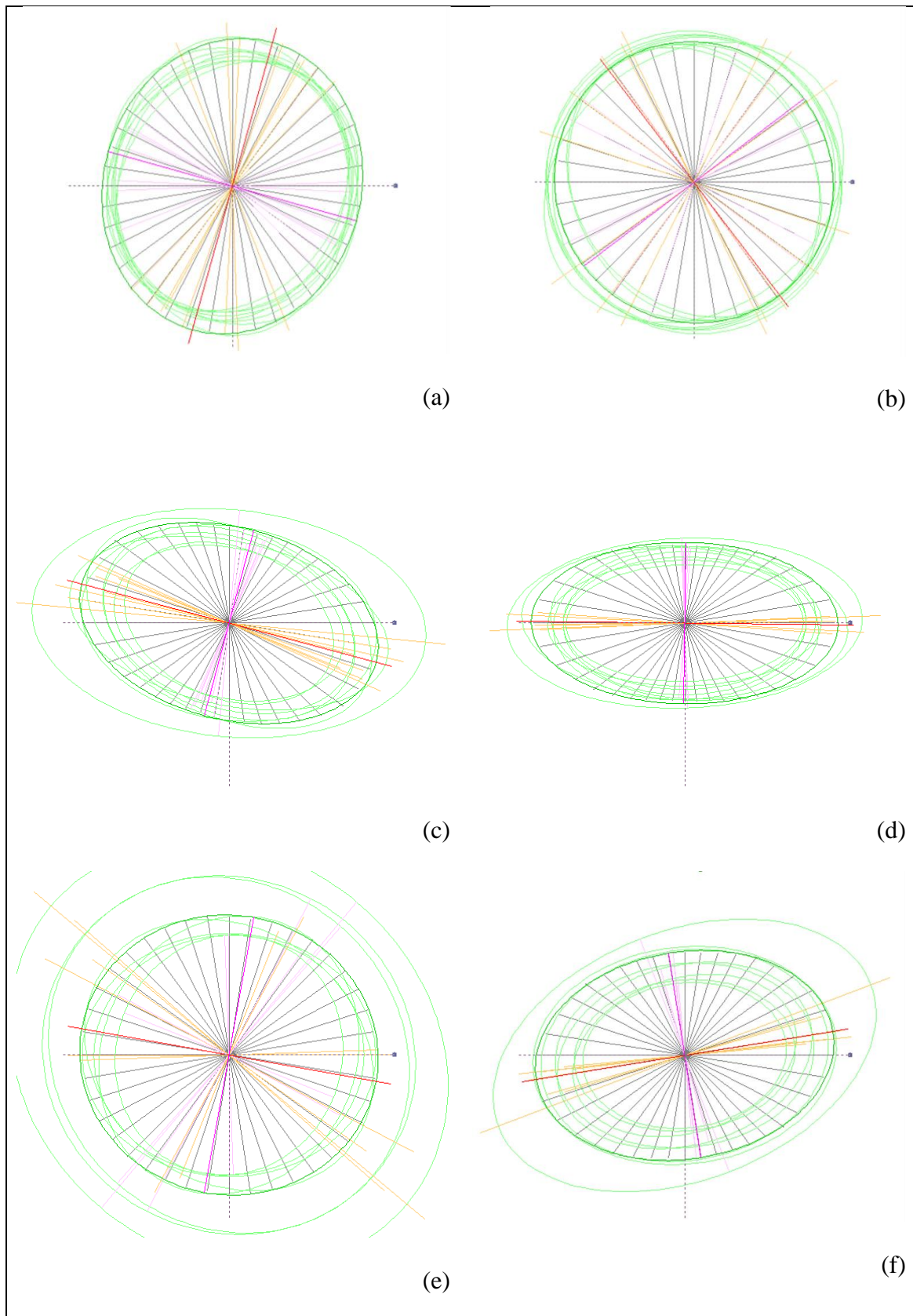
A Tabela 4.7 apresenta o resumo das análises de deformação finita para a escala microscópica, indicando os valores unitários dos eixos principais maiores e menores que representam as respectivas elipses indicadas na Figura 4.24. A partir da análise dessas lâminas, que foram extraídas de planos ortogonais, percebe-se que há uma diferença entre os planos analisados para um mesmo litotipo, no entanto, a diferença mais significativa é reconhecida quando comparadas razões identificadas para RMM e RMF. As razões de anisotropia para as RMFs variam entre 1,07 a 1,92, sendo o maior valor identificado na lâmina RMF_YZ, no qual o eixo maior está paralelo ao sentido do mergulho da foliação. O menor valor para as RMFs corresponde a lâminas RMF_2_XZ, onde o eixo maior está paralelo à direção da foliação. Vale salientar que a quantidade de mica induz a uma condição de maior anisotropia que se refere à deformação, nessa escala de análise, provavelmente, essa menor razão corresponde a um percentual menor desses minerais substituídos por quartzo e feldspatos. Desta mesma forma, portanto, o baixo grau de anisotropia da RMM pode ser verificado pelas razões máximas e mínimas de 1,15 e 1,07 respectivamente. Esse comportamento também reflete condições de baixo teor de mica que, macroscopicamente, imprimem a estruturação de aspecto maciço a foliação incipiente.

Tabela 4.7. Tabela resumo das características das elipses.

Litotipo Matriz	Orientação da lâmina	Eixo maior (A) – (cm)	Eixo menor (B) – (cm)	Rake (°)	Razão A/B
RMM	YZ	7,60E-03	6,60E-03	105	1,15
	XZ	7,70E-03	7,50E-03	53	1,03
RMF	YZ	7,20E-03	4,50E-03	14,00	1,60
	XZ	1,19E-02	6,20E-03	0,60	1,92
RMF_2 (com clastos estirados)	YZ	8,10E-03	7,60E-03	10	1,07
	XZ	7,40E-03	5,10E-03	171	1,45

Fonte: Autor.

Figura 4.24 - Elipses representantes das seções delgadas dos litotipos analisados. Matriz Maciça: (a) YZ_RMM e (b) XZ_RMM. Matriz foliada: (c) YZ_RMF, (d) XZ_RMF, (e) YZ_RMF_2 e (f) XZ_RMF_2.



4.2 Propriedades mecânicas das matrizes metareníticas e xistosas

4.2.1 Ensaios de Compressão diametral (RCD)

Foi elaborada uma nomenclatura que contempla todas as informações necessárias à interpretação dos ensaios orientados. A nomenclatura de identificação dos corpos de prova (CPs) e o significado de cada variável são apresentados a seguir:

$$\text{CP- } e - \gamma - n - (\alpha, \beta)$$

e : estrutura da rocha (F = foliada, M = maciça);

γ : orientação do eixo do CP ($\gamma = X, Y$ ou Z);

n : número sequencial do CP;

α : direção do carregamento com relação aos eixos ($\alpha = x, y$ ou z);

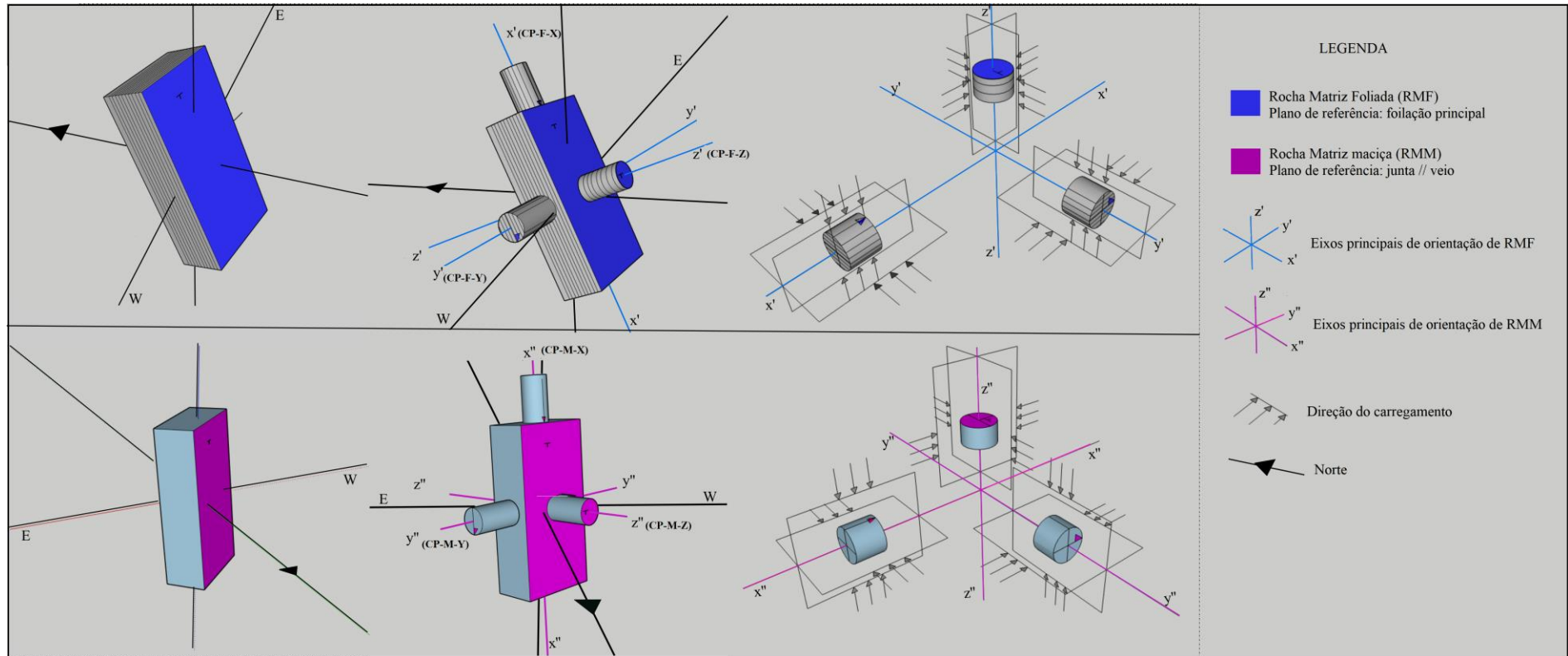
β : direção do carregamento relativa ao plano da estrutura (β =paralelo (//) ou perpendicular (\perp)).

A Tabela 4.8 indica o significado de cada elemento da identificação dos CPs e a Figura 4.25 exemplifica as condições e direções das extrações dos CPs ($\gamma = X, Y$ ou Z) e dos ensaios orientados. Conforme indicado no capítulo anterior, esses ensaios variaram da seguinte forma: direção de carregamento com relação ao plano da estrutura ($\beta = //$ ou \perp); direção do carregamento com relação aos eixos principais da estrutura ($\alpha = x, y$ ou z); e conseqüentemente distintas orientações de planos de rupturas.

Tabela 4.8. Nomenclatura dos CPs.

Corpo de Prova = CP
Estrutura (e) = F (foliada) ou M (maciça)
Orientação de extração do CP (γ) = X, Y ou Z
Numeração do corpo de prova (n) = 1, 2, 3...
Direção do carregamento com relação aos eixos (α) = x, y ou z.
Direção do carregamento com relação ao plano da estrutura (β) = paralelo (//) ou perpendicular (\perp).
Exemplo: CP da matriz foliada (e = F) extraído na direção X ($\gamma = X$), numeração (n=1), com carregamento realizado paralelo ao eixo y ($\alpha = y'$) e paralelo a foliação ($\beta = //$).
$\text{CP- } e - \gamma - n - (\alpha, \beta) = \text{CP - F - X - 1 (y', //)}$

Figura 4.25 - Orientações dos CPs e direção dos carregamentos executados nos ensaios de Resistência à Compressão Diametral (RCD). Bloco diagrama em rosa indicando a orientação espacial da matriz maciça (RMM) e, em azul, a matriz foliada (RMF). (E = leste; W=oeste. As setas indicam as direções dos carregamentos).



Fonte: Autor.

Na Tabela 4.9 são apresentados os resultados dos ensaios de resistência à compressão diametral de RMM e RMF, indicando os valores médios, mínimos e máximos para cada orientação de carregamento. Os valores de resistência também foram hierarquizados de modo crescente para exposição em gráfico. São apresentados os resultados obtidos em CPs ensaiados (Figura 4.26 e 4.27). Assim, foi possível visualizar de forma comparativa, os valores de resistência à tração para as duas direções de carregamento para cada direção de extração de CPs ($\gamma = X, Y$ ou Z).

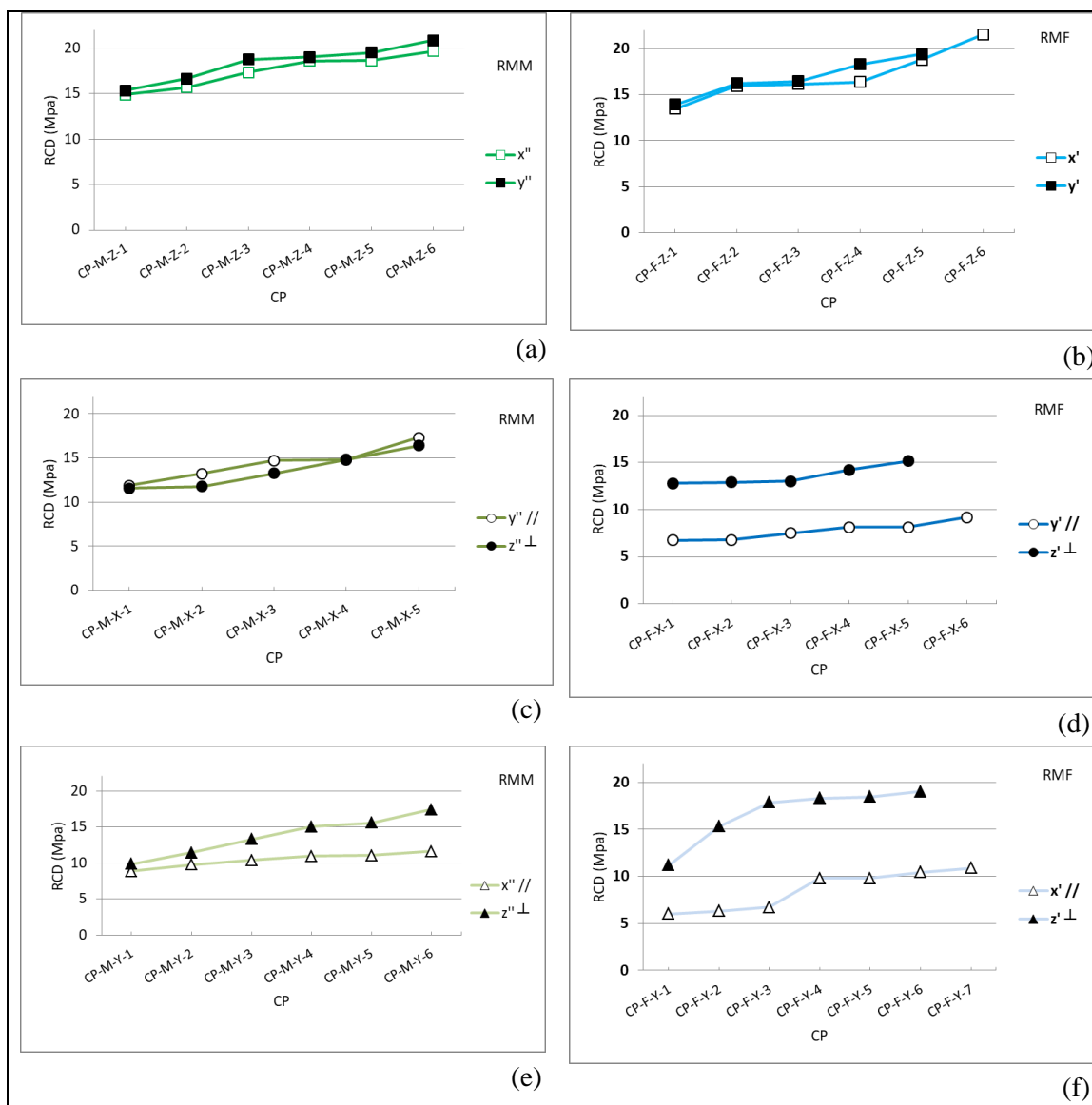
Tabela 4.9. Resumos dos resultados dos ensaios de RCD.

Litotipo	Orientação do grupo de CPs (CP-e- γ)	Direção do carregamento (α, β)	Plano de ruptura	Resistência à tração (MPa)				N	
				Min.	Máx.	\bar{x}	CV (%)		
RMM	CP-M-Z	(y'', *S)	(y''z'')	σ_{tx}	15,34	20,85	18,36	11	6
	CP-M-Z	(x'', *D)	(x''z'')	σ_{ty}	14,91	19,67	17,48	11	6
	CP-M-X	(y'', //)	(x''y'')	σ_{tz}	11,87	17,31	14,39	14	5
	CP-M-X	(z'', \perp)	(x''z'')	σ_{ty}	11,58	16,38	13,55	15	5
	CP-M-Y	(x'', //)	(x''y'')	σ_{tz}	8,86	11,63	10,45	10	6
	CP-M-Y	(z'', \perp)	(y''z'')	σ_{tx}	9,86	17,40	13,76	20	6
RMF	CP-F-Z	(y'', *S)	(y'z')	σ_{tx}	13,92	19,39	16,86	12	5
	CP-F-Z	(x'', *D)	(x'z')	σ_{ty}	13,46	21,55	17,05	16	6
	CP-F-X	(y', //)	(x'y')	σ_{tz}	6,75	9,18	7,75	12	6
	CP-F-X	(z', \perp)	(x'z')	σ_{ty}	12,78	15,13	13,61	8	5
	CP-F-Y	(x', //)	(x'y')	σ_{tz}	6,02	10,88	8,57	24	7
	CP-F-Y	(z', \perp)	(y'z')	σ_{tx}	11,19	19,02	16,68	18	6

Mín.= mínimo; Máx.= máximo; \bar{x} = média; CV= Coeficiente de variação; N= quantidade de ensaios. *S = carregamento realizado paralelo a direção da estrutura; *D = carregamento realizado paralelo à direção do mergulho da estrutura; $\sigma_{t(x,y,z)}$ = Resistência a tração orientada.

Fonte: Autor.

Figura 4.26 Resultados hierarquizados dos ensaios de RCD. Em verde, resultados da matriz maciça e azul da matriz foliada. (a) CPs-M-Z (b) CPs-F-Z, (c) CPs-M-X, (d) CPs-F-X, (e) CPs-M-Y, (f) CPs-F-Y.



Fonte: Autor.

Para o caso da RMM, os resultados dos CPs-M-Z mostraram que para ambas as direções de carregamento ortogonais entre si, (x'' , *D) e (y'' , *S), os valores médios de resistência à tração nas direções y e x (σ_{ly} e σ_{lx} respectivamente) são próximos a 18 MPa com CVs de 11%, indicando uma isotropia de resistência no plano ($x''y''$). Existe uma discrepância de apenas 5% entre os dois resultados. Esses valores médios corresponderam aos maiores valores de RCD obtidos em todos os ensaios realizados. Os dois resultados não são afetados pela junta ou mesmo foliação incipiente já que os discos dos corpos de prova têm faces em planos ($x''y''$), isto é, planos paralelos à estrutura de referência.

Os corpos de prova CPs-M-X também mostraram comportamento de independência de condição de carregamento ($//$ ou \perp à junta), mas com os valores médios menores comparados aos registrados nos CPs-M-Z, em torno de 13 a 14 MPa. Isto sugere que a dimensão y das microfissuras pré-existent no plano ($x''y''$) é aproximadamente igual à dimensão z das microfissuras dos planos ($x''z''$).

Os valores de σ_{tx} obtidos de corpos de prova de eixo z'' carregados em y'' (18,36 MPa) e de corpos de prova de eixo y'' carregados em z'' (13,76 MPa) diferem porque o comprimento y'' das microfissuras no plano ($y''z''$) é menor que o comprimento z'' das mesmas microfissuras. Analogamente, os valores de σ_{ty} obtidos de corpos de prova de eixo z'' carregados em x'' (17,48 MPa) e de corpos de prova de eixo x carregados em z'' (13,55 MPa) diferem porque o comprimento x'' das microfissuras no plano ($x''z''$) é menor que o comprimento z'' das mesmas microfissuras.

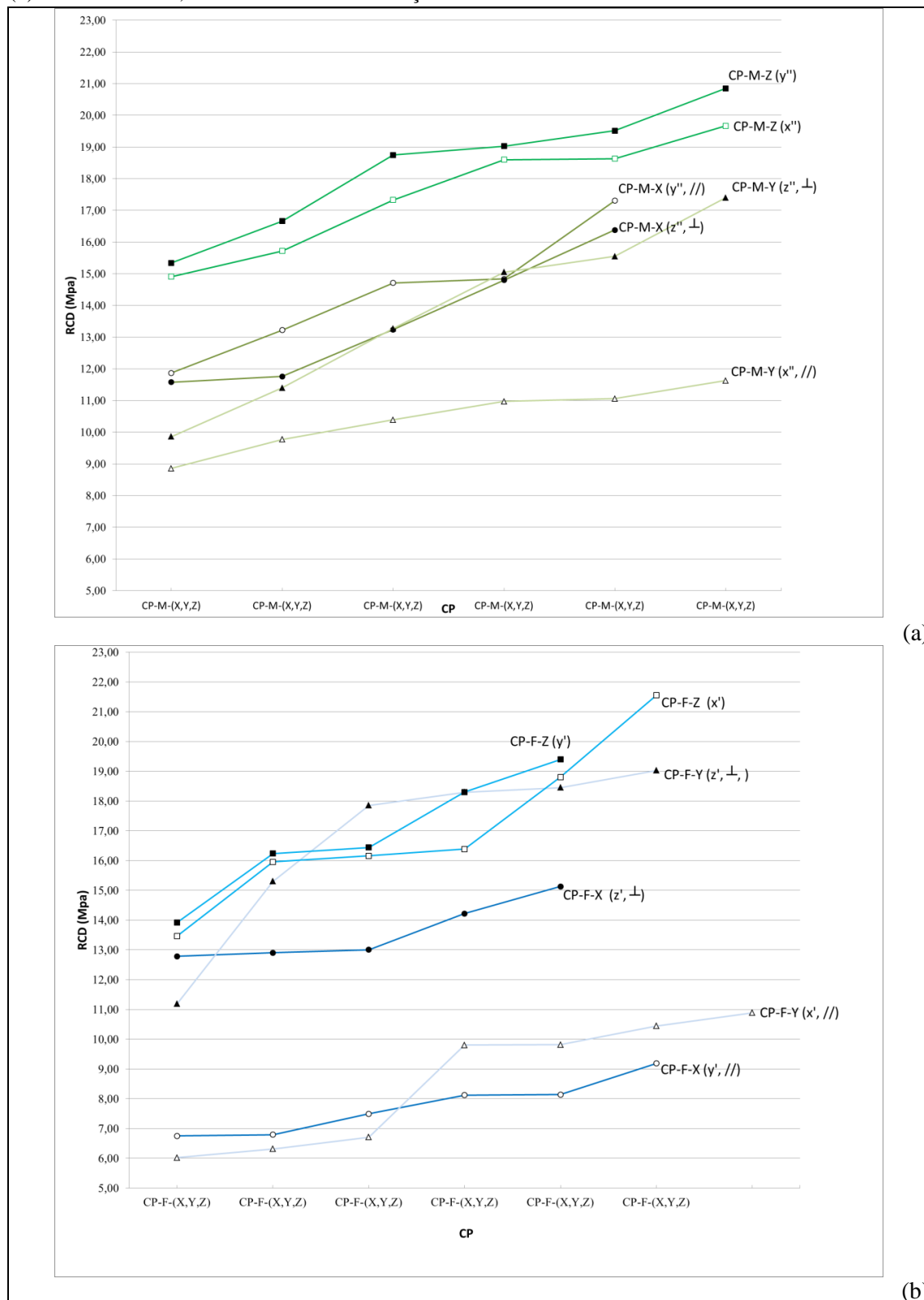
O valor de σ_{tz} obtido de corpos de prova de eixo y'' carregados em x'' é o menor de todos, pois o comprimento x'' das microfissuras no plano ($x''y''$) é o maior de todas e, possivelmente, estão associadas à foliação incipiente.

Os CPs-F-Z do litotipo RMF, nas duas direções de carregamento, apresentaram comportamentos similares tanto no âmbito da dispersão como de valores médios, indicando isotropia de resistência à tração no plano ($x'y'$). Os CPs-F-X e CPs-F-Y mostraram nítida diferença de comportamento quando carregados paralela ou perpendicularmente à foliação.

Os valores de σ_{tx} obtidos dos ensaios em CP de eixo z' carregado em y' (16,86 MPa) e em CP de eixo y' carregado em z' (16,68 MPa) são muito próximos. Os valores de σ_{ty} obtidos dos ensaios em CP de eixo z' carregado em x (17,05 MPa) e em CP de eixo x carregado em z' (13,61 MPa) são discrepantes porque o comprimento x' das microfissuras orientadas no plano ($x'z'$) é menor que o comprimento ao longo do eixo z . A influência da foliação definida no plano ($x'y'$) é marcante e os valores de σ_{tx} em corpos de prova com eixos x ou y são os menores de todos.

Comparando os dois litotipos, de forma geral, CPs extraídos de RMM apresentaram valores mais elevados de resistência à tração do que os CPs da RMF, confirmando a influência da foliação principal (Figura 4.27).

Figura 4.27 - Comparação de valores de resistência, entre todas as direções de carregamento. (a) RMM e (b) RMF. Em verde, resultados da matriz maciça e azul da matriz foliada.



Fonte: Autor.

Para analisar as anisotropias dos dois tipos rochosos, RMM e RMF, as Tabelas 4.10 e 4.11 apresentam as médias dos resultados de resistências à tração nas três direções. Para cada direção há dois resultados, dependendo da orientação dos corpos de prova. Para corpos de prova orientados ao longo do eixo z' , os resultados mostram isotropia para as duas matrizes, isto é, valores muito próximos de σ_{tx} e σ_{ty} . Por outro lado, chama a atenção que podem existir valores diferentes para a mesma grandeza dependendo da orientação do corpo de prova (por exemplo, RMM σ_{ty} é 13,55 MPa para corpos de prova orientados ao longo do x , e 17,48 MPa para corpos de prova orientados ao longo de z'). A razão para a diferença foi explicada acima, com base nas dimensões das microfissuras orientadas paralelas aos planos ($x'y'$), ($x'z'$) e ($y'z'$), conforme indicado nas Figuras 4.28 e 4.29.

Como proposto em bibliografia (Saroglou *et al.* 2004), também podemos calcular o grau de anisotropia a partir da razão dos valores médios de RCD (\perp) e RCD ($//$) ou considerar a razão entre o valor máximo e o valor mínimo de RCD (Singh *et al.* 1989) que, de forma geral, são encontrados perpendicularmente e subparalelos a paralelos às estruturas, respectivamente (Saroglou *et al.* 2004, Tavallali & Vervoort 2010, Dinh & Konietzkyb 2014). Tomando os valores extremos, as razões de anisotropia são (1,8; 1,3; 1,1) e (2,0; 2,2; 1,0) para RMM e RMF, respectivamente. Nessa perspectiva, é possível visualizar que as razões calculadas a partir dos CPs-Z para ambos litotipos se aproximam de 1,0, confirmando o comportamento próximo de isotrópico quando carregados nas direções x' e y' . O papel da foliação desenvolvida fica patente no caso da RMF.

Tabela 4.10. Resistência à tração (MPa) da RMM nas três direções em função da orientação dos corpos de prova.

	CP-M-X	CP-M-Y	CP-M-Z
σ_{tx}	---	13,76	18,36
σ_{ty}	13,55	---	17,48
σ_{tz}	14,39	10,45	---

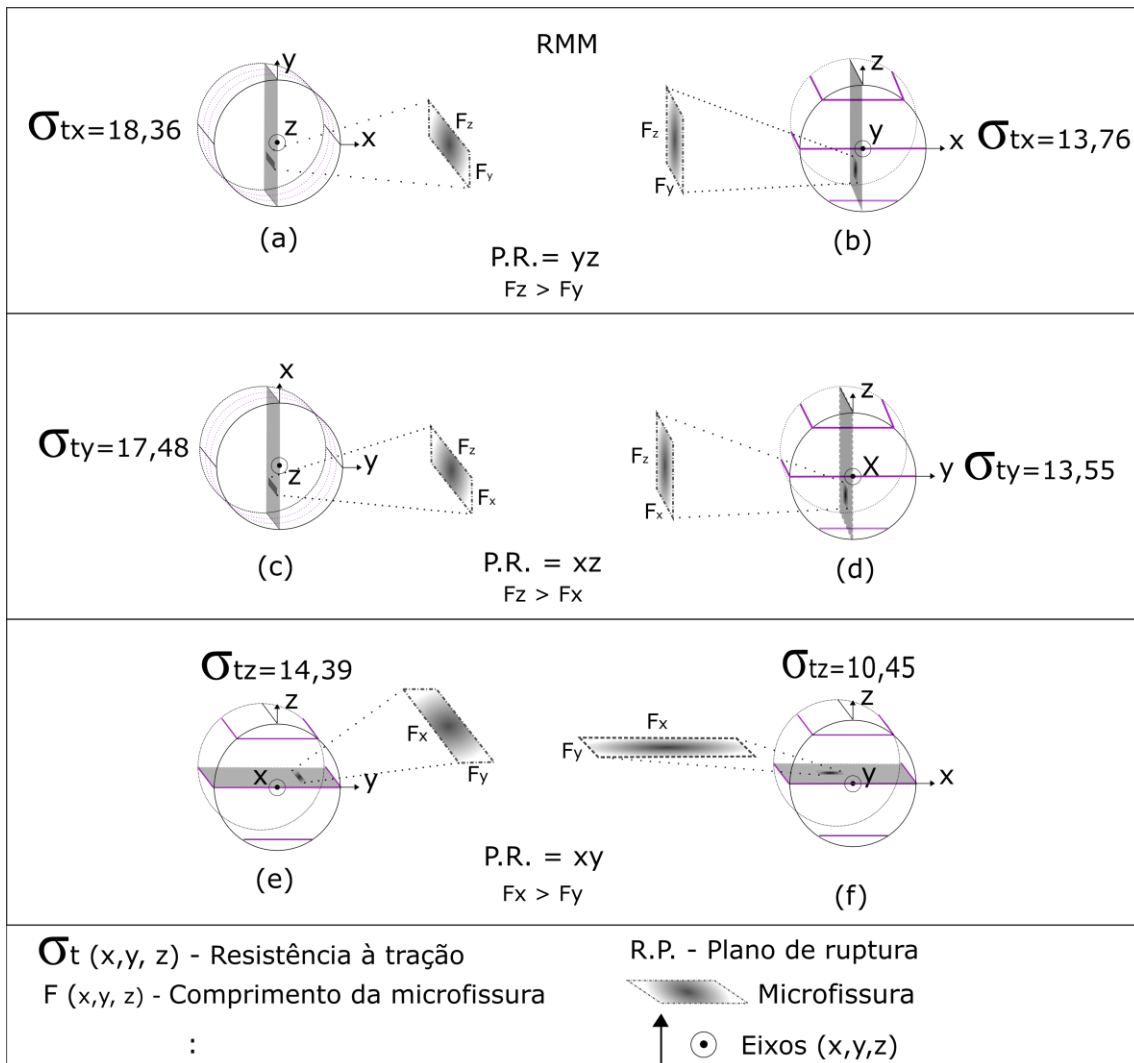
Fonte: Autor.

Tabela 4.11. Resistência à tração (MPa) da RMF nas três direções em função da orientação dos corpos de prova.

	CP-F-X	CP-F-Y	CP-F-Z
σ_{tx}	---	16,68	16,86
σ_{ty}	13,61	---	17,05
σ_{tz}	7,75	8,57	---

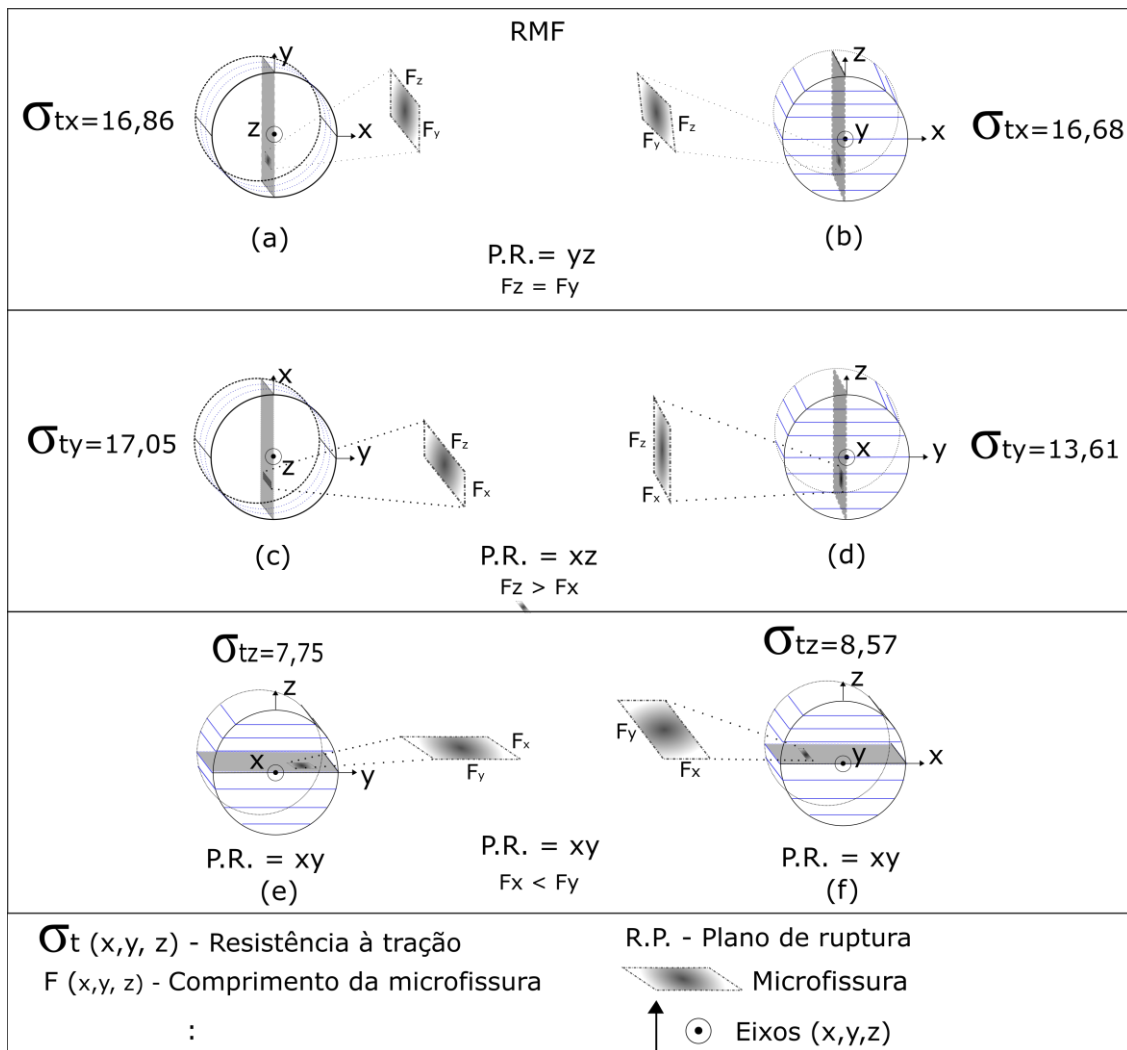
Fonte: Autor.

Figura 4.28 - Dimensões das microfissuras em cada orientação de corpo de prova de RMM. (a) CP-M-Z (y", *S), (b) CP-M-Y (z", \perp); (c) CP-M-Z (x", *D), (d) CP-M-X (z", \perp); (e) CP-M-X (y", //), (f) CP-M-Y(x", //).



Fonte: Autor.

Figura 4.29 - Dimensões das microfissuras em cada orientação de corpo de prova de RMF. (a) CP-M-Z (y' , *S), (b) CP-M-Y (z' , \perp); (c) CP-M-Z (x' , *D), (d) CP-M-X (z' , \perp); (e) CP-M-X (y' , //), (f) CP-M-Y (x' , //).



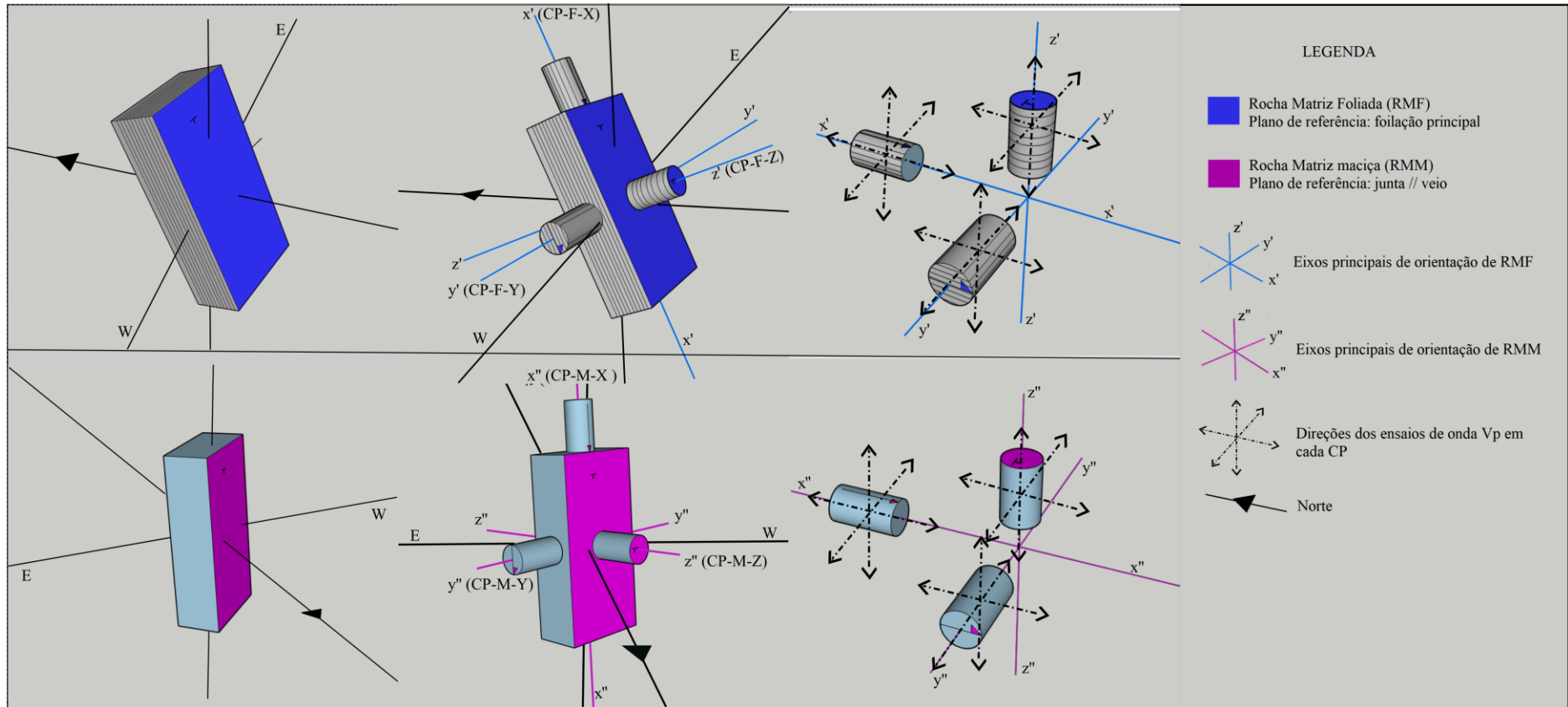
Fonte: Autor.

4.2.2 Ensaio de velocidade V_p em CPs cilíndricos

Os resultados dos ensaios de propagação de ondas primárias serão aqui apresentados, de forma a expor essencialmente os valores médios das velocidades de propagação para os dois materiais (Tabela 4.12), comparar os valores obtidos em cada um dos eixos (Figura 4.30) para um mesmo material e, por fim, realizar as comparações de comportamento entre os dois litotipos. Como foram executadas três medidas para cada CP, duas medidas na orientação diametral (não convencionais) e uma longitudinal (convencional), também será analisada a eficiência das medidas realizadas. Além dessas análises em torno das médias de V_p , foram executados testes estatísticos (FISHER 1970) com objetivo de identificar grupos de valores que possam ser considerados

significativamente semelhantes e assim fundamentar ainda mais a comparação das velocidades propagação ultrassônicas ao longo dos eixos principais (x, y, z).

Figura 4.30 - Orientações dos CPs e direção de propagação das ondas ultrassônicas em cada CP orientado. Bloco diagrama em rosa indicando a orientação espacial da matriz maciça (RMM) e, em azul, a matriz foliada (RMF). (E = leste; W=oeste. As setas indicam as direções de propagação).



Fonte: Autor.

Tabela 4.12. Resumo dos resultados de velocidades V_p .

Litotipo	CP orientado	eixo de propagação	V_p Mín. (m/s)	V_p Max. (m/s)	Amp. (m/s)	\bar{X} (m/s)	S (m/s)	CV (%)
RMM	CP-M-Z	(x'', //)	5915	5969	54	5935	27	0,5
		(y'', //)	5606	5626	20	5614	8	0,2
		(z'', \perp)	5721	5857	137	5803	69	1,2
	CP-M-X	(x'', //)	5662	5824	162	5763	68	1,2
		(y'', //)	5622	5915	293	5697	123	2,2
		(z'', \perp)	5566	5915	349	5820	146	2,5
	CP-M-Y	(x'', //)	5299	5960	661	5620	318	5,7
		(y'', //)	5172	5517	345	5332	132	2,5
		(z'', \perp)	5566	5915	349	5711	186	3,3
RMF	CP-F-Z	(x', //)	5576	5924	348	5853	137	2,3
		(y', //)	5872	6075	203	5922	77	1,3
		(z', \perp)	5269	5524	255	5392	108	2,0
		(x', //)	5867	6233	366	6016	131	2,2
	CP-F-X	(y', //)	5606	6249	643	5990	237	4,0
		(z', \perp)	5078	5904	826	5310	313	5,9
		(x', //)	5904	6236	332	6072	172	2,8
	CP-F-Y	(y', //)	5548	5969	421	5879	165	2,8
		(z', \perp)	5105	5612	507	5299	178	3,4

Mín.= mínimo; **Máx.**= máximo; **Amp.**= amplitude; \bar{X} = média; **S**= Desvio Padrão; **CV**= Coeficiente de variação. Em amarelo as medidas convencionais.

Fonte: Autor.

De posse das três orientações de extração de CPs (x, y, z) foi possível analisar, com detalhe, a representatividade dos valores médios de velocidade propagação (V_p) para os eixos principais x, y e z de cada litotipo.

Para o caso de RMM, valor médio mais elevado de V_p foi apresentado no eixo x'' (medida nos CPs-M-Z) e o menor no eixo y'' (medida nos CPs-M-Y). Para cada direção de extração de CP, comparando os valores médios de V_p em cada eixo, foi possível diagnosticar as seguintes condições:

- CPs-M-Z: V_p no eixo x''(//) \geq z'' (\perp) $>$ y'' (//), sendo a medida convencional realizada em z'' (\perp) e as diametrais (não convencionais) nos eixos x''(//) e y'' (//);
- CPs-M-X: V_p no eixo z'' (\perp) \geq x''(//) \geq y'' (//), sendo a medida convencional realizada em x'' (//) e as diametrais (não convencionais) nos eixos y''(//) e z'' (\perp);
- CPs-M-Y: V_p no eixo z'' (\perp) \geq x''(//) $>$ y'' (//), sendo a medida convencional realizada em y'' (//) e as diametrais (não convencionais) nos eixos x''(//) e z'' (\perp);

A partir dessa hierarquização de resultados, foi possível observar que para as três orientações de CPs, a menor velocidade de propagação ocorreu no eixo y' . No entanto, já as velocidades maiores ocorrem no eixo z' com grande semelhança com os resultados do eixo x' . Esse fato indica difícil associação dessas relações com a estrutura de referência da RMM, no caso a junta de tração associada ao veio, que parece ser pouco desenvolvida.

Fazendo a mesma análise para o caso das RMF, temos os seguintes resultados:

- Em CPs-F-Z, V_p no eixo $y' (//) \geq x' (//) > z' (\perp)$, sendo a medida convencional realizada em $z' (\perp)$ e as diametrais (não convencionais) nos eixos $x' (//)$ e $y' (//)$;
- Em CPs-F-X, V_p no eixo $x' (//) \geq y' (//) > z' (\perp)$, sendo a medida convencional realizada em $x' (//)$ e as diametrais (não convencionais) nos eixos $y' (//)$ e $z' (\perp)$;
- Em CPs-F-Y, V_p no eixo $x' (//) \geq y' (//) > z' (\perp)$, sendo a medida convencional realizada em $y' (//)$ e as diametrais (não convencionais) nos eixos $x' (//)$ e $z' (\perp)$.

Para cada orientação de CPs, normalizando os resultados de V_p y' e z' a partir dos valores de V_p x' é possível verificar que a direção de extração dos CPs teve pouca influência no resultado e sugere que as velocidades de propagação nos eixos $x' (//)$ e $y' (//)$ têm alto grau de similaridade (Tabela 4.13). Os resultados sugerem isotropia no plano (x, y) e anisotropia na direção z' .

Tabela 4.13. Normalização dos resultados do eixo x' do litotipo RMF.

CP orientado	$(x' - y')/x'$	$(x' - z')/x'$
CPs-F-Z	-1%	9 %
CPs-F-X	0,4%	12%
CPs-F-Y	3 %	13%

Fonte: Autor.

Para comparar estatisticamente os valores médios de propagação entre os três eixos também são apresentados os resultados obtidos a partir do método estatístico de Fisher (1970). Esse método estima um valor limiar máximo (*LSD*) que pode ser atingido para que duas médias de dois grupos de valores sejam consideradas significativamente semelhantes. Neste contexto, o teste foi aplicado para comparar o nível de semelhança entre as médias de valores de V_p propagadas nos três eixos. Foram considerados apenas os valores médios obtidos a partir das medidas convencionais (comprimentos dos CPs; Figura 4.30) que correspondem ao $z' (\perp)$ de CPs-Z, $x' (//)$ de CPs-X e $y' (//)$ de CPs-Y. As tabelas 4.14. e 4.15 mostram os resultados do teste e os gráficos 4.31 e 4.32 mostram os

intervalos de confiança. Nesses gráficos, a interceptação do intervalo em zero indica que os dois grupos não têm diferenças significativas, corroborando o fato de que quanto menor a diferença entre dois valores maior a semelhança.

Tabela 4.14. Resultados do Teste de Fisher para RMM.

Intervalo de confiança familiar.= 87,92%; Intervalo de confiança individual.=95%; Alpha= 5%					
Comparação dos eixos de propagação	Diferença entre os eixos	LSD	LCon	UCon	Diferença significativa?
$Vp y''$ (m/s) com $Vp x''$ (m/s)	-431	131	-562	-301	sim
$Vp y''$ (m/s) com $Vp z''$ (m/s)	-471	131	-602	-341	sim
$Vp x''$ (m/s) com $Vp z''$ (m/s)	-40	131	-171	90	não

LSD=limite de diferença significativa ; LCon=limite inferior de confiança; UCon=limite superior de confiança

Fonte: Autor.

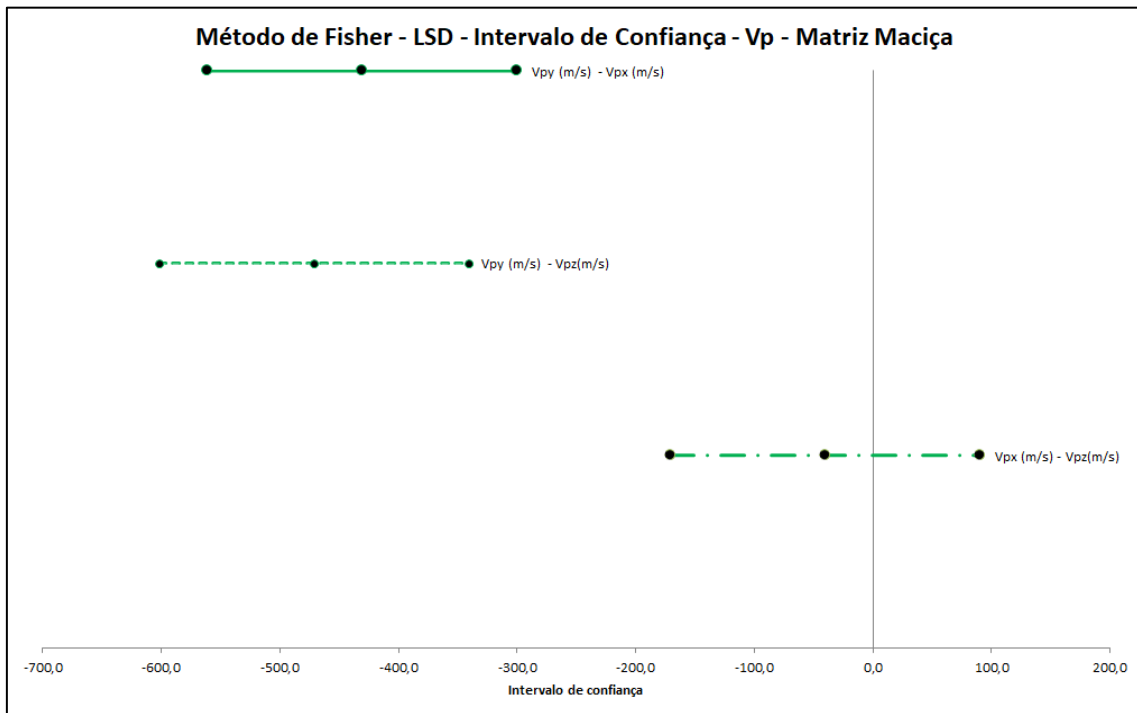
Tabela 4.15. Resultados do Teste de Fisher para RMF.

Intervalo de confiança familiar.= 88,3%; Intervalo de confiança individual.=95%; Alpha= 5%					
Comparação dos eixos de propagação	Diferença entre os eixos	LSD	LCon	UCon	Diferença significativa?
$Vp y''$ (m/s) com $Vp x''$ (m/s)	-137	168	-305	31	não
$Vp y''$ (m/s) com $Vp z''$ (m/s)	487	168	319	655	sim
$Vp x''$ (m/s) com $Vp z''$ (m/s)	624	168	456	792	sim

LSD=limite de diferença significativa limite de significância; LCon=limite inferior de confiança; UCon=limite superior de confiança

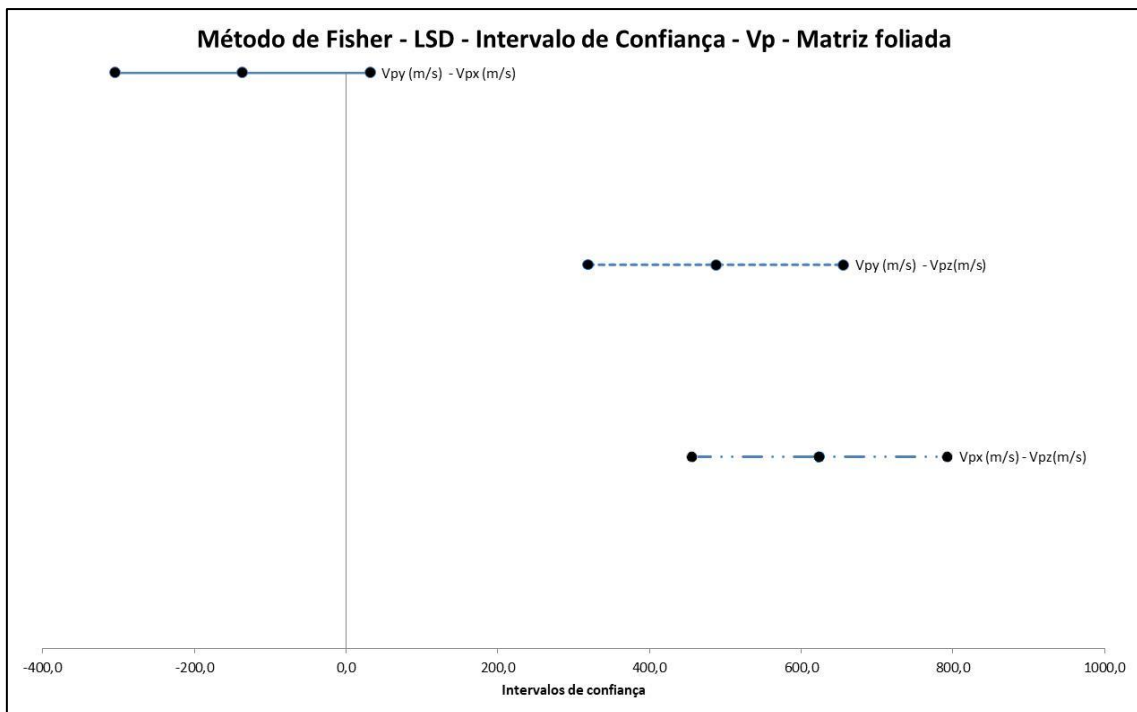
Fonte: Autor.

Figura 4.31 - Representação gráfica do teste de Fisher com a indicação dos intervalos de confiança. Litotipo RMM.



Fonte: Autor.

Figura 4.32 - Representação gráfica do teste de Fisher com indicação dos intervalos de confiança. Litotipo RMF.



Fonte: Autor.

Nesse mesmo âmbito, para o caso do litotipo RMM, o teste sugere que os resultados do eixo y'' ($//$) diferem significativamente dos eixos x'' ($//$) e z'' (\perp), sendo

que esses apresentam alta similaridade entre si. Também é confirmado que para o litotipo RMF, as velocidades nos eixos $x'(/)$ e $y'(/)$ não apresentam significativa diferença e ambas diferem das velocidades do eixo z' (\perp). Esse teste, que foi realizado apenas a partir das medidas convencionais, apresenta relações semelhantes às inferidas a partir da análise de todos os resultados. Essas condições diagnosticadas a partir da propagação das ondas ultrassônicas, confirmam o tipo de comportamento anisotrópico dos dois litotipos, além de sugerir satisfatória representatividade das medidas não convencionais.

Para entender a diferença de comportamento com relação ao grau de anisotropia dos dois litotipos, foram calculados os índices VA (%) sugerido por Tsidzi (1997) e IVp sugerido por H. Saroglou & G. Tsiambaos (2007). O primeiro índice é calculado a partir da seguinte expressão:

$$VA (\%) = (Vp \text{ máx.} - Vp \text{ min.}) / Vp \text{ médio}$$

Neste contexto, foi possível realizar dois cálculos:

- Para cada CP, considerando as velocidades nos três eixos;
- Com base nas medidas nos três eixos, x, y e z apenas para as medidas convencionais.

O segundo índice (IVp) consiste no cálculo da razão entre as velocidades obtidas na direção paralela e perpendicular à estrutura. Sendo assim, também foi possível calcular para cada CP seus respectivos índices $IVp (x/z)$ e $IVp (y/z)$. Esses índices também foram calculados a partir apenas das medidas convencionais nos eixos x, y e z. A Tabela 4.16 apresenta os valores dos dois índices:

Tabela 4.16. Valores dos índices de grau de anisotropia, VA(%) e IVp , para os dois litotipos.

Litotipo	CP orientado	VA (%)	VA (%)*	$IVp (x/z)$	$IVp (y/z)$	$IVp (z/x)$ *	$IVp (z/y)$ *
RMM	Z	5		1,02	0,97		
	X	6	8	0,98	0,96	0,99	0,92
	Y	8		0,98	0,93		
RMF	Z	9		1,09	1,10		
	X	14	11	1,14	1,13	1,12	1,09
	Y	14		1,15	1,15		

* Índices calculados a partir das medidas convencionais.

Fonte: Autor.

Para o caso da RMM, observa-se que os três grupos de CPs-M-Z, CPs-M-X e CPs-M-Y apresentaram valores médios baixos de VA (%) e com pequenas diferenças, sendo os CPs-M-Y com o maior valor do índice. Quando calculado a partir das medidas convencionais esse índice assume o valor de 8%, que é idêntico ao VA (%) dos CPs-M-Y. Os índices $I V_p (x/z)$ e $I V_p (y/z)$ independente da direção do corpo de prova também assumiram poucas diferenças, com valores próximos a 1,0, com exceção do $I V_p (y/x)$ calculado a partir das velocidades extraídas do CPs-M-Y que se aproximaram de 0,90. A rocha foliada, RMF, apresentou o maior grau de anisotropia quando analisadas os índices de CPs-F-X e CPs-F-Y. O valor de VA (%) para ambos foi de 14% se diferenciando de CPs-F-Z por um acréscimo de 5 %. Já o VA(%) calculado através das medidas convencionais mostrou-se um valor intermediário (11%). Com relação aos índices $IV_p (x/z)$ e $IV_p (y/z)$, para os CPs-F-X e CPs-F-Y não houve diferença significativa que indicasse influência da direção adotada para o cálculo (x/z ou y/z). Já os CPs-F-Z apresentaram uma diferença de aproximadamente 0,5 a menos do que os dois grupos citados.

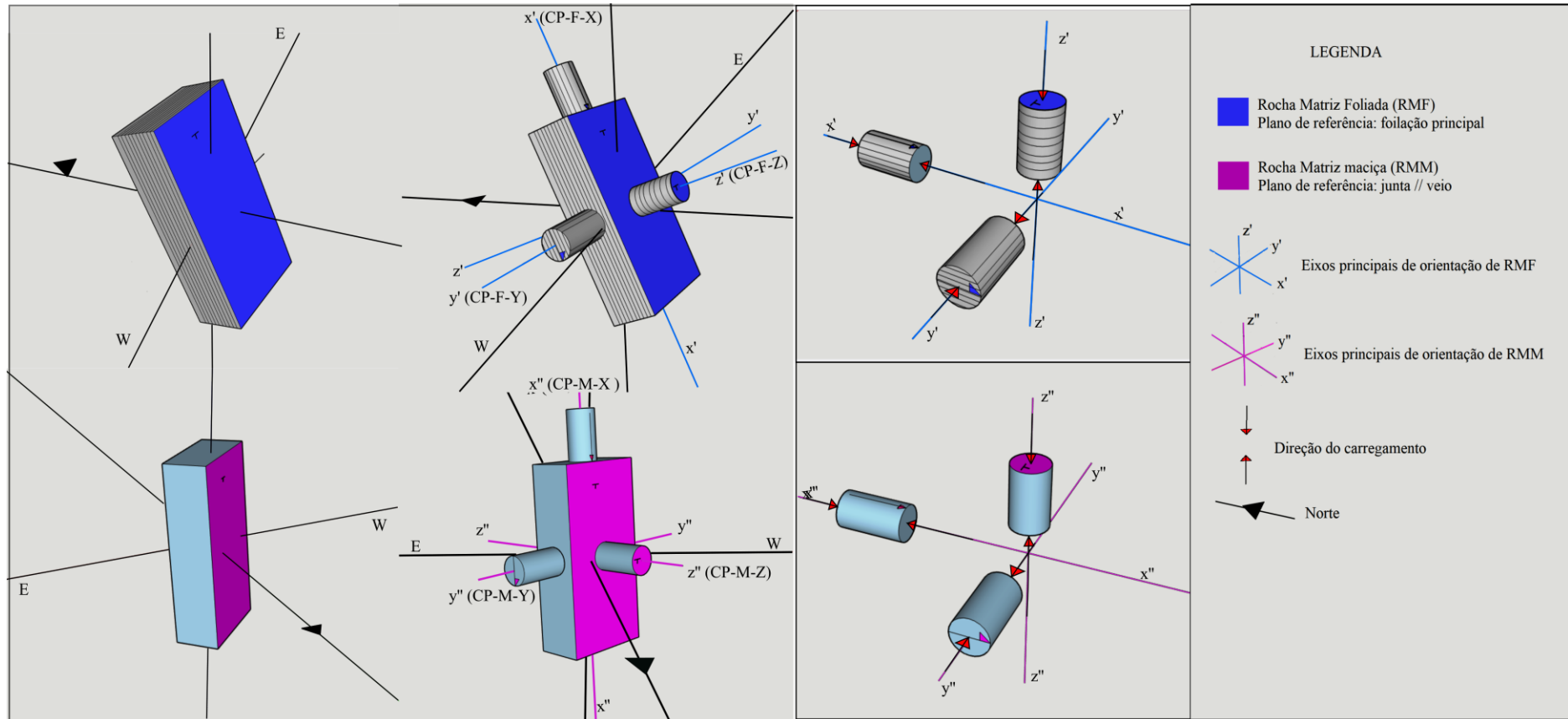
Com base nesses dois índices e suas classificações propostas para essas faixas de valores de grau de anisotropia, a rocha RMM pode ser classificada como fracamente anisotrópica a moderadamente anisotrópica e RMF como uma rocha de comportamento anisotrópico moderado.

4.2.3 Ensaios de compressão uniaxial (RCU)

Nesse item são apresentados e discutidos os resultados de ensaios de resistência à compressão uniaxial (RCU), essencialmente, no sentido de comparar os resultados obtidos nos três eixos de cada litotipo e entender as diferenças entre RMM e RMF no âmbito da RCU e grau de anisotropia. Conforme já dito, os ensaios de RCU foram realizados em três direções, sendo um carregamento perpendicular (z, \perp) e dois paralelos às estruturas e ortogonais entre si ((x, //) e (y, //)). Portanto, para os ensaios de RCU, o eixo de extração dos CPs corresponde necessariamente ao eixo de carregamento e, desta forma, temos os seguintes de conjuntos de CPs (Figura 4.33):

- Rocha Matriz Maciça: CP-M-Z (\perp), CP-M-X (//) e CP-M-Y (//);
- Rocha Matriz Foliada: CP-F-Z (\perp), CP-F-X (//) e CP-F-Y (//).

Figura 4.33 - Orientações dos CPs extraídos e as respectivas direções de carregamento nos ensaios de RCU. Bloco diagrama em rosa indicando a orientação espacial da matriz maciça (RMM) e, em azul, a matriz foliada (RMF). As setas vermelhas indicam a orientação do carregamento.



Fonte: Autor.

Como pode ser observado na Tabela 4.17, os ensaios realizados nas direções $z''(\perp)$ e $x''(//)$ no litotipo RMM apresentaram o mesmo valor médio de RCU. Essa média foi o maior valor de RCU (163 MPa) do presente estudo. No entanto, esses dois conjuntos de ensaios, $z''(\perp)$ e $x''(//)$, foram marcados por altas amplitudes (77 a 62 MPa) e coeficientes de variação entre 17 e 18%. O valor médio na direção $y''(//)$ teve um decréscimo de aproximadamente 15%, com relação ao valor médio de $z''(\perp)$ e $x''(//)$ e apresentou uma menor dispersão de resultados (CV 8%).

O litotipo RMF apresentou uma nítida associação dos maiores valores de RCU com as menores dispersões. Os maiores valores de RCU foram apresentados a partir do carregamento realizados na direção $z'(\perp)$, cujo valor médio foi de 144 MPa e com um coeficiente de variação de 5%. Quando os CPs orientados foram carregados nas direções $x'(//)$ e $y'(//)$, as RCUs assumiram valores aproximadamente 30% menores do que dos ensaios realizados na direção $z'(\perp)$. Os dois conjuntos de CPs ($x'(//)$ e $y'(//)$), registraram as médias de 102 e 103 MPa que assumiram os menores valores de RCU deste estudo. As dispersões, para ambas as direções, também foram as maiores (CV entre 22 a 25%), registrando amplitudes de até 60 MPa. Fato interessante, que pode ser visualizado na Figura 4.34, é a semelhança na distribuição dos valores de RCU entre os dois grupos de amostragem ($x'(//)$ e $y'(//)$). Esse fato sugere, que possivelmente, para as duas direções de carregamentos paralelas à foliação, existem mecanismos estruturais, microestruturais ou mesmo de heterogeneidade do material que atuam de maneira semelhante em ambas as direções e condicionam a alta variabilidade de resultados. Os valores mínimos de RCU talvez também signifique que houve um desvio da foliação, pois foram notadas superfícies de ruptura paralelas ou com variação de até 18° com relação à direção do carregamento.

Tabela 4.17. Resumos dos resultados dos ensaios de RCU.

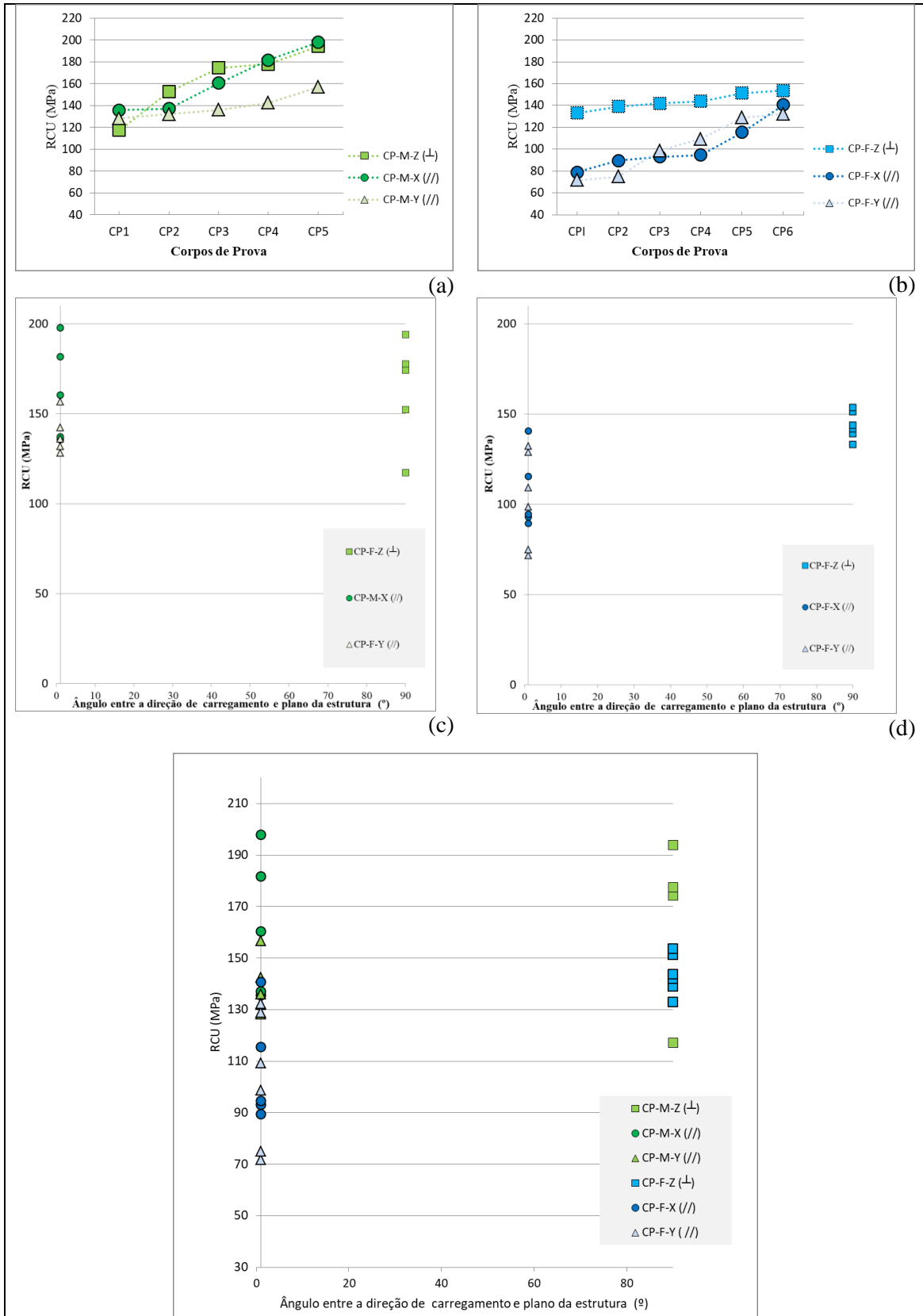
Litotipo	Orientação de extração	Eixo de carregamento	<i>Mín.</i> (MPa)	<i>Máx.</i> (MPa)	<i>Amp.</i>	\bar{x} (MPa)	<i>S</i> (MPa)	<i>CV</i> (%)	<i>n</i>
RMM	CP-M-Z	(z'', \perp)	117	194	77	163	30	18	5
	CP-M-X	$(x'', //)$	136	198	62	163	27	17	5
	CP-M-Y	$(y'', //)$	128	157	28	139	11	8	5
RMF	CP-F-Z	(z', \perp)	133	154	21	144	8	5	6
	CP-F-X	$(x', //)$	79	141	62	102	22	22	5
	CP-F-Y	$(y', //)$	72	132	60	103	26	25	6

Mín.= mínimo; *Máx.*= máximo; *Amp.*= amplitude; \bar{x} = média; *S*= Desvio Padrão; *CV*= Coeficiente de variação; *n*= número de ensaios.

Fonte: Autor.

Comparando os dois materiais, percebe-se que o litotipo RMM tem uma anomalia estrutural ou composicional na direção $y''(//)$ (Figura 4.33 a) que reflete na diminuição de RCU. Não é clara a associação desta anomalia com um plano de fraqueza, mas existe a possibilidade da influencia de uma foliação incipiente ou mesmo da junta de tração (veio). No caso do RMF, a RCU tem uma variação nítida condicionada pelos planos de fraqueza representados pela foliação principal (Figura 4.33 b, d). Nesse sentido, importante diagnostico é o reconhecimento da semelhança do menor valor de RCU de RMM ($y'' (//)$) com o maior valor médio de RCU de RMF registrado na direção perpendicular a foliação (z') (Tabela 4.16; Figura 4.33 c, d, e). A partir dessa semelhança, podemos sugerir que quanto mais desenvolvido um plano de foliação em uma rocha, menor a resistência de um material rochoso como um todo, mesmo considerando um carregamento perpendicular ao plano de isotropia (z), no qual se obtém máximo RCU. Isso sugere que o aumento de padrões de microtexturas e planos orientadas tendem a diminuir, integralmente, a resistência de uma rocha anisotrópica independente da direção de carregamento.

Figura 4.34 - Valores de RCU nas três direções de carregamento (x,y,z). Em verde, resultados da matriz maciça e azul da matriz foliada. Resultados de RCU hierarquizados de forma crescente (a) e (b); RCU em função da direção de carregamento com relação a estrutura (c) e (d); Comparação do comportamento entre os dois litotipos (e).



Fonte: Autor.

Ainda para fundamentação da comparação entre RMM e RMF, conforme proposto por Prikryl (2001), a média da resistência a compressão uniaxial pode ser calculada a partir dos valores determinado nos três eixos principais, através da equação abaixo:

$$RCU_{med} = \sqrt[3]{RCU_{max} \times RCU_{int} \times RCU_{min}}$$

Esse valor médio é a característica do material para fins de comparação de resistência entre as rochas de comportamento anisotrópico. Para distinção de grau de anisotropia, Prikryl (2001) e Ramamurthy (1993) propõem a razão:

$$Rc = \frac{RCU_{max}}{RCU_{min}}$$

E Douglass & Voight (1969), o índice Ra conforme equação abaixo:

$$Ra = \frac{RCU_{max} - RCU_{min}}{RCU_{médio}}$$

Enfatiza-se que como Prikryl (2001), neste presente trabalho, a razão Rc e o índice Ra são calculados com o objetivo de avaliar o comportamento de RCU nos três eixos e, principalmente, estimar diferenças de anisotropia entre os dois tipos de materiais rochosos. Sabe-se por critérios de ruptura, que a maioria dos materiais rochosos anisotrópicos tem RCU min para os carregamentos efetuados entre 30° e 45° com relação ao plano de fraqueza. Desta forma, a Tabela 4.18 apresenta os valores que foram determinados a partir da proposta de Prikryl (2001) para ambos litotipos aqui estudados:

Tabela 4.18. Valores médios de RCU (PRIKRYL 2001).

Matriz	x	y	z	RCU_{med}	Rc	Ra
RMM	163	139	163	154	1,17	15%
RMF	102	103	144	115	1,41	40%

Fonte: Autor.

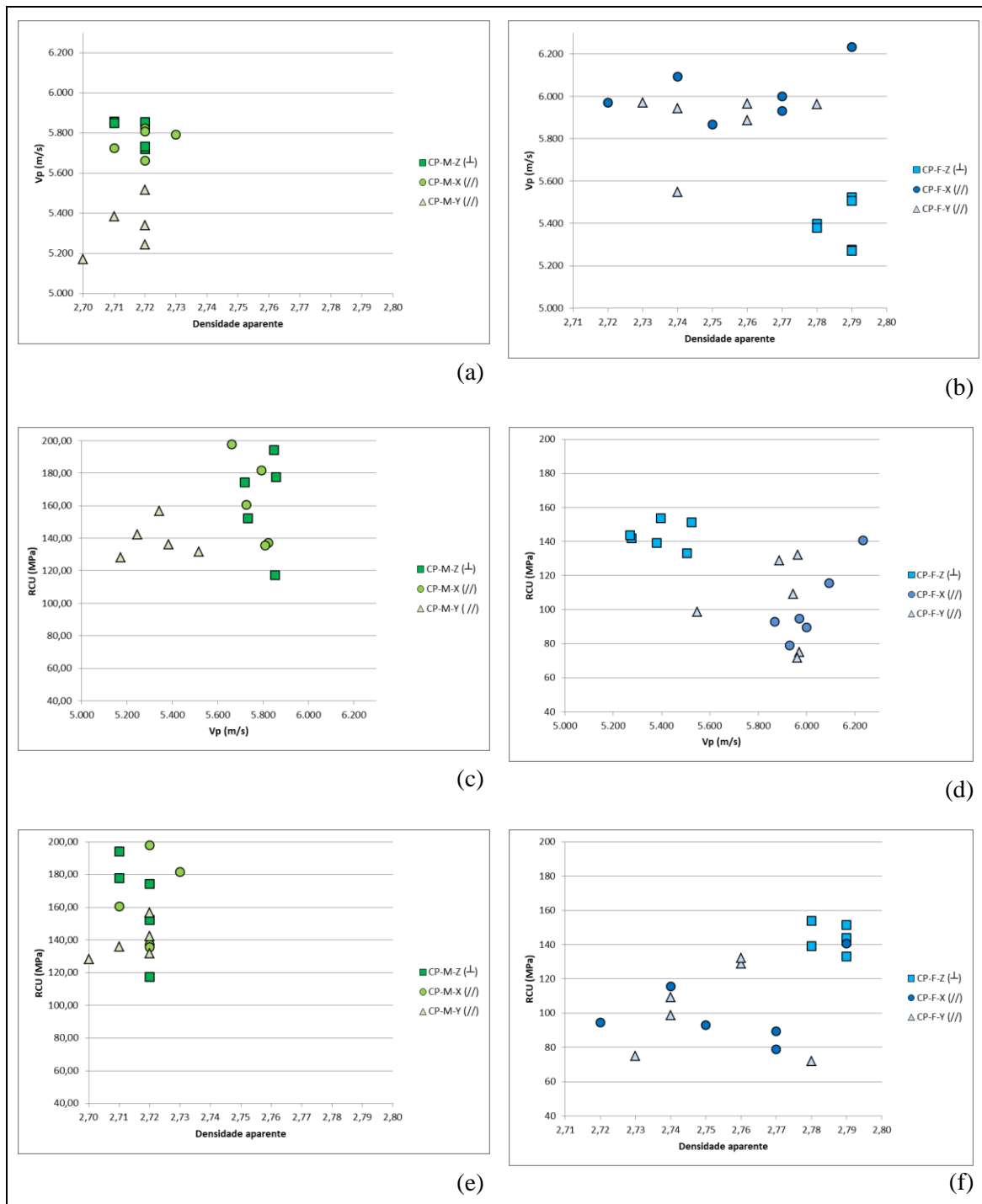
Comparando os dois valores médios propostos por Prikryl (2001) observa-se uma diferença de aproximadamente 25% de RCU entre RMM e RMF, sugerindo a tese de que as condições impostas pela foliação têm um efeito global na resistência dos materiais rochosos. A partir desses índices é possível, nitidamente, verificar a diferença de comportamento entre os dois materiais.

4.2.3.1 Correlação de ensaios índices e resultados de RCU.

Nesse item são apresentadas as correlações dos resultados ensaios de RCU e de velocidade de propagação V_p com os índices de densidade aparente (Figura 4.35).

As velocidades V_p s da rocha RMM não apresentaram uma relação nítida com os valores de densidade aparente, pois a dispersão dos valores de densidade não foi significativa (Figura 4.36 a). Já o litotipo RMF apresentou seus menores valores de V_p associados aos maiores valores de densidade medidos nos CPS $z'(\perp)$ (Figura 4.35 b). Teoricamente, analisando isoladamente a relação V_p versus densidade aparente esperava-se uma condição direta de proporcionalidade, no qual os maiores valores de V_p estariam associados aos maiores valores de densidade. Essa relação não ocorreu e desta forma podemos inferir que as velocidades V_p são bem mais sensíveis às influências das estruturas geológicas do que as provocadas pela variação de densidade (Figura 4.35 c, d). Essa mesma relação é encontrada entre a RCU e densidade aparente dos materiais, nas quais os maiores e menores valores de RCU dependem da condição de carregamento (Figura 4.35 e, f). Portanto, nesses litotipos metassedimentares, a direção de carregamento dos ensaios de compressão uniaxial e propagação das ondas são os principais condicionantes dos resultados.

Figura 4.35 Resultados de ensaios índices vs valores de RCU. Em verde, resultados da matriz maciça e azul da matriz foliada. (a) e (b) Relação Vp em função da densidade; (c) e (d) Relação RCU em função de Vp; (e) e (f) Relação RCU em função da densidade.



Fonte: Autor.

4.2.4 Arcabouço geológico-estrutural e correlação com as propriedades mecânicas

Neste item, os resultados dos estudos geológico-estruturais serão confrontados com as respostas obtidas a partir dos ensaios mecânicos realizados nos dois litotipos. A discussão será ampliada comparando os resultados com diversos estudos realizados em rochas metamórficas, de comportamento anisotrópico, de outros regimes geotectônicos, bem como outros resultados de propriedades mecânicas obtidos para os metassedimentos do Grupo São Roque. Neste contexto, para facilitar a discussão, será seguida a seguinte sequência:

- Discussão da influência dos aspectos geológico-estruturais nas propriedades mecânicas e apresentação de tabelas sínteses com as informações relevantes do contexto geológico-estrutural e valores de parâmetros mecânicos representativos para cada litotipo (Tabela 4.19 e 4.20).
- Relação dos resultados da caracterização geológico-estrutural e mecânicas de RMM e RMF com as características dos metassedimentos do Grupo São Roque que foram atravessados durante a execução do Túnel 3 pertencente ao trecho oeste da Rodovia Mário Covas, no Km 9,5. O emboque do túnel, denominado Itayê, está aproximadamente a 300 m de distância do local da coleta das amostras.
- Apresentação das características geológicas e mecânicas de rochas metamórficas, enfatizando casos de metassedimentos em variados contextos geológicos e comparação com os materiais estudados.

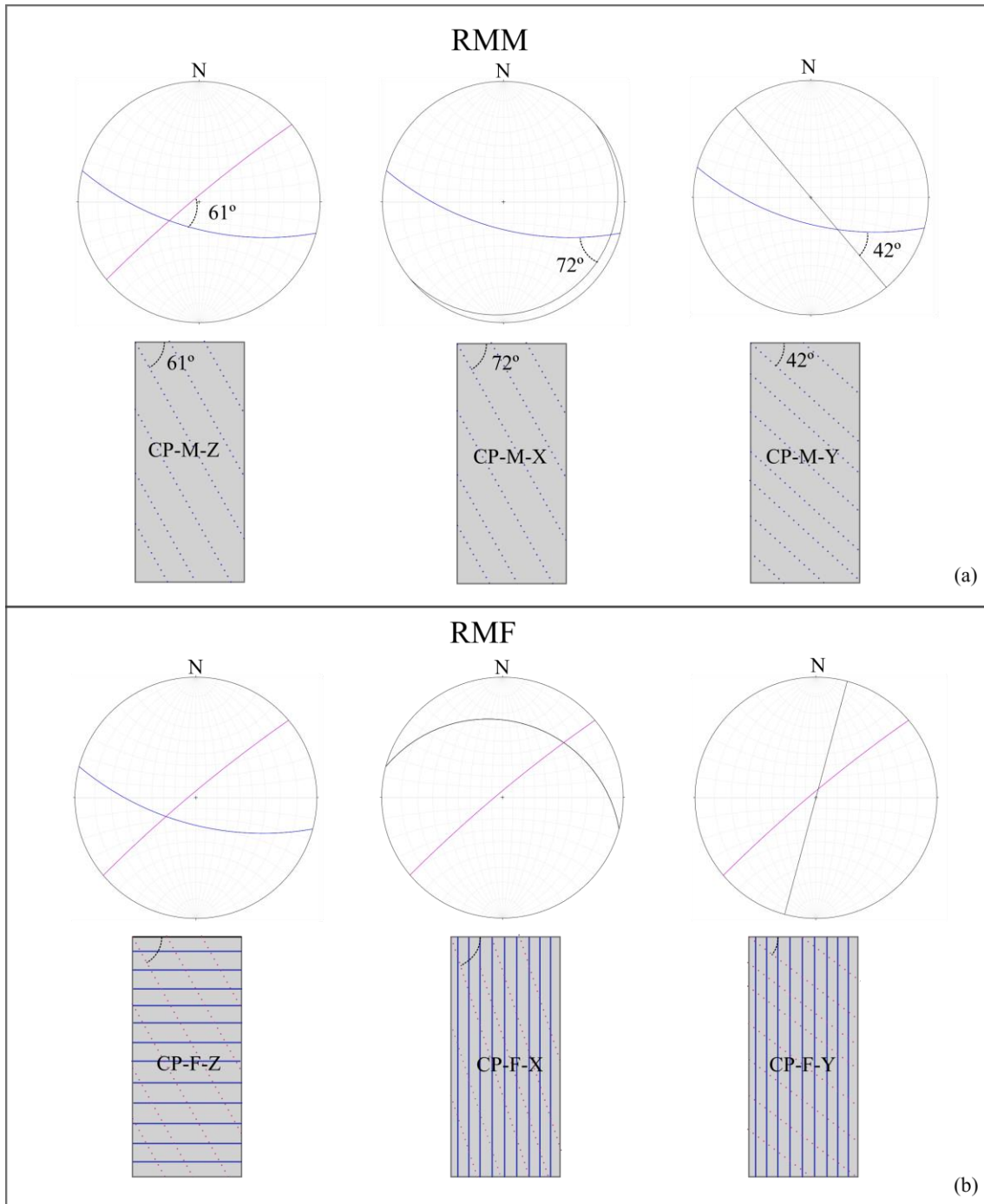
Como já citado, foram diagnosticadas duas principais feições geológico-estruturais, que são de âmbito regional. A foliação principal diagnosticada em campo, compatível com o elipsóide de deformação obtido, exprime uma anisotropia resultante que tende a condicionar as estruturas dúcteis e, que de fato, exerce a maior influência nas propriedades mecânicas das rochas intactas analisadas. Em escala de afloramento, mesmo que a deformação dúctil-rúptil associada a veios de quartzo (juntas de tração) intercepte foliação e promova um deslocamento relativo da mesma (e.g.: *tension gashes*), sob a ótica do estudo da rocha intacta, não foi possível relacionar essa deformação com variações do comportamento mecânico, principalmente, no que diz respeito à resistência à tração.

Os maiores indícios de relação geológico-estrutural, e materialização da influência da foliação estão associados ao conteúdo e foram diagnosticados na escala micropetrográfica (composição mineralógica e microtextural). Como pode ser visto na Tabela 4.19, os dois litotipos tem razões (quartzo + feldspatos)/(micas + clorita) bem distintas. Essa proporcionalidade, como será discutida à frente, é um indicativo de distintas condições de anisotropia, ou seja, as proporções mineralógicas têm grande significado no sentido, tanto da geração de estruturas preferenciais, como também na variação de resistência dos dois materiais, como um todo. Como já discutido o litotipo RMM, que tem sua estrutura maciça ou foliação incipiente (não penetrativa), e apresenta os maiores valores médios de RCU. A textura predominante é a granoblástica, com predominância de quartzo e feldspato na sua composição que formam contatos retilíneos (com junções poliedrais em 120°) a serrilhados e soldados/silificados que impõem condições resistentes de contatos entre os principais minerais, sendo as microfissuras diagnosticadas associadas, majoritariamente, aos planos de clivagem dos feldspatos. Com a pouca representatividade das micas na composição da rocha, as estruturas planares são pouco desenvolvidas refletindo menor grau de anisotropia. Fato importante é que a partir dos ensaios de propagação de ondas V_p foi possível identificar uma possível anisotropia, associada aos CPs-M-Y, em todas as propriedades relacionadas à resistência e deformação deste material. A diferença de parâmetros mecânicos registrados nesses CPs pode estar associada à intersecção de uma foliação incipiente que tem uma inclinação distinta quando comparado com os outros grupos de CPs (M-Z, M-X), conforme indicado na Figura 4.37. A suposição é mais provável, pois nos CPs-M-Y, a foliação está aproximadamente a 42° com relação à direção de carregamento e outros grupos de CPs entre 61° e 72° (Figura 4.37). Isso também sugere que outros valores superiores ou inferiores poderiam ser encontrados nessa rocha de baixo grau de anisotropia.

No caso do litotipo RMF predominam texturas lepidoblásticas formando microestruturas anastomosadas com as microfissuras existentes associadas. Esse alinhamento mineral é um importante condicionante dos comportamentos com relação à RCD e, principalmente, RCU. Observa-se que esse alinhamento anastomosado de micas e cloritas associa-se com feições planares, tipo S-C, em escalar de afloramento. Essas duas feições, provavelmente em diferentes escalas, propiciaram variações nos ângulos

entre a direção do carregamento e o plano das estruturas durante os ensaios e, conseqüentemente, influenciaram nos altos valores de CV.

Figura 4.36. Intersecção das estruturas nos CPs. Nas projeções estereográficas, projeção da junta associada aos veios (rosa), foliação principal (azul) e planos de extração de CPs-(M,F)-X ou CPs-(M,F)-Y (preto). (a) Possível foliação incipiente desenvolvida em RMM (tracejado em azul); (b) Possível influência das juntas de tração no comportamento de RMF (tracejado em rosa).



Fonte: Autor.

A análise de deformação finita, na escala de afloramento, foi importante ferramenta no sentido de elucidar quais os eixos principais de deformação tridimensionalmente, no contexto local. Essa análise indica que o eixo de deformação maior (A) sugerido, de atitude 128/21, é oblíquo e tende a se paralelizar com a direção da foliação (eixo y'), ou seja, os clastos indicaram que a maior deformação resultante está nessa direção. Essa orientação do elipsóide de deformação justifica a resultante de deformação impressa em todos os litotipos estudados, ou seja, representa a orientação da anisotropia resultante local. Desta forma, no caso do litotipo RMF, a foliação proposta pela análise de deformação finita correlaciona-se com a foliação medida em campo que por sua vez se relaciona com resultados de RCD, RCU, V_p (e com as propriedades elásticas) sugerindo características de um material que tem comportamento transversalmente isotrópico (AMADEI 1983). A análise de deformação finita, em microescala, nos mostra que de fato há desvios na orientação preferencial dos alinhamentos minerais (texturas lepidoblástica anastomosada), confirmados pelas variações dos *rakes* das elipses médias para o caso de RMF. Observa-se que para esse litotipo, as seções estudadas nos plano XZ apresentam uma deformação maior, ao passo que as lâminas YZ indicam menores condições de deformação no eixo y . Nesse sentido, as duas direções analisadas também fundamentam a argumentação de que existem variações nas direções de alinhamento dos minerais que podem estar associadas às variações das texturas lepidoblásticas a granolepidoblásticas, que por sua vez, podem estar influenciando mecanicamente e gerando altos valores de CV.

O diagnóstico de maior resistência de RCD e RCU em RMM em contrapartida ao maior grau de anisotropia de RMF é de grande relevância, pois apresentou que dois materiais em um mesmo contexto geológico, com grandes semelhanças com relação a ambientes de deposição e que foram submetidos aos mesmos processos de deformação e metamorfismo, podem adquirir características mecânicas distintas. Essa diferença pode ser justificada, principalmente, devido às variações percentuais dos minerais supracitados que influenciaram diretamente na característica microtextural e estrutural dos metassedimentos.

Desta forma, além da discussão sobre as correlações entre aspectos geológico-estruturais e propriedades mecânicas (sintetizadas nas Tabela 4.19 e 4.20), a realização de estudos orientados também possibilitou o conhecimento parcial da configuração espacial das propriedades das rochas no local do afloramento. A Figura 4.37 indica os

valores representativos obtidos a partir dos ensaios de RCD, V_p e RCU em cada eixo orientado dos dois litotipos (x,y,z) que estão orientados em estereograma.

Tabela 4.19. Síntese da caracterização geológico-estrutural.

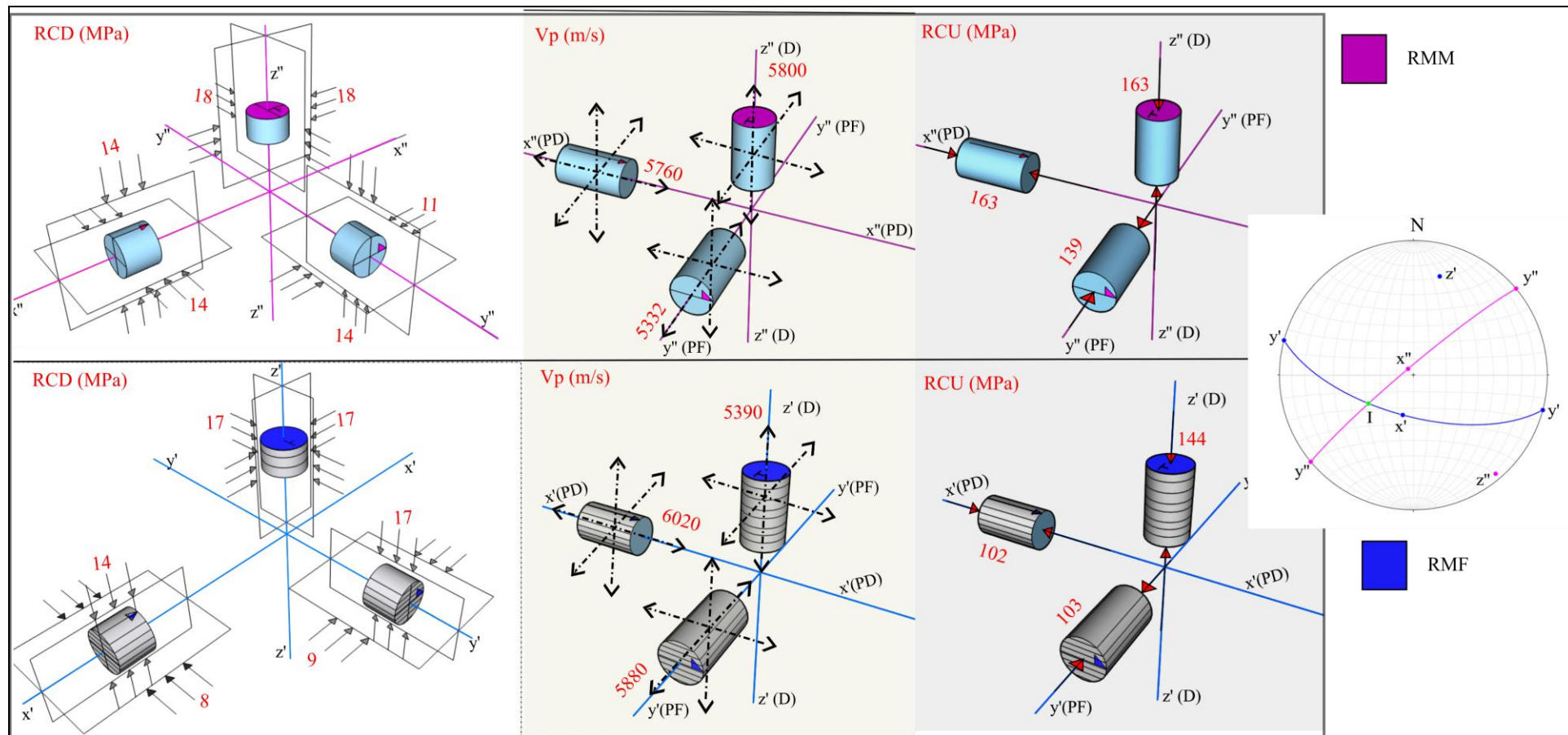
Litotipo	Plano de referência	Composição mineralógica Razão (qz+fd)/(mi+clt)	Estrutura	Deformação finita (micro escala)			Deformação finita (meso escala)		
				Textura	Orientação da lâmina	R (eixo maior/eixo menor)	Elipsóide de deformação finita (a partir dos clastos do metaconglomerado)		
RMM	Junta de tração//veio atitude: 320/80	3,09	maciça ou foliação incipiente	granoblástica	XY	-	orientação eixo maior (A)	129/21	Atitude da foliação com base na análise = 200/49 e 204/58
					YZ	1,15	orientação eixo inter (B)	246/50	
					XZ	1,03	orientação eixo menor (C)	25/32	
RMF	Foliação/xistosida de atitude: 190/65	1,40	foliação persistente	lepidoblástica a granolepidoblástica	XY	-	R (x/y)	1,6	
					YZ	1,6 e 1,07	R (x/z)	2,0	
					XZ	1,92 e 1,45	R (y/z)	1,3	

Tabela 4.20. Síntese da caracterização das propriedades mecânicas dos litotipos estudados.

Litotipo	Eixo de extração do CP	RCU médio (MPa)	CV (%)	(Rc médio) RCU ((⊥) / (//))	RCD médio (MPa)	CV (%)	(r) RCD ((⊥) / (//))	Vp média (m/s)	CV(%)	Módulo de elasticidade E (MPa)	Coefficiente de Poisson (ν)
RMM	z''	163	18		18 (*S,*D)	11	1,10	5800	1,2	72150	0,20
	x''	163	17	1,17	14 (⊥); 14 (//)	14; 15	1,00	5760	1,2	66930	0,19
	y''	139	8		14 (⊥); 11 (//)	20; 10	1,50	5330	2,5	43490	0,26
RMF	z'	144	5		17 (*S,*D)	14	1,00	5390	2,0	50640	0,27
	x'	102	22	1,41	14 (⊥); 8 (//)	8; 12	1,80	6020	2,2	77750	0,16
	y'	103	25		17 (⊥); 9 (//)	18; 24	2,10	5880	2,8	64310	0,19

Fonte: Autor.

Figura 4.37 - Orientação dos CPs e seus respectivos valores representativos de RCD, Vp e RCU. O estereograma indica as atitudes dos eixos principais de cada litotipo e orienta os valores dos parâmetros mensurados.



Fonte: Autor.

A partir dessa compilação de resultados, foi possível verificar que os litotipos estudados podem ter similaridades com os materiais atravessados pelo Túnel 3, compreendido entre os emboques Jesus e Itayê do trecho oeste da Rodovia Mario Covas. As condições geológico-geotécnicas descritas pela DERSA (2001) são similares às encontradas no presente trabalho. Em relatório sobre os aspectos geológico-geotécnicos e compartimentação do maciço a DERSA (2001) descreve as seguintes condições:

- O Túnel 3 foi executado em rochas metassedimentares pertencentes ao Grupo S. Roque, sendo representado principalmente por metarenitos, metaconglomerados e micaxistos, sendo predominante a ocorrência dos dois primeiros litotipos citados. O metarenito atravessado ocorre medianamente a pouco fraturado, com estrutura maciça, às vezes, silicificado. Os corpos de metaconglomerados, com extensão de até 50 m, apresentaram estruturas maciças com algumas passagens onde ocorreram zonas de cisalhamento verificadas, principalmente, junto ao contato com o metarenito. Esse litotipo apresentou nódulos e corpos estirados e alongados (*boudins*), que revelaram deformações de natureza dúctil nos maciços. Durante o mapeamento, verificou-se a ocorrência de litotipos com estrutura bastante penetrativa representada por planos de xistosidade (micaxistos).
- Predominantemente, foram descritas descontinuidades paralelas às foliações que se orientam aproximadamente perpendicular ao eixo do túnel, com mergulhos inclinados em direção ao emboque Itahyê. Essas estruturas apresentam superfícies mais planas e lisas que não são verificadas em todas as frentes de escavação e são interpretadas como resultados de esforços regionais. Outra família de descontinuidades persistentes são as juntas orientadas paralelamente ao eixo do túnel e dispostas subverticalmente com superfícies rugosas a onduladas.
- A qualidade da rocha (RQD) mostrou-se com poucas e localizadas situações com valores inferiores a 80%. As condições inferiores a 50% apenas foram encontradas em situações localizadas e associadas a zonas de cisalhamento.

Com relação aos aspectos mecânicos, durante o projeto executivo desta obra, foram realizados ensaios de RCU e de propagação de ondas V_p nos metarenitos e micaxistos. Foram realizados 5 ensaios em cada litotipo, em que as rochas intactas

ensaiadas foram classificadas com coerência C1 e extraídas de maciços rochosos avaliados como Classe A, pelo sistema Q (BARTON *et al.*, 1974). A Tabela 4.21 indica os valores mínimos, máximos e médios de cada propriedade mecânica.

Tabela 4.21. Valores de V_p , RCU e módulos de elasticidade (DERSA 2001)

Litotipo		V_p (m/s)	RCU (MPa)	E - secante (MPa)	E - tangente (MPa)
Metarenito	Valor médio	5337	107	63848	55249
	Valor mínimo	4853	93	45209	40346
	Valor máximo	5745	125	87099	74100
	CV	6%	12%	31%	29%
Micaxisto	Valor médio	5542	80	74716	67255
	Valor mínimo	5153	47	52246	50952
	Valor máximo	5819	138	98996	99543
	CV	4%	46%	22%	28%

Fonte: Autor.

Comparando os resultados da Tabela 4.21 com os apresentados na Tabela 4.20 é possível visualizar que ocorre a mesma relativa perda de RCU, com altos valores de CV, quando ocorrem passagens de rochas xistosas (mica xistos). Deve-se salientar que, provavelmente, esses ensaios foram realizados em condições onde os planos da foliação estão inclinados com relação a direção de carregamento, pois os CPs ensaiados foram oriundos de sondagens rotativas executadas verticalmente com relação a superfície do terreno. Esse fato talvez justifique o maior valor médio de RCU registrados no litotipo RMF comparado aos micaxistos atravessados pelo túnel.

Para a inserção dos resultados deste estudo em uma análise ainda mais ampla no âmbito de comportamento anisotrópico dos materiais rochosos, a Tabela 4.22 apresenta informações sobre a natureza e comportamento mecânico de diversos tipos de rochas metamórficas. Esses dados fornecem informações sobre as naturezas geológicas, os valores absolutos de RCU, as razões $RCU (\perp) / RCU (//)$ e suas proporcionalidades com relação $RCU (máx) / RCU (min)$. Para efeito de comparação, os resultados obtidos no presente estudo são confrontados com esses dados numa tentativa de diagnosticar padrões de grau de anisotropia, relações de RCU mínimos e máximos com nomenclaturas de rochas com suas estruturas e composições características.

Compilação de resultados realizada por Ramamurthy *et al.* (1993), indica que no caso de rochas metamórficas, como gnaisses, filitos, mármore e xistos, os valores de $RCU (//)$ e $RCU (\perp)$ podem ser idênticos ou valores de $RCU (//)$ são, sistematicamente,

inferiores aos ensaios realizados na condição RCU (\perp) com RCU (min) recorrente entre os ângulos de 30 e 45°. Sabe-se por critério de ruptura que a menor resistência é admitida com orientação $45^\circ - \varphi / 2$ em relação ao eixo do corpo de prova, onde φ é o ângulo de atrito ao longo do plano da fraqueza.

A partir da Tabela 4.22 foi possível verificar que não há relação direta com a natureza e grau metamórfico das rochas com as variações de grau de anisotropia e RCU mínimos. Esses valores mostram-se independentes para o caso dos filitos, xistos e gnaisses e não seguem padrões de comportamento. A exceção ocorre no caso das ardósias que apresentaram, de forma geral, altos valores de grau de anisotropia.

Fato que indica uma tendência (na bibliografia e no presente estudo) é a variação de RCU com o percentual de quartzo+feldspato e de mica+clorita na composição das rochas anisotrópicas. A Figura 4.38 (a, c, e) mostra que há uma tendência de proporcionalidade de ganho de resistência com o aumento de quartzo+feldspato no conteúdo da rocha e a condição contrária para o aumento do conteúdo de mica+clorita (Figura 4.38 b, d, f). Uma razão entre esses dois conteúdos sugere uma linearidade (Figura 4.38 g) que traz uma independência da natureza das rochas, mas dependência deste parâmetro para as rochas metamórficas. Sabe-se que micas e cloritas são alguns dos principais minerais formadores de microtexturas planares e planos preferenciais de anisotropia, ao passo que quartzo e feldspato fornecem ganho de resistência durante processos de recristalização. Nesse contexto, essa razão mostra-se um parâmetro eficiente e que pode ser um norte para a investigação de rochas de comportamentos transversalmente anisotrópicos que diferem entre si, principalmente, com relação ao conteúdo mineralógico, como o caso de RMM e RMF.

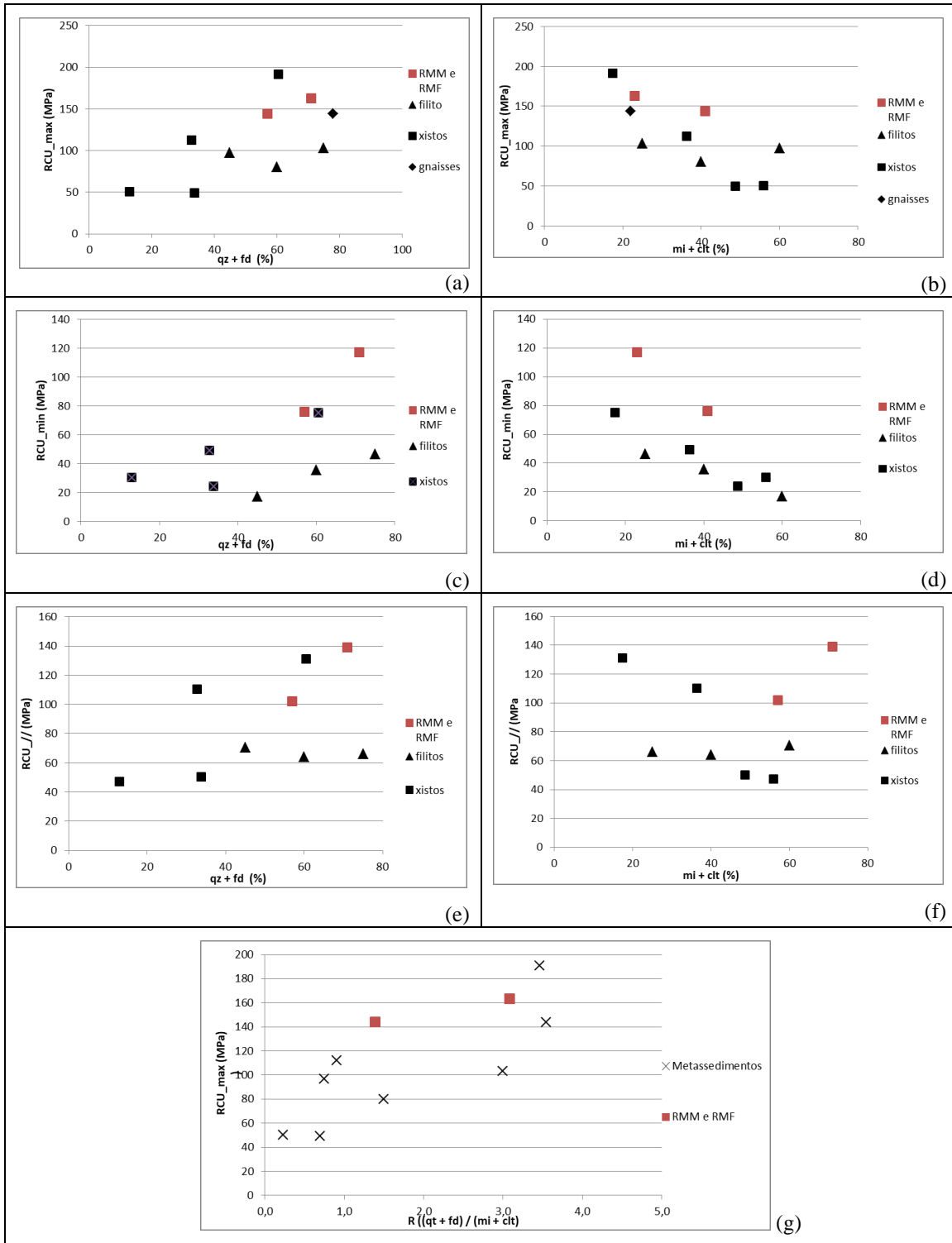
Tabela 4.22. Síntese do comportamento mecânico de rochas metamórficas.

Litotipo	Composição mineralógica	ρ (g/cm ³)	RCU (MPa)			Ra		Autor
			(\perp)	(//)	Min.	(\perp //)	(Max/Min)	
Ardósia Martinsburg	-	-	155	92	18	1,68	8,61	1*
Ardósia Penrhyn	-	-	207	160	38	1,29	5,41	
Ardósia S	-	-	65	50	15	1,30	4,33	
Ardósia Z	-	-	92	32	11	2,88	8,36	
Filito	-	2,79	51	64	11	0,80	4,64	2*
Filito quartzítico	(qz+fd = 75%), (clt+mu+bt=25%)	2,79	103	66	47	1,56	2,22	3*
Filito carbonático	(qz+fd= 60%), (cct+clt+mu+bt=40%)	2,70	80	64	36	1,25	2,25	
Filito micáceo	(qz+fd =40-45%), (clt+mu+bt=60-55%)	2,75	97	71	17	1,38	5,71	
Xisto quartzítico	(48% qz+12,6% fd), (15% mi + 2,5% clt + 11,5% cm + 4,7% il + 4,7% ve)	2,63	191	131	75	1,46	2,55	4*
Clorita xisto	(29% qz + 3,8% fd) , (11% mi+ 25,4% clt + 8,8% cm + 1,1% il + 6,4% cct + 14,8% ve)	2,88	112	110	49	1,02	2,29	
Quartzo mica xisto	(31% qz + 2,8% fd) , (22,3% mi+ 26,5% clt +7,9% cm + 2,8% il + 6,3 % sp)	2,72	49	50	24	0,98	2,04	
Biotita xisto	(10% qz + 3% fd) , (56% mi + 6% cm + 5% il + 20% sp)	2,74	50	47	30	1,06	1,67	
Xisto	-	-	66	64	58	1,03	1,14	1*
Ortognaisse RP2	(26% qz + 39% kfd + 13% pl), (18% mu + 4 % Bt)	2,64	144 (z)	131 (x), 89 (y)	-	1,62	-	5*
Ortognaisse RP3	(29% qz + 34% kfd + 22% pl), (13% mu + 2 % Bt)	2,54	75 (z)	115 (x), 53 (y)	-	2,19	-	
Gnaisse A	-	-	67	39	36	1,69	1,87	1*
Gnaisse B	-	-	86	45	23	1,89	3,66	
Anfibolito	-	2,81	147	112	96	1,31	1,53	6*

bt – biotita, mi – mica, qz – quartzo, kfd – feldspato potássico, af – anfibolito, il – illita, mu – muscovita, cm – caulinita, im – ilmenita, ve – vermiculita, li – limonita, cct – calcita, pl – plagioclásio, fd – feldspato, clt - clorita, sp-sepiolita. Autores: 1* Ismael *et al.* (2014); 2* Gholami (2014); 3* Ramamurthy *et al.* (1993); 4* Behrestaghi(1996); Nasser *et al.* (2003); 5* Prrikryl (2001); 6* Ali *et al.* (2014)

Fonte: Autor.

Figura 4.38 - Comportamento de RCU variando com conteúdo de (quartzo + feldspato) e (micas+cloritas). Em preto, valores compilados a partir das referências bibliográficas (Tabela 4.21) e, em vermelho, os resultados obtidos para RMM e RMF. (a) Valores máximos de RCU em função do % de quartzo + feldspatos; (b) Valores máximos de RCU em função do % de micas + cloritas; (c) Valores mínimos de RCU em função do % de quartzo + feldspatos; (d) Valores mínimos de RCU em função do % de micas + cloritas; (e) Valores mínimos de RCU (//) em função do % de quartzo + feldspatos; (f) Valores de RCU (//) em função do % micas + cloritas; (g) Valores máximos de RCU em função da razão (% de quartzo + feldspatos)/ (micas + cloritas).



Fonte: Autor.

5 CONCLUSÕES

Abaixo são sintetizadas as principais conclusões do presente trabalho, considerando todos os métodos utilizados. Ao final, também são sugeridas duas formas de continuidade dos estudos das rochas metassedimentares do Grupo São Roque com objetivo de complementar as informações aqui apresentadas.

- Foram reconhecidas duas matrizes distintas que compõem e hospedam os metaconglomerados: Metarenito micáceo com foliação persistente (RMF) e o metarenito arcóseo de aspecto maciço (RMM) com uma foliação pouco penetrativa (incipiente).
- Duas principais estruturas (regionais) condicionam o maciço estudado mecanicamente: as foliações penetrativas regionais associadas às dobras de larga escala do Grupo São Roque e a colocação de veios associados a uma deformação dúctil-rúptil. Não foram reconhecidas estruturas lineares explícitas (apenas uma lineação mineral) que indicassem transporte tectônico, o que nos mostra que as condições de deformação dúctil, provavelmente, favoreceram o desenvolvimento majoritário de estruturas planares. No entanto, associadas à foliação principal, ocorrem estruturas secundárias como foliação S-C que poderiam indicar um padrão e fornecer informações de cinemática, no entanto, como dito não foram encontradas lineações de estiramento mineral que confirmassem a possibilidade desta análise cinemática. Já a deformação dúctil-rúptil associada à colocação de veios de quartzo sugere um modelo de Riedel, no qual são encontrados *tension-gashes* associados a essas estruturas. A estruturação, posterior a foliação, aparentemente não determinou relevante influência no comportamento mecânico da rocha intacta (matriz).
- A análise de deformação finita forneceu o resultado geométrico estrutural que permitiu a orientação espacial do elipsóide de deformação, que sugere as condições resultantes de anisotropia do maciço rochoso como um todo. A validação deste elipsóide foi obtida a partir da atitude da foliação principal proposta pelo *software Ellipsoid* equivalente à mensurada em campo. Enfatiza-se que os resultados indicam a estruturação final dos litotipos que representa a orientação da anisotropia final de deformação e não apenas uma fase de deformação.

- Os resultados dos ensaios V_p , além de terem sido um bom diagnóstico para distinguir os comportamentos dos dois litotipos e quantificar grau de anisotropia dos materiais, também, testou um método não convencional de avaliação das velocidades. A medida completou e enriqueceu os argumentos sobre as diferenças anisotrópicas a partir de três leituras de V_p em um mesmo CP que se correlacionaram diretamente com as medidas convencionais, e nessa perspectiva que se mostrou eficiente para a necessidade deste trabalho.
- A análise micropetrográfica ajudou a entender a importância das microtexturas e microestruturais condicionadas pelas proporções dos principais minerais formadores dos litotipos. A microtextura granoblástica, em mesoescala, refletiu uma rocha com estrutura maciça (RMM) com foliação pouco penetrativa que forneceu maior RCU e RCD e menor grau de anisotropia. A RMF desenvolveu predominantemente a textura lepidoblástica anastomosada que foi micro estruturalmente, responsável pelo desenvolvimento da foliação (xistosidade) que representa os planos de fraquezas que causam maior grau de anisotropia e menores valores de RCD e RCU.
- Uma verificação importante deste trabalho foi entender o comportamento dos materiais em três direções perpendiculares com relação a uma orientação espacial dos planos. Esse tipo de análise nos deu mais controle sobre o comportamento do material, pois os resultados referenciados a partir dos eixos puderam ser comparados e, assim, orientar espacialmente as semelhanças e diferenças para fundamentar ainda mais a discussão sobre o comportamento anisotrópico e correlacionar com as informações geológico-estruturais. A realização dos três ensaios mecânicos (RCD, RCU e V_p) se complementaram e foram essenciais para a confirmação de aspectos sobre a anisotropia de resistência de RMM e RMF. Os três tipos de ensaios indicaram condições anômalas quando a referência de análise foi o eixo y'' ($//$) de RMM, ao passo que no caso de RMF, os resultados mostraram nítida semelhança de comportamento as referências dos eixos x' ($//$) e y' ($//$). Neste último caso, havia a hipótese de termos comportamentos distintos nessas duas direções, mesmo em condições paralelas a foliação, pois o Grupo São Roque, regionalmente, tem uma complexidade estrutural associada às fases de deformação. No entanto, os resultados mostraram que nas duas direções os comportamentos são semelhantes

indicando certa tendência de comportamento transversalmente isotrópico deste material.

- Em termos de valores globais de RCD e RCU podemos concluir, fundamentalmente, que RMM tem maior resistência em todos os aspectos, contrapondo ao maior grau de anisotropia de RMF. Essas informações tem importante relevância no contexto de rochas metassedimentares, pois conseguimos inferir que dois materiais em um mesmo contexto geológico, com grandes semelhanças com relação a ambientes de deposição, submetidos aos mesmos processos de deformação e metamorfismo, podem adquirir características mecânicas distintas, devido principalmente às variações percentuais dos minerais. Desta forma, no local estudado podemos concluir que as rochas metassedimentares do Grupo São Roque se comportam mecanicamente, principalmente, condicionadas pela foliação associada aos dobramentos regionais, com pouca influência dos veios de quartzo na rocha intacta, que influenciam nas condições do maciço estudado. Um modelo local de resistência dos materiais pode ser entendido a partir do conteúdo mineralógico, principalmente, no que se refere às diferenças de conteúdo de quartzo + feldspatos e micas + cloritas e as microtexturas associadas que são reflexo deste teor e condições de deformação geológica.
- Como sugestão de novos trabalhos que possam dar continuidade a esse tipo de análise, aqui são sugeridas duas frentes que poderão enriquecer as discussões sobre o comportamento das rochas metassedimentares do Grupo São Roque:
 - (i) Em outras localidades, sob o mesmo tipo de análise, realizar estudos em xistos e metarenitos do Grupo São Roque, que estão em contato entre eles e com atitudes iguais e distintas às levantadas no presente estudo. Desta forma, seria possível comparar os resultados tanto em termos de resistência e de influencias das estruturas regionais nesses litotipos com os resultados apresentado no presente trabalho e assim ampliar as conclusões sobre modelo geomecânico das rochas metassedimentares.
 - (ii) Outra abordagem de grande relevância seria executar ensaios em outras direções de carregamento para RCD e RCU, além de medidas de V_p , nos mesmos litotipos estudados no presente trabalho. Essas informações complementariam as condições de resistências mínimas e forneceriam curvas de comportamento, além de enriquecer a discussão sobre o tipo de anisotropia

mecânica predominante em cada litotipo de anisotropia (e.g.: pouco anisotrópico, transversalmente isotrópico ou ortotrópico).

6 REFERÊNCIAS

ALI, E. et al. **Assessments of strength anisotropy and deformation behavior of banded amphibolite rocks.** Geotechnical and Geological Engineering, v. 32, n. 2, p. 429-438, 2014.

ALMEIDA F.F.M.DE, HASUI Y., BRITO NEVES B.B.DE, FUCK R.A. **As províncias estruturais brasileiras.** In: SBG, Simp. Geol. NE, 8, Campina Grande, 1977. Atas..., Campina Grande, p. 363-391. 1977.

ALMEIDA F.F.M. DE. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira.** Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim, 241, 36p. 1967.

ALMEIDA F.F.M.DE, BRITO-NEVES B.B.DE, CARNEIRO C.D.R. **The origin and evolution of the South American Platform.** Earth-Sci Rev., 50(1-2):77-111. 2000.

AMADEI, B. **Rock Anisotropy and the theory of stress measurements.** Springer-verlag .1983.

AMERICAN SOCIETY FOR TESTING (ASTM) Standard Test Methods for Absorption and Bulk Specific Gravity of Dimension Stone. ASTM C97/C97M-15, 2016.

BARTON, N., LIEN, R., AND LUNDE, J. **Engineering Classification of Rock Masses for the Design of Tunnel Support.** Rock Mechanics, Springer-Verlag, Vol. 6, pp. 189-236. 1974.

BARTON. N. **Rock quality, seismic velocity, attenuation, and anisotropy.** Taylor & Francis Group, London, UK. 2007.

BIENIAWSKI, Z. T. **Engineering rock mass classifications.** Canada: John Wiley and Sons. 1989.

BEHRESTAGHI, M. H. N.; RAO, K. S.; RAMAMURTHY, T. **Engineering geological and geotechnical responses of schistose rocks from dam project areas in India.** Engineering geology, v. 44, n. 1-4, p. 183-201, 1996.

BRITO NEVES B.B.; De SÁ, J.M.; NILSON F.B. **A Tafrogênese Estateriana nos Blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e Processos Subseqüentes.** Geonomos, 3(2):1-21. 1995.

BUCHER, K; GRAPES, R. **Petrogenesis of metamorphic rocks.** 8 ed. Berlim Springer, 2011.

BUTENUTH, C.; DE FREITAS, M. H.; A1-SAMAHJI, D.; PARK, H. D.; COSGROVE, J. W.; SCHETELIG, K. **Technical Note. Observations on the measurement of tensile strength using the hoop test.** Int. J. Rock. Mech. Sci. Geomech. Abstr. 30, 157-162. 1993.

CAMPANHA, GA da C.; SADOWSKI, G. R. **Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Aplaiá Domain).** Precambrian Research, v. 98, n. 1-2, p. 31-51, 1999.

CAMPOS NETO M. DA C.; BASEI M.A.S.; ARTUR A.C.; SILVA M.E.; MACHADO R.; DIAS NETO C. DE M.; FRAGOSO CESAR A.R.; SOUZA A.P. **Geologia das Folhas Piracaia e Igaratá**. In: IPT – Pró-Minério, Jornada Sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1: 50.000, 1, São Paulo, Atas, p. 55-76. 1983.

CARNEIRO C. D. R. **Análise estrutural do Grupo São Roque na faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP. 155 p. 1983.

CARNEIRO C. D. R.; HASUI Y.; DANTAS A. S. L. **Contribuição ao Estudo da Litoestratigrafia do Grupo São Roque na Faixa Jaraguá-Cristais-SP**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro (RJ), Anais, p.3212-3226. 1984.

CARNEIRO, C.D.R. 2018. **Geological fieldguide of the São Roque Group: roots of an ancient Gondwanaland mountain belt**. In: CARNEIRO, C.D.R.; GONÇALVES P.W.; IMBERNON, R.A.L.; MACHADO, F.B.; CERRI, C.A.D. eds. 2018. Geosciences Teaching and History. Campinas: Soc. Bras. Geol. p. 29-36.

CORDEIRO J. S.; KNAUER L. G.; COSTA R. D.; PIUZANA D.; MAGALHÃES J. T. R. **Análise da deformação finita em rochas metassedimentares da região da serra da matriculada, município de Datas (MG), Serra do Espinhaço Meridional**. Revista Geonomos, [s.l.], v. 16, n. 1, p.1-10. 2008.

COSTA, W.D. **Análise dos fatores que influenciam na hidrogeologia do cristalino**. Revista Água Subterrânea, 4 14-46. 1965.

COSTA, W. D. **A Hidrogeologia do cristalino à luz da mecânica das rochas**. In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 1, Recife, Anais. ABAS. P.375 – 383, 1980.

COSTA, W. D. **Análise dos fatores que atuam no aquífero fissural: área piloto dos Estados da Paraíba e RG do Norte**. 1986. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

COUTINHO, J.M.V. **Carta Geológica da região metropolitana da Grande São Paulo, escala 1:100.000**. São Paulo: EMPLASA. 1980.

COUTINHO, J. M. V. **Metaconglomerado e rochas associadas no Município de São Paulo**. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo. Mineralogia, n. 13, p. 5-47, 1955

COUTINHO J. M. V.; RODRIGUES E. de P.; SUEMITSU A.; JULIANI C.; BELJAVSKIS P.; PAULO DE T. Y .P. 1982. **Geologia e Petrologia da Sequência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque na Serra de Itaberaba – SP**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, Bahia, Anais, 2:624-640. 1982

DAN, D. Q.; KONIETZKY, H.; HERBST, M. **Brazilian tensile strength tests on some anisotropic rocks**. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 58: 1–7. 2013.

DAN, D. Q.; KONIETZKY, H. **Numerical simulations and interpretations of Brazilian tensile tests on transversely isotropic rocks**. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 71: 53–63. 2014.

DERSA. **Caracterização, classificação e compartimentação geomecânica do maciço rochoso escavado.** Rodoanel Metropolitano Mário Covas. Documento Técnico. (2001)

DOUGLASS, P.M. AND VOIGHT, B. **Anisotropy of granites: a reflection of microscopic fabric.** *Geotechnique*, 19:376. 1969.

ENGELDER, T. **Stress regimes in the lithosphere.** Princeton University Press, 2014.

FIORI, A. P. **Introdução à análise da deformação.** Curitiba. Editora UFPR. 1997.

FIORI, A.P.; CARMIGNANI, L. **Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas.** São Paulo: Oficina de Textos. 2011.

FISHER, R. A. **Statistical methods for research workers.** 14. ed. Edinburgh: Oliver and Boyd 1970.

FLINN, D. **On the deformation of the Funzie conglomerate, Fetlar, Shetland.** *Journal of Geology* 64: 480-505. 1956.

FRY, N. Random point distributions and strain measurement in rocks. **Tectonophysics**, v. 60, n. 1-2, p. 89-105, 1979.

GOODMAN, R. E. **Introduction to rock mechanics.** 2 ed. New York: John Wiley & Sons, 1989.

GHOLAMI, R.; RASOULI, V. **Mechanical and elastic properties of transversely isotropic slate.** *Rock mechanics and rock engineering*, v. 47, n. 5, p. 1763-1773, 2014

HACKSPACHER, P.; DANTAS, E. L.; SPOLADORE, A.; FETTER, A. H.; OLIVERIRA, M. A. F. **Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: New geochronological and Geochemical constrains from the São Roque - Açungui Groups.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, no. 1, pp. 110–114. 2000

HACKSPACHER, P. C.; GODOY, A. M. **Vertical displacement during late-collisional escape tectonics (Brasiliano Orogeny) in the Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil.** *Journal of African Earth Sciences*, v. 29, n. 1, p. 25-32, 1999.

HACKSPACHER, P. C.; GODOY, A. M.; OLIVEIRA, M. A. F. **Evolução crustal do Bloco São Roque, na região sudeste do Estado de São Paulo.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, n. 3, p. 260-264, 1993.

HASUI, Y. **Geologia da folha de São Roque.** *Boletim IG*, v. 6, p. 157-183, 1975.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. **The Ribeira Folded Belt.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, p. 257-266, 1975.

HASUI, Y.; MIOTO, J. A. **Geologia estrutural aplicada.** ABGE-Votorantim, 459p, 1992.

HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; CARNEIRO, C.D.R. 1976. **Considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano da região de São Paulo.** *Bol. IG*, (9):107-113

HENRIQUE-PINTO R. **Metaconglomerados e Rochas Associadas do Grupo São Roque a Noroeste da Cidade de São Paulo: Proveniência e Implicações para a Idade da Sedimentação.** Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, Universidade de São Paulo. 2008.

HENRIQUE-PINTO, R.; JANASI, V. A; Campanha, G. A. C. **U-Pb dating, Lu-Hf isotope systematics and chemistry of zircon from the Morro do Polvilho meta-trachydacite: Constraints on sources of magmatism and on the depositional age of the São Roque Group.** Revista do Instituto de Geociências – USP. São Paulo, v. 18, n. 2, p. 4-56. 2018.

HENRIQUE-PINTO, R.; JANASI, V. A. **Metaconglomerados e rochas associadas do Grupo São Roque a norte da cidade de São Paulo, Brasil.** Revista Brasileira de Geociências, 40(3): 409-425. 2010.

ISMAEL, M. A.; IMAM, H. F.; EL-SHAYEB, Y. **A simplified approach to directly consider intact rock anisotropy in Hoek–Brown failure criterion.** Int. J. Rock Mech. and Geotech. Eng. v.6, p.486–492. 2014.

ISRM (1978B). INTERNATIONAL SOCIETY FOR ROCK MECHANICS (ISRM). **Suggested Methods for Determining Tensile strength of rock materials.** Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. & Geomech, v. 15, n. 3, p. 99–103. 1978b.

ISRM (1978c). INTERNATIONAL SOCIETY FOR ROCK MECHANICS (ISRM) **Suggested Methods for Determining Sound Velocity.** Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. & Geomech, v. 15, n. 2, p. 53–58. 1978

.ISRM (1979). INTERNATIONAL SOCIETY FOR ROCK MECHANICS (ISRM). **Suggested Methods for Determining the Uniaxial Compressive Strength and Deformability of Rock Materials.** Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. & Geomech, v. 16, n. 2, p. 135–140. 1979.

JAEGER, J. C.; COOK, N. G.W.; ZIMMERMAN, R. **Fundamentals of rock mechanics.** 4 ed. Blackwell Publishing, 2007.

JULIANI C.; BELJAVSKIS P.; SCHORSCHER H.D. **Petrogênese do Vulcanismo e Aspectos Metalogenéticos.** Associados: Grupo Serra do Itaberaba na Região do São Roque – SP. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, **Anais**, 2:730-745, 1986.

JULIANI C.; MARTIN M. A. B.; CLARIMUNDO S. J.; MCREATH I., PERTERSEN JR. K. J. **Geologia dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque entre o Pico do Jaraguá e Araçariguama,** São Paulo. In: SBG/NSP-NRJ/ES, Simpósio de Geologia do Sudeste, Águas de São Pedro, Boletim de Resumos, 6:26, 1999.

JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P. **Revisão da litoestratigrafia da faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP).** Revista do Instituto Geológico, v. 16, n. 1/2, p. 33-58, 1995.

JULIANI, C. et al. **The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group.** Revista Brasileira de Geociências, v. 30, p. 82-86, 2000.

KALENDER, A. et al. **An approach to predicting the overall strengths of unwelded bimrocks and bimsoils**. Engineering geology, v. 183, p. 65-79, 2014.

LARSON, I. **Ground Water in hard rocks, Studies and reports in hydrogeology**. Ed. By UNESCO, Paris, 229 p. 1984.

LAUNEAU E ROBIN 2003 - LAUNEAU, P.; ROBIN, P. Y. F. 2003. INTERCEPTS (freeware). Université de Nantes (França)/University of - 77 - v. 2003. (Canadá). Disponível em: <<http://www.ciencias.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/Intercepts.html>>.

LAUNEAU, P.; CRUDEN, A. R. Magmatic fabric acquisition mechanisms in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 103, p. 5067-5089, 1998

LAUNEAU, P., ROBIN, P.-Y.F., **Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipsoids implementation and applications**. Journal of Structural Geology 27, 2223. 2005.

LISLE R. J. **Geological strain analysis**. Pergamon Press, 76 p. 1985.

LOCZY, L.; LADEIRA, E. A. **Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica**. Rio de Janeiro: Edgard Blucher/CNPq, 1976.

MAGALHÃES, F. S.; HASUI, Y. **Campo de tensão. Parte I: Aspectos gerais. Geociências**, UNESP. Impresso, São Paulo, v. 18, p. 69-83, 1999.

MARTIN, M. A. B. **Geologia, petrografia e metamorfismo dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque a noroeste da cidade de São Paulo**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 2000.

MEDLEY, E. 1994. **The engineering characterization of melanges and similar block-in-matrix rocks (bimrocks)**, University of California at Berkeley, California, 1994. 387 p.

MEDLEY, E. W.; ZEKKOS, Dimitrios. Geopractitioner approaches to working with antisocial mélanges. **Geological Society of America Special Papers**, Boulder, CO. v. 480, p. 263-279, 2011.

MENEGASSE, L. N. **Estudo hidrogeológico das rochas metassedimentares do Grupo São Roque a NW da grande São Paulo: critérios para a locação de poços profundos**. Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo. 1991. 128 p.

MCCLAY, K. R. **The Mapping of Geological Structures**. London: Open University Press, 1987

MORAES REGO L. F. de. **Contribuição ao estudo das formações pré-devonianas de São Paulo**. Boletim do Instituto Astronômico e Geographico. São Paulo – SP, 1933. 55 p.

MULCHORONE K. F.; LISLE R. J. **Rf/Phi v.1 (freeware)**. 1999. Disponível em: <<http://207.176.140.93/documents/oldftp/VOL27/v27-10-12.zip>>.

- MULCHRONE K. F.; MEERE P. A. **A windows program for analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers.** Computers & Geosciences. 27: 1251-1255. 2001.
- NASSERI, M.H.B.; RAO K.S.; RAMAMURTHY T. **Anisotropic strength and deformational behavior of Himalayan schists.** International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences v.40. 2003.
- NICHOLS, Gary. **Sedimentology and stratigraphy.** 2 ed. Chichester, UK. Hoboken, NJ. Wiley-Blackwell, 1999.
- PARKER, R.H. **Hot Dry Rock: Geothermal Energy. Phase 2B Final Report of the Camborne School of Mines Project.** Pergamon Press. 1989.
- PARK, H. D.; DE FREITAS, M. H. The application of the hoop tension test to a study of the residual strain energy within a jointed rock mass, In: 7° **International congress International Association of Engineering Geology** p. 645-650. 1994
- PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. S.; KRONER, A. **Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau.** São Paulo: EdUSP. São Paulo, 1993. 188 p.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J., **Microtectonics.** 2a ed., Springer Verlag, Berlin. 1998.
- PETRI, S.; MENDONÇA, C. A.; BOLOGNA, M. S.; COUTINHO, J. M. V.; VIEIRA, P. C.; BOTELHO, P. F. Correlação estratigráfica de poços para captação de água subterrânea na região Capivari/Cafard, São Paulo: descrições litológicas macroscópicas, microscópicas e perfis geofísicos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n. 1, p. 25-34, 1996.
- PŘIKRYL, R. Some microstructural aspects of strength variation in rocks. **International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences**, v. 38, n. 5, p. 671-682, 2001.
- RAGAN, D. M. **Structural Geology, an introduction to geometrical techniques** 3 ed. John Wiley & Sons, New York, 1985.
- RAMSAY, J. G. **Folding and fracturing of rocks.** New York: McGraw-Hill, 568 p. 1967.
- RAMSAY, J. G.; HUBER M. I. 1983. **The techniques of modern structural geology: strain analysis.** Acad. Press, N. York. 278 p. 1983.
- RAWLING G. C.; BAUD P.; WONG T. Dilatancy, brittle strength, and anisotropy of foliated rocks: Experimental deformation and micromechanical modeling. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, vol. 107. 2002.
- RAMAMURTHY, T.; RAO, G.; VENKATAPPA; SINGH, J. Engineering behaviour of phyllites. **Engineering Geology**, v. 33, p. 209-225, 1993.
- RODRIGUES, S. W. O.; ARCHANJO, C. J.; GROHMANN, C. H. Quantificação da deformação finita nos Metagranitóides Cariris Velhos na região de Alagoa Grande (PB). **Geologia USP. Série Científica**, v. 10, n. 3, p.57-78. 2010.

SADOWSKI, G.R. **Estado da arte do tema: geologia estrutural de grandes falhamentos.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.4, p. 1.767-1.793. 1984.

SANTOS, J.O.S. **Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central.** Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Brasília: CPRM/SGB, p. 169-226. 2003.

SAROGLOU, H.; TSIAMBAOS, G. A modified Hoek–Brown failure criterion for anisotropic intact rock. **International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences**, v. 45, n. 2, p. 223-234, 2008.

SAROGLOU, G. et al. The anisotropic nature of selected metamorphic rocks from Greece. **Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy**, v. 104, n. 4, p. 217-222, 2004.

SAROGLOU, H.; TSIAMBAOS, G. Classification of anisotropic rocks. In: **11th Congress of the International Society for Rock Mechanics**. Lisboa, Portugal. 2007. p. 191.

SIMPSON C. **Strain analysis.** In “**Basic Methods of structural geology**” (ed. S.Marshak & G.Mitra), Prentice Hall. 1988.

SIEGESMUND S.; KERN H.; VOLLBRECHTWILLIAM A. The effect of oriented microcracks on seismic velocities in an ultramylonite. **Tectonophysics**. v. 186. n. 3–4. p. 241-251. 1991.

SUGUIO, K. **Geologia sedimentar.** Editora Blucher, 2003.

TAKEMURA, T. A. et al. **Preferred orientations of open microcracks in granite and their relation with anisotropic elasticity.** International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, v. 40, n. 4, p. 443-454, 2003.

TASSINARI, C. C. G.; MUNHÁ, J. M. U.; RIBEIRO, A.; CORREIA, C. T. **Neoproterozoic oceans in the Ribeira Belt (Southeastern Brazil) the Pirapora do Bom Jesus Ophiolitic Complex.** Episodes, v. 24, n. 4, 2001.

TASSINARI, C. C. G. 1988. **As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal.** Tese de Doutorado IG/USP. São Paulo, 1988. 236 p.

TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K; KIKUCHI, R. K. P. **Estudo geocronológico nos metaconglomerados do grupo São Roque, no estado de São Paulo.** Simpósio Regional de Geologia, São Paulo, v.1 p.201-217, 1985.

TAVALLALI, A.; VERVOORT, A. **Behaviour of layered sandstone under Brazilian test conditions: Layer orientation and shape effects.** Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering, v. 5, p. 366-377, 2013

TSIDZI, K. E. N. **The influence of foliation on point load strength anisotropy of foliated rocks.** Engineering Geology, v. 29, n. 1, p. 49-58, 1990.

TSIDZI, K. E. N. **Propagation characteristics of ultrasonic waves in foliated rocks.** Bulletin of the International Association of Engineering Geology, n. 56, p. 103-114, 1997.

SHEA, W. T. & KRONENBERG, A. K. **Strength and anisotropy of foliated rocks with varied mica contents.** *Journal of Structural Geology*, (15) 9-10: 1097–1121. 1993.

VILLAESCUSA, E.; SETO, M.; BAIRD, G. **Stress measurements from oriented core.** *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v. 39, n. 5, p. 603-615, 2002.

VAZ, L. F. **Classificação genética dos solos e dos horizontes de alteração de rocha em regiões tropicais.** *Solos e Rochas*, São Paulo, n. 19, v. 2, p. 117-136. 1996.

VAN SCHMUS W. R.; TASSINARI C. C. G., CORDANI U. G. **Estudo geocronológico da parte inferior do Grupo São Roque.** *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, Goiânia (GO), *Anais*, 3:1399 – 1406, 1986.

XU, S., DE FREITAS, M. H. & CLARKE B. **The measurement of tensile strength of rock.** *Proceeding of the International Society of Rock Mechanics. Symposium, Rock Mechanics and Power Plants*, Madrid, 125-132. . 1988.