

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ



LUIZ FELIPE NADALIN

ANÁLISE ESTRUTURAL E GEOTÉCNICA VOLTADA À ESTABILIDADE DE  
TALUDES E MACIÇOS ROCHOSOS NA BR-116, RIO GRANDE DO SUL (RS)

CURITIBA

2018

LUIZ FELIPE NADALIN

ANÁLISE ESTRUTURAL E GEOTÉCNICA VOLTADA À ESTABILIDADE DE  
TALUDES E MACIÇOS ROCHOSOS NA BR-116, RIO GRANDE DO SUL (RS)

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Alberto Pio Fiori

Coorientador: Prof. Dr. Donizeti Antônio Giusti

CURITIBA  
JUNHO 2018

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO SISTEMA DE BIBLIOTECAS/UFPR  
BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

---

N127a

Nadalín, Luiz Felipe

Análise estrutural e geotécnica voltada à estabilidade de taludes e maciços rochosos na BR-116, Rio Grande do Sul (RS) / Luiz Felipe Nadalín. – Curitiba, 2018.  
97 p. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2018.

Orientador: Alberto Pio Fiori.

Coorientador: Donizeti Antônio Giusti.

1. Estabilidade de taludes. 2. Fator de segurança. 3. Geologia estrutural. I. Universidade Federal do Paraná. II. Fiori, Alberto Pio. III. Giusti, Donizeti Antônio. IV. Título.

CDD: 551.8

---

Bibliotecária: Romilda Santos - CRB-9/1214



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA

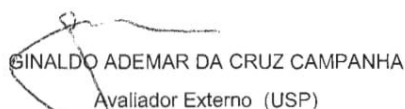
## TERMO DE APROVAÇÃO

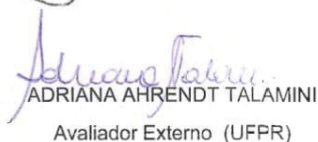
Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **LUIZ FELIPE NADALIN** intitulada: **ANÁLISE ESTRUTURAL E GEOTÉCNICA VOLTADA À ESTABILIDADE DE TALUDES E MACIÇOS ROCHOSOS NA BR-116, RIO GRANDE DO SUL (RS)**, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 26 de Abril de 2018.

  
ALBERTO PIO FIORI  
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)

  
SINALDO ADEMAR DA CRUZ CAMPANHA  
Avaliador Externo (USP)

  
ADRIANA AHRENDT TALAMINI  
Avaliador Externo (UFPR)

A minha família por todo incentivo, meus amigos pela convivência e minha  
querida namorada Elis por estar sempre comigo

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Alberto Pio Fiori, por toda a orientação e conhecimentos prestados nesses 2 anos.

Ao meu coorientador, Prof. Dr. Donizeti Antônio Giusti, pelo tempo disposto e ajuda prestada.

Ao Prof. Dr. Eduardo Salamuni, por se dispor e me ajudar com a dissertação e principalmente o artigo.

Aos meus grandes amigos da Geologia, que me ajudaram, me aguentaram e incentivaram durante todo esse tempo. Em especial a Camila e ao Coxinha, que sempre estavam dispostos a me ajudar e contribuir com meu trabalho.

Ao Instituto Tecnológico de Transporte e Infraestruturas (ITTI), pela disposição do laboratório em que realizou-se esta pesquisa, juntamente com a infraestrutura necessária para o trabalho de campo.

A Fundação de Pesquisas Florestais (FUPEF) pelo apoio financeiro.

E ao programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, em especial ao secretário e amigo Kazu, sempre muito prestativo.

“O sucesso nasce do querer, da determinação e persistência em se chegar a um objetivo. Mesmo não atingindo o alvo, quem busca e vence obstáculos, no mínimo fará coisas admiráveis.”

José de Alencar

## RESUMO

Os eventos de movimentação de massa são fenômenos geomorfológicos naturais que ocorrem independente da presença antrópica. Em função disso, a instalação de uma rodovia requer estudo geológico/geotécnico prévio para saber se o local escolhido pode apresentar problemas de estabilidade. A BR-116, localizada no nordeste do estado do Rio Grande do Sul, atravessa a Escarpa da Serra Geral, composta por derrames ácidos e básicos da Formação Serra Geral. Diversos movimentos de massa são observados na rodovia, relacionados com a queda e deslizamentos de blocos dos taludes rochosos. No geral, esta rodovia possui pista simples, sem espaço para acostamento e composta por muitas curvas, oferecendo riscos aos motoristas que trafegam nessa região declivosa. Como hipótese, pretendeu-se verificar se as famílias de fraturas tectônicas regionais induzem os movimentos de massa nos talude da BR-116. A presente pesquisa teve como objetivo principal aperfeiçoar os métodos de investigação geotécnica correlacionando a Geologia Estrutural, a fim de relacionar as estruturas rúpteis mesozoicas e cenozoicas das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná com a estabilidade de taludes rochosos da rodovia. Entre os métodos utilizados estão o sensoriamento remoto e análise de lineamentos estruturais, análise estrutural geométrica e análise geotécnica dos maciços rochosos. Os resultados a respeito dos lineamentos estruturais regionais, analisados em duas escalas de observação distintas, indicam o predomínio da direção ENE como máximo dos diagramas de roseta, seguidas pelas direções subordinadas NE e WNW. Em relação às fraturas de alto ângulo analisadas em campo, caracterizou-se um máximo com direção N50-70E, similar ao observado regionalmente. A interpretação do diagrama de movimentos de massa indica que 75% dos movimentos que podem ocorrer na BR-116 são causados por deslizamentos em cunha, e o restante são planares, com predomínio de descontinuidades de alto ângulo. A direção máxima dos lineamentos (N70-90E) pode causar movimentos em seis dos sete taludes estudados, e o segundo máximo (N60-80W) condiciona deslizamentos em quatro dos sete pontos. Ressalta-se que a direção máxima apresenta estruturas que podem condicionar movimentos nas mais variadas direções da rodovia, geralmente deslizamentos em cunha, que dependem de uma segunda descontinuidade interceptando-a na face da vertente. Esta evidência mostra que as estruturas provenientes dos lineamentos regionais são as que mais podem gerar movimentos de massa. Os Fatores de Segurança (FS) calculados demonstram que apenas 53% dos movimentos apresentam-se com o mínimo exigido pelo Departamento Nacional de Infraestrutura e Transporte (DNIT) em condições de saturação seca. A medida que a saturação aumenta, os valores de FS diminuem bruscamente, e quando 100% saturados por água, tornam-se extremamente instáveis. Esta relação demonstra a importância da saturação como condicionante natural dos movimentos de massa, evidenciada em campo, por apresentar diversos movimentos dos taludes rochosos na beira da rodovia.

**Palavras-chave:** Estabilidade de taludes, Fator de Segurança, Geologia Estrutural.



## ABSTRACT

Mass movement events are natural geomorphological phenomena that occurs independent of anthropic presence. As a result, the construction of a highway requires previous geological/geotechnical studies to know if the chosen location may present stability problems. The BR-116 highway, located northeast of Rio Grande do Sul state, intersect the Escarpa da Serra Geral, composed of acid and basic lava flows of the volcanic Serra Geral Formation. Several mass movements can be observed in the highway, related to fall and slides of blocks of the rocky slopes. In general, this highway has a simple lane, with no parking space and composed of many curves, and offers many risks to the drivers who travel in this sloping region. As hypothesis, we intend to verify if the families of regional tectonic fractures induce the mass movements in the slope of BR-116. The main objective of the present research is to improve the methods of geotechnical investigation correlating the Structural Geology, in order to relate Mesozoic and Cenozoic riptile structures of volcanic rocks of the Paraná Basin with the stability of rocky slopes of the highway. Among the methods used are remote sensing and analysis of structural lineaments, geometric structural analysis and geotechnical analysis of rock massifs. The results regarding the regional structural lineaments, analyzed in two different observation scales, indicate the predominance of the ENE direction as maximum of the rosette diagrams, followed by the subordinate NE and WNW directions. Regarding the high angle fractures analyzed in the field, it was characterized the maximum direction N50-70E, similar to the one observed regionally. The interpretation of the mass movement diagram indicates that 75% of the movements that can occur in the BR-116 are caused by wedge slides, and the rest are planar, with predominance of high-angle discontinuities. The maximum direction of the lineaments (N70-90E) can generate movement in 6 of the 7 slopes studied, and the second maximum (N60-80W) conditions slides in 4 of the 7 points. It is emphasized that the maximum direction presents structures that can condition movements in the most varied directions of the highway, generally wedge slides, depending on a second discontinuity intercepting it in the face of the slope. This evidence shows that the structures coming from regional lineaments are the ones that can generate mass movements the most. The calculated Safety Factors (SF) shows that only 53% of the movements present themselves with the minimum required by the National Department of Infrastructure and Transport (DNIT) under dry saturation conditions. As saturation increases, the SF values decreases abruptly, and when 100% saturated by water, they become extremely unstable. This relation demonstrates the importance of saturation as a natural conditioner of mass movements, evidenced in the field, as it presents several movements of the rocky slopes at the edge of the highway.

**Keywords:** Slope stability, Safety Factor, Structural Geology.

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.1</b>	Localização da área de estudo no Modelo Digital de Elevação .....	22
<b>Figura 2.1</b>	Critério de fraturamento de Mohr-Coulomb .....	25
<b>Figura 2.2</b>	Estado estável, crítico e instável do esforço.....	25
<b>Figura 2.3</b>	Ângulo de 30° entre o esforço máximo e o plano de cisalhamento .....	26
<b>Figura 2.4</b>	Fraturas geradas por cisalhamento puro.....	27
<b>Figura 2.5</b>	Modelo de fraturamento não-coaxial de Riedel .....	27
<b>Figura 2.6</b>	Decomposição da força P num talude inclinado.....	38
<b>Figura 2.7</b>	Exemplo de deslizamento planar.....	40
<b>Figura 3.1</b>	Modelo topográfico <i>SRTM</i> e imagem aérea <i>Landsat</i> cor natural .....	43
<b>Figura 3.2</b>	Mapa de pontos de afloramento da pesquisa.....	44
<b>Figura 3.3</b>	Diagrama de interpretação de movimentos de massa .....	46
<b>Figura 3.4</b>	Ilustração esquemática dos componentes do deslizamento planar .....	48
<b>Figura 4.1</b>	Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná .....	50
<b>Figura 5.1</b>	Estimativas de campo para a força de compressão uniaxial .....	58
<b>Figura 5.2</b>	Estruturas observadas nos taludes da BR-116 .....	59
<b>Figura 5.3</b>	Estruturas internas de um derrame vulcânico .....	60
<b>Figura 6.1</b>	Localização da área de estudo no Rio Grande do Sul .....	65
<b>Figura 6.2</b>	Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná .....	67
<b>Figura 6.3</b>	Lineamentos estruturais traçados em imagem <i>SRTM</i> e <i>Landsat-8</i> .....	72
<b>Figura 6.4</b>	Interpretação dos lineamentos estruturais no modelo de Riedel.....	73
<b>Figura 6.5</b>	Falhas transcorrentes com estrias e steps .....	74
<b>Figura 6.6</b>	Diagramas de roseta das fraturas observadas em campo .....	75
<b>Figura 6.7</b>	Diagramas de roseta das discontinuidades de alto ângulo .....	76
<b>Figura 6.8</b>	Diagrama de interpretação de movimentos de massa do ponto 1 .....	77
<b>Figura 6.9</b>	Diagrama de interpretação de movimentos de massa do ponto 2 .....	77
<b>Figura 6.10</b>	Diagrama de interpretação de movimentos de massa do ponto 3 .....	78
<b>Figura 6.11</b>	Diagrama de interpretação de movimentos de massa do ponto 4 .....	78
<b>Figura 6.12</b>	Diagrama de interpretação de movimentos de massa do ponto 5 .....	78
<b>Figura 6.13</b>	Diagrama de interpretação de movimentos de massa do ponto 6 .....	79
<b>Figura 6.14</b>	Diagrama de interpretação de movimentos de massa do ponto 7 .....	79
<b>Figura 6.15</b>	Gráficos de FS em relação à saturação .....	82

<b>Figura 6.16</b>	Diagramas de interpretação de movimentos de massa.....	85
<b>Figura 6.17</b>	Diversos problemas geotécnicos evidenciados na BR-116.....	88

## ÍNDICE DE TABELAS

<b>Tabela 5.1</b> Resultado da classificação dos maciços rochosos .....	61
<b>Tabela 6.1</b> Parâmetros físicos dos maciços rochosos para calcular o FS .....	80
<b>Tabela 6.2</b> Resultado dos diagramas de interpretação de movimentos de massa .....	80
<b>Tabela 6.3</b> Problemas geotécnicos que os taludes podem apresentar.....	84
<b>Tabela 6.4</b> Quantidade de prováveis movimentos de massa relacionados com a saturação em água das descontinuidades. ....	86

## ÍNDICE DE QUADROS

<b>Quadro 2.1</b>	Classificação do espaçamento médio das descontinuidades.....	29
<b>Quadro 2.2</b>	Classificação da persistência .....	30
<b>Quadro 2.3</b>	Classificação da abertura (espessura) de descontinuidades.....	31
<b>Quadro 2.4</b>	Classificação da resistência de maciços rochosos .....	34
<b>Quadro 2.5</b>	Classificação de maciço rochoso.....	34
<b>Quadro 2.6</b>	Sistema de classificação geomecânica ponderada .....	35
<b>Quadro 2.7</b>	Classificação do maciço rochoso conforme o Sistema-Q.....	36
<b>Quadro 2.8</b>	Classificação convencional do Índice de qualidade da rocha.....	37
<b>Quadro 4.1</b>	Cronologia relativa das fases de deformação nas regiões sul e sudeste do Brasil .....	56

## ÍNDICE DE EQUAÇÕES

<b>Equação 2.1</b> .....	24
<b>Equação 2.2</b> .....	24
<b>Equação 2.3</b> .....	26
<b>Equação 2.4</b> .....	30
<b>Equação 2.5</b> .....	35
<b>Equação 2.6</b> .....	37
<b>Equação 2.7</b> .....	38
<b>Equação 2.8</b> .....	38
<b>Equação 2.9</b> .....	39
<b>Equação 2.10</b> .....	39
<b>Equação 2.11</b> .....	39
<b>Equação 2.12</b> .....	39
<b>Equação 3.1</b> .....	48
<b>Equação 3.2</b> .....	48
<b>Equação 3.3</b> .....	48
<b>Equação 3.4</b> .....	48
<b>Equação 3.5</b> .....	48
<b>Equação 5.1</b> .....	57

## LISTA DE ABREVIACÕES

AQ - Alto de Queluz  
BaC - Bacias cenozoicas  
BC - Bacia de Curitiba  
BP - Bacia do Paraná  
BT - Bacia de Taubaté  
CAT - Complexo Alcalino de Tunas  
CPRM - Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais  
CJ - Campos do Jordão  
DL - Domo de Lajes  
DNIT - Departamento Nacional de Infraestrutura e Transporte  
FS - Fator de Segurança  
GG - Gráben da Guanabara  
IQR - ndice de Qualidade da Rocha  
ITTI - Instituto Tecnológico de Transporte e Infraestruturas  
*ISRM - International Society for Rock mechanics*  
LAG - Laguna, Santa Catarina  
*LIP - Large igneous province*  
MAC - Maciço Alcalino de Cananéia  
MDE - Modelo Digital de elevaao  
*NASA - National Aeronautics and Space Administration*  
*NGI - Norwegian Geotechnical Institute*  
PQA - Pariquera-Açu  
RCSB - Rifte Continental do Sudeste do Brasil  
*RGB - Red Green Blue*  
RJ - Bacia do rio Jordão  
RS - Rio Grande do Sul  
*RMR - Rock Mass Rating*  
*RQD - Rock Quality Designation*  
SC - Santa Catarina  
SG - Formaao Serra Geral  
SRF - ndice de influência do estado de tensão do maciço

*SRTM - Shuttle Radar Topographic Mission*

*USGS - United States Geological Survey*

ZCPS - Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul



## LISTA DE SIGLAS

A - Área

Ar - Argônio

C - Coesão

$C_d$  - Comprimento total da descontinuidade pelo afloramento

$C_{int}$  - Somatório dos comprimentos intactos ao longo da descontinuidade

$C_r$  - Coesão da rocha

F - Força

H - Altura do talude

$H_w$  - Altura da coluna de água

i - Inclinação do talude

$J_n$  - Índice do número de famílias de fraturas

$J_r$  - Índice de rugosidade das fraturas

$J_a$  - Índice de alteração das paredes das fraturas

$J_w$  - Índice da influência da água subterrânea

k - Quilo

K - Potássio

L - Comprimento total do furo

m - Metro

mm - Milímetro

M - Mega

Ma - Milhões de anos

P - Peso ou persistência

Pa - Pascal

R - Força resistente ao cisalhamento

t - Valor limiar arbitrário

Ti - Titânio

U - Força neutra

$X_i$  - Comprimento do i-ésimo pedaço intacto do testemunho maior do que 10 cm

$\sigma$  - Tensão

$\sigma_n$  - Tensão normal

$\sigma_{Nr}$  - Tensão normal no momento de ruptura  
 $\sigma_s$  - Tensão cisalhante  
 $\sigma_{Sr}$  - Tensão cisalhante no momento de ruptura  
 $\sigma_1$  - Tensão máxima principal  
 $\sigma_2$  - Tensão intermediária  
 $\sigma_3$  - Tensão mínima  
 $\phi$  - Ângulo de atrito  
 $\theta$  - Ângulo de inclinação da descontinuidade  
 $\tau$  - Resistência ao cisalhamento  
 $\lambda$  - Frequência de descontinuidades por metro  
 $\gamma$  - Peso específico da rocha  
 $\gamma_a$  - Peso específico da água

## SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>20</b>
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS.....	21
1.2 OBJETIVOS .....	22
1.2.1 Objetivos específicos.....	23
<b>CAPÍTULO 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>24</b>
2.1 CRITÉRIO DE RUPTURA DE MOHR-COULOMB .....	24
2.2 CISALHAMENTO PURO E SIMPLES .....	26
2.3 DESCONTINUIDADES EM MACIÇOS ROCHOSOS.....	27
2.3.1 Características das descontinuidades .....	28
2.3.2 Métodos de levantamento sistemático de descontinuidades.....	32
2.4 CLASSIFICAÇÃO DE MACIÇOS ROCHOSOS .....	33
2.4.1 Índice de qualidade da rocha (IQR).....	36
2.5 FATOR DE SEGURANÇA (FS).....	37
2.6 DESLIZAMENTOS PLANARES E EM CUNHA.....	39
<b>CAPÍTULO 3 MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>41</b>
3.1 MATERIAIS .....	41
3.2 MÉTODOS .....	42
3.2.1 Revisão bibliográfica .....	42
3.2.2 Sensoriamento remoto aplicado à Geologia Estrutural .....	42
3.2.3 Etapas de campo .....	43
3.2.4 Análise estrutural geométrica .....	44
3.2.5 Análise geotécnica .....	45
<b>CAPÍTULO 4 CONTEXTO GEOLÓGICO .....</b>	<b>49</b>
4.1 BACIA DO PARANÁ.....	49
4.1.1 Supersequência Gondwana III .....	51

4.2	ARCABOUÇO TECTÔNICO/ESTRUTURAL .....	52
4.3	EVOLUÇÃO TECTÔNICA PÓS MAGMATISMO SERRA GERAL .....	54
	<b>CAPÍTULO 5 RESULTADOS COMPLEMENTARES .....</b>	<b>57</b>
5.1	CLASSIFICAÇÃO DOS MACIÇOS ROCHOSOS .....	57
	<b>CAPÍTULO 6 ARTIGO .....</b>	<b>62</b>
6.1	INTRODUÇÃO .....	63
6.2	LOCALIZAÇÃO .....	64
6.3	ARCABOUÇO GEOLÓGICO .....	65
6.4	MÉTODOS .....	69
6.4.1	Sensoriamento remoto aplicado à Geologia Estrutural .....	69
6.4.2	Análise estrutural geométrica .....	70
6.4.3	Análise geotécnica .....	70
6.5	RESULTADOS .....	72
6.5.1	Lineamentos fotointerpretados .....	72
6.5.2	Análise estrutural geométrica .....	74
6.5.3	Análise geotécnica .....	76
6.6	DISCUSSÃO .....	83
6.7	CONCLUSÕES .....	89
	<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>90</b>

## CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

Os eventos de movimentação de massa são fenômenos geomorfológicos naturais que ocorrem independente da presença antrópica. Com o desenvolvimento dos ambientes urbanos, o aumento da demanda por locais seguros para construção de estradas e comunidades acaba tornando-os cada vez mais raros, visto o crescimento populacional desenfreado que se percebe ao longo dos últimos 200 anos.

Em função disso, a instalação de uma rodovia requer estudo geológico/geotécnico prévio para saber se o local escolhido pode apresentar problemas de estabilidade, e, caso presente, de que maneiras devem ser reparados. Atualmente existem poucos estudos na academia a respeito da predição dos eventos de movimento de massa rochosos, que muitas vezes chegam a ser catastróficos, causando danos ao patrimônio e até perda de vidas.

Esse estudo é importante devido ao fato dos derrames da Bacia do Paraná cobrirem uma área de aproximadamente 1.200.000 km<sup>2</sup> (Peate e Hawkesworth, 1996), abrangendo quatro países e diversos municípios que podem se beneficiar dos resultados obtidos, caso se comprovem satisfatórios.

As estruturas que deformam as unidades sedimentares da Bacia do Paraná e também os derrames basálticos sobre elas vem sendo estudadas desde a década de 80 por diversos autores (Zalán *et al.*, 1990; Milani, 1997). Recentemente, outros estudos a respeito da tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica na bacia e em sua borda foram apresentados (Jacques, 2013), inclusive nas rochas alcalinas do Domo de Lajes, no sudeste de Santa Catarina e nordeste do Rio Grande do Sul (Machado *et al.*, 2012; Nummer *et al.*, 2014; Jacques *et al.*, 2015; Santos 2017).

O estudo geotécnico relacionado a estruturas tectônicas regionais é de suma importância para o desenvolvimento urbano, visto que uma extensa malha rodoviária foi construída sobre essas rochas. Além disso, diversas comunidades habitam regiões serranas, havendo risco de algum desastre ambiental relacionado a movimento de massa de encostas.

A BR-116 atravessa o trecho da escarpa da Serra Geral (CPRM, 2010) no nordeste do estado do RS, iniciando-se a sul de Caxias do Sul e terminando próximo de Novo Hamburgo. Esta região apresenta diversos problemas

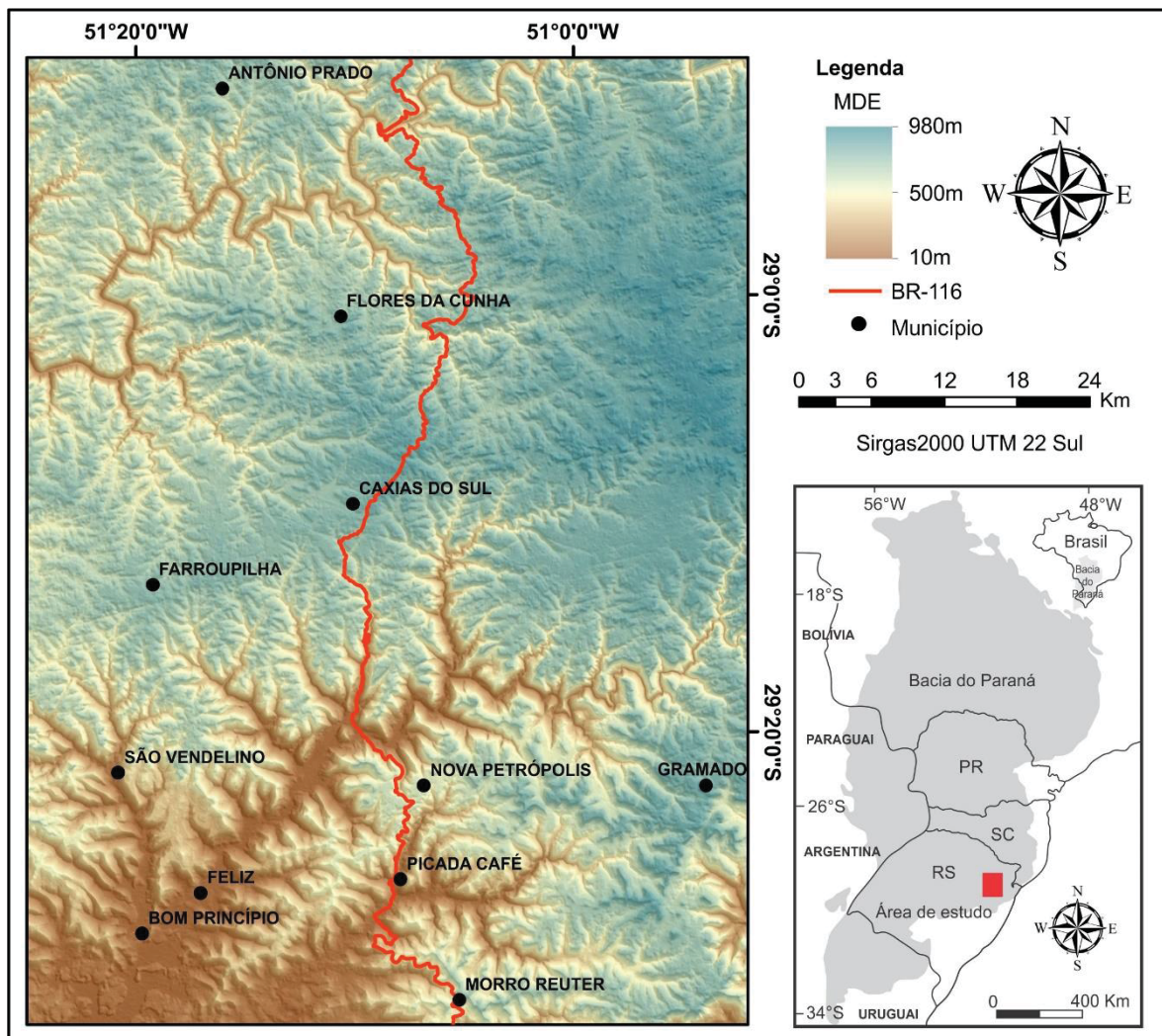
geotécnicos, em sua maioria relacionado à queda ou deslizamento de blocos rochosos das rochas vulcânicas, ocasionados por sua construção, na década de 60, sem estudos detalhados que levam em consideração riscos geológicos. Por causa disso, muitos acidentes podem ocorrer, causando grandes estragos para os motoristas que trafegam nesta rodovia de pista simples, sem espaço para acostamento e muito próximo aos taludes rochosos.

Como hipótese desta pesquisa, pretende-se verificar se as famílias de fraturas tectônicas regionais são indutoras dos movimentos de massa nos taludes da BR-116. O estudo se justifica visto que há probabilidade relativamente elevada destas estruturas, em meio às feições rúpteis atectônicas internas dos derrames (p. ex. contato entre derrames, disjunções colunares e tabulares e juntas de alívio) condicionarem os escorregamentos na BR-116. A comprovação dessa hipótese permite que os estudos geotécnicos possam ser feitos com mais precisão, focados em áreas críticas nas regiões aonde os derrames vulcânicos estão afetados por lineamentos estruturais bastante pervasivos, principalmente nos períodos sazonais de maior pluviosidade.

## 1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área da pesquisa (figura 1.1) está localizada no nordeste do estado do RS, nas proximidades de Caxias do Sul, 50 km a norte de Porto Alegre. Limitada pelas coordenadas geográficas  $50^{\circ}50'0''$  W e  $51^{\circ}27'0''$  W, e  $28^{\circ}50'0''$  S e  $29^{\circ}33'0''$  S, possui forma retangular alongada na direção norte-sul, com aproximadamente  $4.800 \text{ km}^2$ .

O principal acesso é feito pela BR-116, cortando a área de norte a sul, desde o km 150 ao 260, abrangendo quase que em sua totalidade rochas vulcânicas cretáceas da Formação Serra Geral. A escolha da área levou em consideração a boa exposição contínua de afloramentos, na forma de taludes rodoviários e problemas geotécnicos recorrentes observados ao longo da extensão da rodovia.



**Figura 1.1** Localização da área de estudo no Modelo Digital de Elevação (MDE), com destaque para o município de Caxias do Sul (centro da imagem) e a BR-116 (em vermelho), no nordeste do estado do Rio Grande do Sul.

## 1.2 OBJETIVOS

A presente pesquisa tem como objetivo principal contribuir com métodos de investigação geotécnica correlacionados com aspectos inerentes à Geologia Estrutural, envolvendo o estudo das estruturas rúpteis mesozoicas e cenozoicas das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná e a estabilidade de taludes rochosos na BR-116.

### 1.2.1 Objetivos específicos

- Identificar as principais estruturas rúpteis presentes na área de estudo via sensoriamento remoto.
- Realizar a análise estrutural das discontinuidades tectônicas dos afloramentos encontrados em campo.
- Identificar os escorregamentos planares e em cunha passíveis de ocorrer em cada afloramento estudado e quais são mais recorrentes na região.
- Classificar a qualidade dos maciços rochosos da BR-116, segundo Bieniawski (1974).
- Calcular o Fator de Segurança (FS) para escorregamento plana e em cunha de blocos em função das estruturas e da geometria do talude.
- Reconhecer as famílias de fraturas que mais causam problemas geotécnicos, e correlacioná-las com a estruturação tectônica regional.



## CAPÍTULO 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 CRITÉRIO DE RUPTURA DE MOHR-COULOMB

O critério de ruptura de Mohr-Coulomb, segundo Fiori e Carmignani (2009), considera o esforço cisalhante ( $\sigma_s$ ) e o esforço normal ( $\sigma_n$ ) ao agir sobre o plano de fratura no momento de sua ruptura, sendo que para haver o rompimento, o valor de  $\sigma_s$  deve exceder a resistência ao atrito mais a coesão. Esses dois componentes são relacionados entre si através da tangente do ângulo de atrito ( $\phi$ ) (em cálculos genéricos costuma ter valor de  $30^\circ$ ), como demonstra a equação a seguir:

$$\sigma_s = \sigma_n \operatorname{tg}\phi \quad (\text{equação 2.1})$$

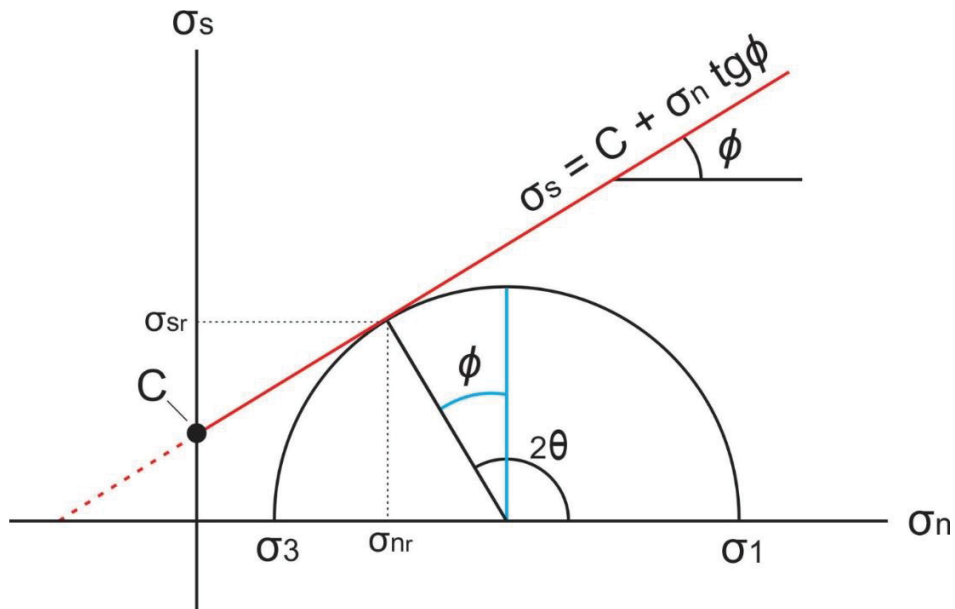
O engenheiro alemão Otto Mohr propôs utilizar seu conhecido diagrama circular no espaço  $\sigma_s - \sigma_n$ , percebendo que o critério de Coulomb pode ser descrito por uma linha reta no espaço de Mohr, com o ângulo de atrito controlando a sua inclinação. Coulomb notou que apenas após a coesão da rocha ser excedida que a ruptura ocorre, portanto o critério completo de fraturamento de Coulomb (mais conhecido por Mohr-Coulomb, ilustrado na figura 2.1), é:

$$\sigma_s = C + \sigma_n \operatorname{tg}\phi \quad (\text{equação 2.2})$$

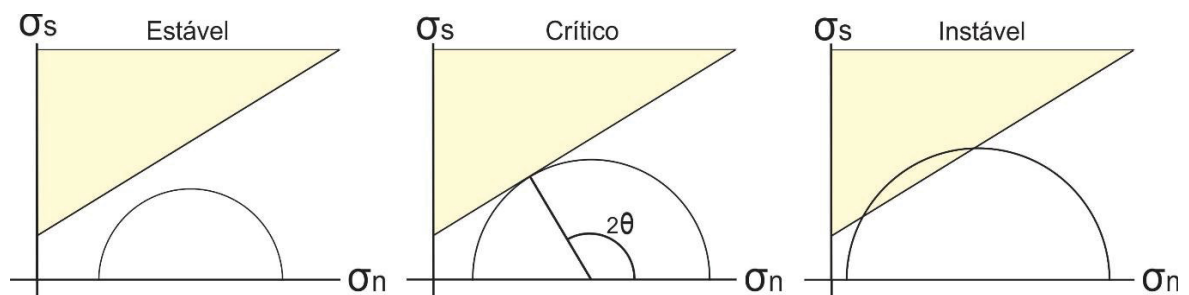
A constante de coesão (C) representa o esforço crítico de cisalhamento na superfície, conhecida também como resistência coesiva, para quando  $\sigma_n = 0$ . Para sedimentos inconsolidados, a coesão é zero, pois não apresentam efeito de “cola” entre os grãos minerais. No caso de sedimentos litificados, sua coesão aumenta progressivamente com o grau de cimentação dos grãos, juntamente com seu valor de atrito interno, que é diferente para cada litologia.

A linha que tangencia o círculo de Mohr, definida a partir de experimentos de laboratório para cada tipo de rocha, é conhecida como envoltório de ruptura de Coulomb. Nos casos em que a linha da envoltória de ruptura toca o círculo de Mohr,

o ponto de intersecção representa a orientação do plano de fratura (ângulo  $2\theta$  no diagrama de Mohr), assim como o esforço cisalhante e normal no momento da ruptura (figura 2.2). Quando o círculo não encosta na envoltória, a rocha está no estado estável, sem a possibilidade de formação de fraturas (Fossen, 2012).



**Figura 2.1** Critério de fraturamento de Mohr-Coulomb, com o círculo representando os esforços críticos, e a linha vermelha indicando a envoltória de ruptura, com os valores da coesão e o ângulo de atrito interno. Também são representados os valores de tensão cisalhante ( $\sigma_{sr}$ ) e normal ( $\sigma_{nr}$ ) para o momento da ruptura (parte do círculo que tangencia a reta), junto orientação do plano de fratura.



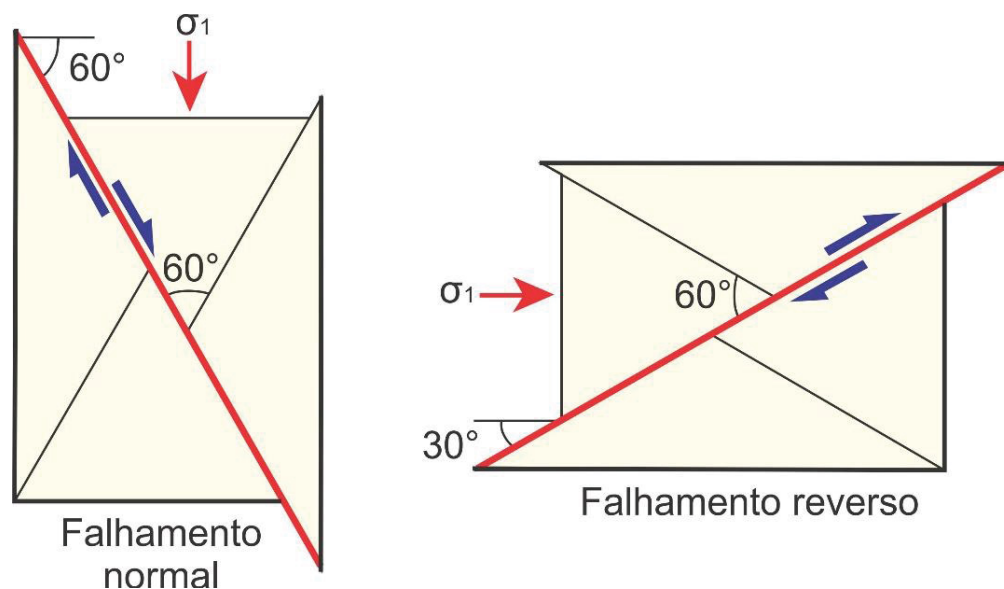
**Figura 2.2** Estado estável, crítico e instável do esforço, quando o círculo não toca a envoltória, tangencia a envoltória (indicando o momento de ruptura), e supera a envoltória, respectivamente. Modificado de Fossen, 2012.

Observa-se que o esforço intermediário (perpendicular ao plano em análise) não aparece nesses critérios de ruptura, entretanto, o plano de fratura sempre contém  $\sigma_2$  em concordância com o modelo de fraturamento de Anderson, proposto em 1951 e derivado do critério de ruptura de Mohr-Coulomb. A inclinação

da fratura em relação ao  $\sigma_h$  pode ser definida em função do ângulo de atrito interno, como mostra a equação a seguir:

$$2\Theta = 90^\circ + \phi \quad \text{ou} \quad \Theta = 45^\circ + \phi/2 \quad (\text{equação 2.3})$$

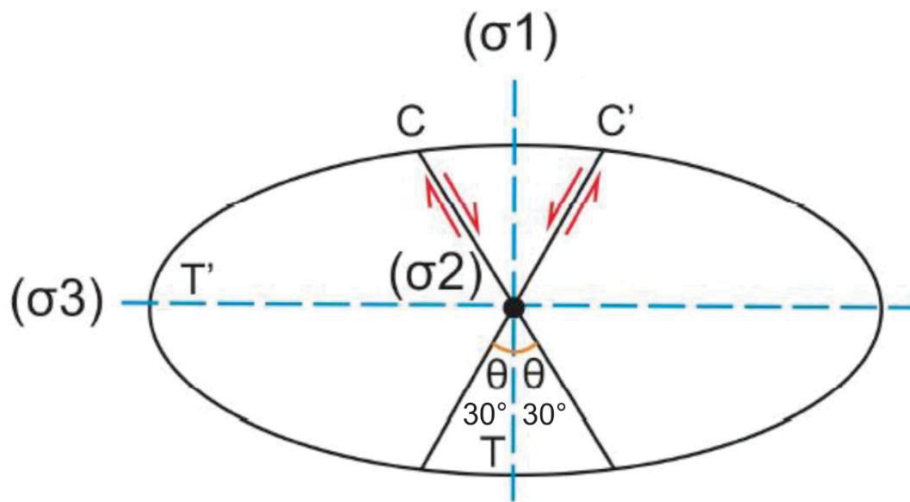
O ângulo de atrito pode ser considerado como aproximadamente  $30^\circ$  para a maioria das rochas, implicando que o ângulo entre o esforço máximo e a fratura ( $90^\circ - \Theta$ ), esteja em torno de  $30^\circ$ . A figura 2.3 demonstra, portanto, porque os planos de falha do sistema de Anderson normais e reversas possuem ângulos de mergulho próximos a  $60^\circ$  e  $30^\circ$ , respectivamente (Fossen, 2012).



**Figura 2.3** Ângulo de aproximadamente  $30^\circ$  entre o esforço máximo e o plano de cisalhamento. Por causa disso, geralmente as falhas normais possuem  $60^\circ$  de mergulho e as reversas  $30^\circ$ . Fonte: Fossen, 2012.

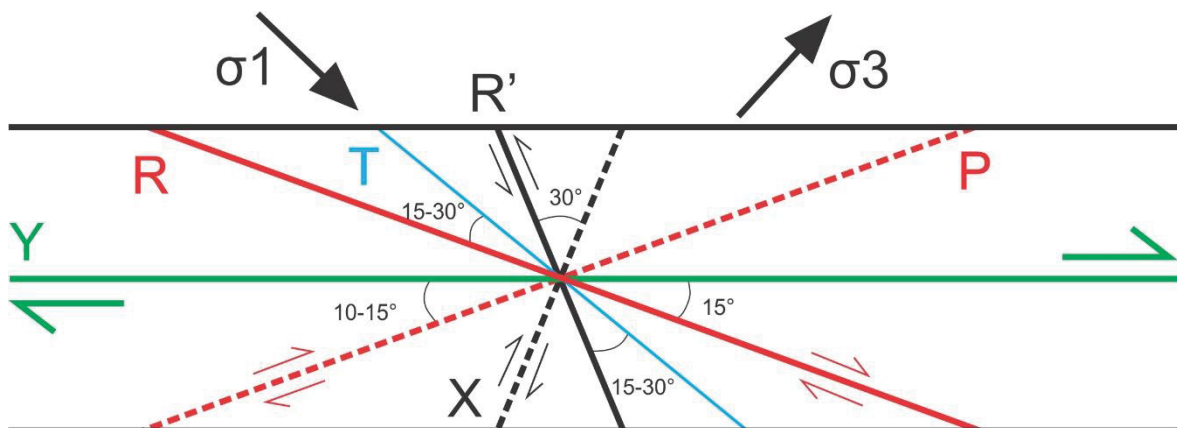
## 2.2 CISALHAMENTO PURO E SIMPLES

A deformação coaxial, mais conhecida por cisalhamento puro, envolve apenas a translação de massa rochosa dentro dos parâmetros do comportamento rúptil (Hasui e Mito, 1992). Portanto, essa deformação produz fraturas de distensão paralelas e perpendiculares ao esforço principal, junto de pares conjugados, simétricos e com ângulos de  $30^\circ$  em relação ao  $\sigma_1$  (figura 2.4).



**Figura 2.4** Fraturas geradas por cisalhamento puro: pares de fraturas conjugados (C e C') com 30° do esforço principal, e fraturas de distensão (T e T'). Modelo de fraturamento de Anderson (1951). Modificado de Hasui e Mito (1992).

No caso da deformação não-coaxial, ou cisalhamento simples, a massa rochosa é rotacionada, e o modelo de fraturas sintéticas e antitéticas de Riedel (1929) é o mais utilizado. O plano de cisalhamento principal (Y) encontra-se variando 30 a 45° do esforço principal ( $\sigma_1$ ), o qual forma fraturas de distensão (T), fraturas secundárias R e R' (conjugadas), e fraturas de cisalhamento P e X (figura 2.5).



**Figura 2.5** Modelo de fraturamento não-coaxial de Riedel (1929).

### 2.3 DESCONTINUIDADES EM MACIÇOS ROCHOSOS

As descontinuidades presentes nos maciços rochosos são importantes para determinar sua estabilidade e deformabilidade, características que os tornam mais heterogêneos e anisotrópicos do que rochas intactas. Por definição, o maciço

rochoso é uma massa de rocha constituída por descontinuidades, apresentando blocos discretos, estes sim, com propriedades de rochas intactas (sem descontinuidades ou planos de fraqueza).

As juntas, falhas, contatos litológicos e foliações metamórficas são consideradas as descontinuidades mais comuns nas rochas, presentes na maioria dos maciços rochosos e resultando em agregados descontínuos de blocos com formas geométricas irregulares. Essas feições geram zonas de rocha alterada, reduzindo sua resistência por processos intempéricos, sendo que diversos autores consideram as descontinuidades como o fator principal no controle de resistência mecânica e deformabilidade (Fiori e Carmignani, 2009).

Na literatura geotécnica, as descontinuidades são utilizadas de forma genérica, variando, desde rupturas sem deslocamento, até um termo coletivo, o qual inclui grupos de juntas, planos de acamamento, falhas e outras superfícies de fraqueza dentro de uma massa rochosa (Bieniawski, 1973). Para Hasui e Mito (1992), as juntas são rupturas das rochas com características físicas e mecânicas semelhantes que formam um arranjo paralelo ou subparalelo, compondo famílias, e caso sejam agrupadas, constituem um sistema.

Segundo Fossen (2012), as fraturas são classificadas em três modos distintos, no campo da mecânica de fraturas: o modo I é de abertura (extensional), com deslocamento perpendicular das paredes da fratura; o modo II é de deslizamento (cisalhamento), perpendicular à borda; o modo III refere-se ao deslizamento paralelo à borda da fratura (rasgamento). Os modos II e III ocorrem em partes distintas de uma mesma fratura cisalhante, e sua combinação é conhecida como fratura híbrida. Portanto, podemos adicionar o modo IV, considerado como fechamento de feições contracionais, como nos estilólitos.

Os mais variados tipos de descontinuidades que influenciam na estabilidade de taludes, segundo Fiori e Carmignani (2009), são: planos de acamamento; planos de juntas; planos de falha; foliações metamórficas; discordâncias ou inconformidades; margens de intrusões ígneas; planos de cisalhamento e fendas de tração.

### 2.3.1 Características das descontinuidades

#### 2.3.1.1 Orientação espacial

A direção e o mergulho de uma estrutura expressam sua orientação, devendo ser medida com auxílio de uma bússola, sendo muito importantes pois podem desencadear deslizamentos de blocos de rocha em vertentes ao longo de uma ou mais descontinuidades. Existem dois aspectos fundamentais na estabilidade de vertentes em rocha: as juntas ou suas intersecções afloram no talude com ângulo menor do que sua inclinação; o ângulo de inclinação das juntas excede o valor do ângulo de atrito ao longo das superfícies.

### 2.3.1.2 Espaçamento

O espaçamento é determinado pela distância medida perpendicularmente entre as famílias da descontinuidade selecionada, ao longo de linhas de varredura (quadro 2.1). Uma rocha muito coesa quando intacta, tem sua resistência diminuída seriamente quando afetada por um conjunto muito denso de juntas, comum de ocorrer em zonas de cisalhamento. Do mesmo modo, quando o espaçamento é grande, o comportamento do maciço é fortemente influenciado pelas propriedades da rocha intacta, de maior resistência.

Os maciços rochosos não apresentam espaçamento constante para um conjunto de descontinuidades, influenciando fortemente na permeabilidade e percolação de água, sendo que a condutividade hidráulica nessas juntas depende da sua abertura. Os fatores que influenciam na definição e distribuição de juntas são os tipos litológicos, natureza dos esforços tectônicos, sobrecargas, profundidade e as descontinuidades pré-existentes.

**Quadro 2.1** Classificação do espaçamento médio das descontinuidades. Traduzido de ISRM, 1983.

<b>Termo</b>	<b>Espaçamento (mm)</b>
Extremamente pequeno	< 20
Muito pequeno	20 - 60
Pequeno	60 - 200
Moderado	200 - 600
Grande	600 - 2000
Muito grande	2000 - 6000
Extremamente grande	> 6000

### 2.3.1.3 Persistência

A persistência é definida como a razão entre a área dos segmentos intactos pela área total da descontinuidade, sendo expressa em porcentagem segundo a equação 6, aonde  $C_{int}$  representa o somatório dos comprimentos intactos ao longo da descontinuidade e  $C_d$  representa o comprimento total da descontinuidade pelo afloramento.

$$P = \left(1 - \frac{C_{int}}{C_d}\right) 100 \quad (\text{equação 2.4})$$

Entretanto, de forma mais prática, pode-se medir o comprimento da descontinuidade, ao invés de sua área, como mostra o quadro 2.2. As descontinuidades podem ser classificadas como persistentes, que se estendem por todo afloramento, subpersistentes, cujo fim ocorre visivelmente dentro do maciço rochoso e não persistente, as quais terminam encontrando-se em outras descontinuidades.

**Quadro 2.2** Classificação da persistência. Traduzido de ISRM, 1983.

<b>Termo</b>	<b>Persistência</b>
Persistência muito pequena	Menor que 1m
Persistência pequena	de 1 a 3m
Persistência média	de 3 a 10m
Persistência grande	de 10 a 20m
Persistência muito grande	Maior que 20m

### 2.3.1.4 Rugosidade

A rugosidade é uma característica essencial no comportamento da resistência ao cisalhamento das descontinuidades, especialmente quando as juntas não se encontram preenchidas. A importância da rugosidade diminui proporcionalmente ao aumento da abertura e espessura do material de preenchimento. Dois fatores principais são considerados no estudo das superfícies das descontinuidades: a ondulação da superfície, a qual resulta em variações na

orientação e atitude da descontinuidade; a rugosidade da superfície, responsável pelo atrito entre os blocos adjacentes.

Os ângulos de atrito ( $\phi$ ) mínimos para rochas sem alteração situam-se geralmente entre 35° e 25°, sendo 30° um valor médio comumente utilizado, e no caso da parede estar muito alterada, este valor diminui para 15°, mesmo sem a presença de preenchimento argiloso.

#### 2.3.1.5 Abertura e preenchimento das juntas

A abertura das juntas é definida pela distância média do afastamento dos blocos adjacentes, ou o espaço entre as paredes das juntas (quadro 2.3), por onde pode haver percolação de água e alteração das paredes e conseqüentemente preenchimento. Os esforços tectônicos, alívio de carga na superfície ou presença de soluções resultam na abertura das juntas, que tendem a diminuir com a profundidade.

**Quadro 2.3** Classificação da abertura (espessura) de descontinuidades. Traduzido de Geological Society, 1977.

<b>Termo</b>	<b>Abertura (descontinuidade) Espessura (preenchimento)</b>
Cerrada	Zero
Extremamente fechada	0 - 2mm
Muito fechada	2 - 6mm
Fechada	6 - 20mm
Moderadamente fechada	20 - 60mm
Moderadamente aberta	60 - 200mm
Aberta	> 200mm

O espaço gerado entre as juntas pode estar vazio, parcialmente ou totalmente preenchido por materiais como argila, silte, areia e até fragmentos mais grossos, formados por deposição, cominuição por falhamento ou intemperismo das paredes rochosas. Segundo Cording (1975), os materiais de preenchimento apresentam baixa resistência ao cisalhamento, com ângulos de atrito entre 8° e 15°, especialmente no caso das argilas montmorilonita, illita, clorita e minerais como talco e grafita. Para o caso da precipitação de materiais como sílica nos espaços



abertos, que podem ser mais resistentes do que a própria rocha, a resistência do maciço pode aumentar significativamente.

Quando a abertura é estreita, permitindo o contato rocha-rocha entre as paredes e sem material de preenchimento, a resistência da junta é influenciada pela resistência da rocha e grau de rugosidade da junta. Para os casos aonde a abertura apresenta preenchimento espesso o suficiente para superar a altura das projeções e dentes do material rochoso, não permitindo o contato rocha-rocha, a resistência ao cisalhamento é controlado unicamente pela coesão e ângulo de atrito do material de preenchimento. O preenchimento parcial pode ocorrer, e para este caso o material inicialmente controla a resistência. Entretanto, com o avanço dos esforços normais, o preenchimento é comprimido e atravessado pelas pontas rochosas, causando um efeito de interpenetração entre elas, que se rompem com a progressão dos esforços, causando um comportamento controlado pelo atrito rocha-rocha.

### 2.3.2 Métodos de levantamento sistemático de descontinuidades

Diversos métodos para realizar um levantamento sistemático de descontinuidades podem ser encontrados na literatura. Muller (1959) registrou descontinuidades em duas superfícies perpendiculares, enquanto que Weaver e Call (1965) e Halstead *et al.* (1968) registraram todas as descontinuidades em áreas de seis por dois metros, distanciadas por intervalos de 30 metros na mesma face (técnica conhecida como “mapeamento de fraturas”). Robertson (1970), Piteau (1970) e Broadbent e Rippere (1970), em contrapartida, realizaram o método de amostragem por linhas de varredura, registrando cada descontinuidade, sem intervalos ao longo de uma linha demarcada no afloramento.

Esse último método, segundo Fiori e Carmignani (2009) apresenta melhores resultados que os anteriores, fornecendo mais detalhes da densidade e variabilidade das atitudes das descontinuidades. Contudo, essa amostragem pode ser muito demorada e geralmente é feita de forma subjetiva, principalmente nos estágios iniciais da investigação, quando o intuito é definir o *trend* geral da área. A Geological Society (1977) estipula que para um tratamento estatístico adequado devem ser levantadas um mínimo de 200 medidas por localidade, embora essa opinião varie para cada autor.

Três métodos de análise podem ser empregados para a análise de descontinuidades nas rochas: diagrama de rosetas, histogramas e projeções estereográficas. O diagrama de rosetas mostra a frequência da direção ou mergulho das juntas separadamente, assim como o histograma. A projeção estereográfica, diferentemente, permite uma análise tridimensional das estruturas (direção e mergulho, simultaneamente), sendo um método mais completo e eficiente.

Existem dois tipos de diagramas de projeção estereográfica comumente utilizados, a rede de Wulff e o diagrama de Schmidt-Lambert, com igual ângulo e igual área, respectivamente. Ao tratar um número muito grande de atitudes, é comum utilizar-se da representação de planos através de diagramas de contorno de densidade de polos, permitindo uma rápida visualização do padrão de distribuição das descontinuidades, onde as famílias de juntas originam concentrações de polos (Fiori e Carmignani, 2009).

## 2.4 CLASSIFICAÇÃO DE MACIÇOS ROCHOSOS

A literatura geotécnica possui grande quantidade de referências que tratam da influência das descontinuidades na resistência ou qualidade dos maciços rochosos. Sendo assim, é amplamente aceito o fato de que as propriedades geotécnicas dos maciços rochosos são mais importantes do que as propriedades das rochas intactas. Por consequência, muitas classificações modernas incluem a geometria e as propriedades físicas das descontinuidades, aplicando esses conhecimentos principalmente nas escavações e cortes de estradas, assim como em minas a céu aberto (Fiori e Carmignani, 2009).

John (1962) apresentou uma classificação que quantificou o espaçamento das juntas e o grau de intemperismo, incluindo o teste de resistência compressiva uniaxial da rocha intacta (quadro 2.4). Alguns anos depois, Bieniawski (1973) realizou algumas modificações nesta classificação, considerando a influência do intemperismo na rocha intacta e adicionando valores de coesão e ângulo de atrito, caracterizando a rugosidade na superfície das descontinuidades (quadro 2.5).

Em 1974, Bieniawski desenvolveu uma classificação geomecânica, a qual utiliza o Índice de Qualidade da Rocha (IQR) junto da resistência uniaxial da rocha

intacta, espaçamento, abertura, continuidade e orientação de juntas e o fluxo de água subterrânea (quadro 2.6).

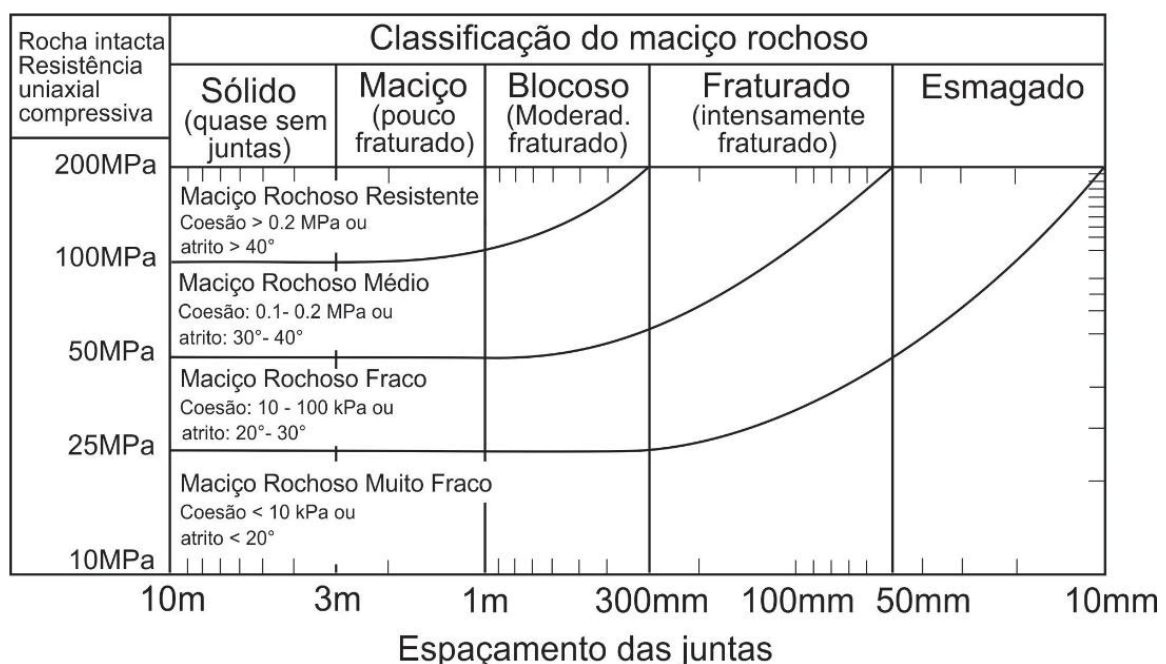
Esta classificação foi confeccionada principalmente para escavações de túneis subterrâneos na África do Sul, porém seu autor também fez tentativas de aplicá-la em fundações e taludes rochosos. Para avaliar a qualidade do maciço, atribui-se pesos a cada um dos parâmetros escolhidos como critério, e após serem ponderados, são somados para representar o valor de *Rock Mass Rating (RMR)*, cujo máximo é 100.

**Quadro 2.4** Classificação da resistência de maciços rochosos. Traduzido de John, 1962.

Classificação da rocha		Resistência da rocha à compressão Kg/cm <sup>2</sup>	Juntas									
Tipo	Descrição		ocasional	espaçada		próximas		muito próximas	R. esmagada e milonitizada			
		Espaçamento das juntas										
		1.000cm	200	100	20		10	2	1	0.5	0.1	
I	Sonora	1.000(+) 500										
II	Moderadamente sonora, pouco alterada	200										
III	Fraca, decomposta e alterada	100										
IV	Completamente decomposta	20										

← Mecânica →  
Rocha Solo

**Quadro 2.5** Classificação de maciço rochoso, utilizando o espaçamento de juntas, resistência da rocha intacta, coesão e ângulo de atrito interno. Traduzido de Bieniawski, 1973.



**Quadro 2.6** Sistema de classificação geomecânica ponderada. Traduzido de Bieniawski, 1974.

Parâmetros de classificação e pesos relativos									
1	Resistência da rocha intacta	Índice de compressão puntiforme	10 Mpa	4-10 MPa	2-4 MPa	1-2 MPa	Ensaio de compressão uniaxial preferido (kg/cm <sup>2</sup> )		
		Resistência à compressão simples	250 Mpa	100-250 MPa	50-100 MPa	25-50 MPa	15-25 MPa	1-15 MPa	1 MPa
<b>Peso relativo</b>			<b>15</b>	<b>12</b>	<b>7</b>	<b>4</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>0</b>
2	IQR		90% - 100%	75% - 90%	50% - 75%	25% - 50%	< 25%		
	Peso relativo		20	17	13	8	3		
3	Espaçamento de juntas		> 2m	0,6 - 2m	200-600mm	60 - 200mm	< 60mm		
	<b>Peso relativo</b>		<b>30</b>	<b>25</b>	<b>10</b>	<b>8</b>	<b>5</b>		
4	Condição das juntas		Superfícies muito rugosas, descontinuas fechadas, paredes duras.	Superfícies pouco rugosas, abertura < 1mm, paredes duras.	Superfícies pouco rugosas, abertura < 1mm, paredes moles.	Superfícies estriadas ou preenchimento < 5mm ou abertura de juntas 1-5mm. Juntas contínuas.	Preenchimento mole de 5mm ou abertura de juntas > 5mm. Juntas contínuas.		
	<b>Peso relativo</b>		<b>30</b>	<b>25</b>	<b>20</b>	<b>10</b>	<b>0</b>		
5	Água subterrânea	Infiltração em 10m de túnel	Nenhuma	< 1,0 l/min	< 25 l/min	25 - 125 l/min	> 125 l/min		
		Razão P <sub>aj</sub> /t <sub>pm</sub>	0	0,0	0,1 - 0,2	0,2 - 0,5	> 0,5		
	Condições gerais		Completamente seca			Umidade (água intersticial)	Pressão moderada de água	Problemas graves d'água	
	<b>Peso relativo</b>		<b>10</b>			<b>7</b>	<b>4</b>	<b>0</b>	
Ajuste para orientação de Descontinuidades									
Direção e mergulho			Muito favorável	Favorável	Aceitável	Desfavorável	Muito desfavorável		
Peso relativo	Túneis		0	-2	-5	-10	-12		
	Fundações		0	-2	-7	-15	-25		
	Taludes		0	-2	-25	-50	-60		
Classes de maciços									
Classe do maciço:			I	II	III	IV	V		
Condição geral			Muito bom	bom	Regular	Pobre	Muito pobre		
Somatório dos pesos (Fator RMR)			100 ← 81	80 ← 61	60 ← 41	40 ← 21	< 20		
Significado das classes									
<b>Classe número:</b>			<b>I</b>	<b>II</b>	<b>III</b>	<b>IV</b>	<b>V</b>		
Tempo médio de auto-sustentação			10 anos	6 meses	1 semana	5 horas	10 minutos		
Vão da seção			15m de vão	10m de vão	5m de vão	2,5m de vão	1,0m de vão		
Coesão			> 400 Kpa	400-300 KPa	300-200 KPa	100-150 KPa	<100 Kpa		
Ângulo de atrito			> 45°	35° - 45°	25° - 35°	15° - 25°	< 15°		

$$P_{aj}/T_{pm} = \text{Pressão d'água na junta} / \text{Tensão principal máxima}$$

Outra classificação de maciços rochosos muito utilizada atualmente é o Sistema-Q, ou classificação *NGI* (*Norwegian Geotechnical Institute*), desenvolvido por Barton *et al.* (1974), especificamente para túneis. Esta inclui aspectos tridimensionais da qualidade do maciço rochoso, definida a seguir:

$$Q = \left( \frac{IQR}{J_n} \right) \times \left( \frac{J_r}{J_a} \right) \times \left( \frac{J_w}{SRF} \right) \quad (\text{equação 2.5})$$

Os parâmetros acima são definidos como:

- IQR = Índice de qualidade da rocha.
- $J_n$  = Índice do número de famílias de fraturas.
- $J_r$  = Índice de rugosidade das fraturas.
- $J_a$  = Índice de alteração das paredes das fraturas.
- $J_w$  = Índice da influência da água subterrânea.
- SRF = Índice de influência do estado de tensão do maciço no entorno da cavidade.

A descrição de maciços rochosos e os atributos para cada parâmetro é apresentado em Barton *et al.* (1974), visto que os valores de Q para classificar a qualidade do maciço situam-se entre 0,0001 e 1000 (quadro 2.7).

**Quadro 2.7** Classificação do maciço rochoso conforme o Sistema-Q. Traduzido de Barton *et al.*, 1974.

Padrão geomecânico do maciço	Valores Q
Péssimo	0,0001 - 0,01
Extremamente ruim	0,01 - 0,1
Muito ruim	0,1 - 1,0
Ruim	1,0 - 4,0
Regular	4,0 - 10,0
Bom	10,0 - 40,0
Muito bom	40,0 - 100,0
ótimo	100,0 - 400,0
Excelente	> 400,0

#### 2.4.1 Índice de qualidade da rocha (IQR)

O Índice de Qualidade da Rocha (IQR), ou *Rock Quality Designation (RQD)*, foi desenvolvido por Deere *et al.* (1967) em um procedimento baseado na recuperação de testemunhos de sondagem, para um certo intervalo com diâmetro definido. Seu valor corresponde à porcentagem obtida pela divisão da soma de todos os comprimentos de testemunho de sondagem iguais ou maiores que 10 cm, pelo comprimento total do furo. Fragmentos menores podem ser interpretados

como zonas de concentração de fraturas, zonas de cisalhamento, falhas ou ainda zonas intemperizadas, diminuindo a qualidade do maciço.

O IQR representa fundamentalmente uma medida de espaçamento, definido pela equação a seguir, aonde  $X_i$  representa o comprimento do  $i$ -ésimo pedaço intacto do testemunho maior do que 10 cm e  $L$  é o comprimento total do furo.

$$IQR = 100 \sum_{i=1}^{i=n} \frac{X_i}{L} \quad (\text{equação 2.6})$$

Uma rocha cujo valor seja 100% representa um maciço intacto, ou seja, de excelente qualidade, conforme a sua classificação convencional (quadro 2.8). Por ser dependente da direção das descontinuidades, o valor final do IQR pode variar significativamente em função da orientação do furo de sondagem, e por mais simples e de fácil obtenção que seja, sozinho ele não é suficiente para caracterizar com precisão a qualidade de um maciço rochoso.

**Quadro 2.8** Classificação convencional do Índice de qualidade da rocha. Traduzido de Barton *et al.*, 1974.

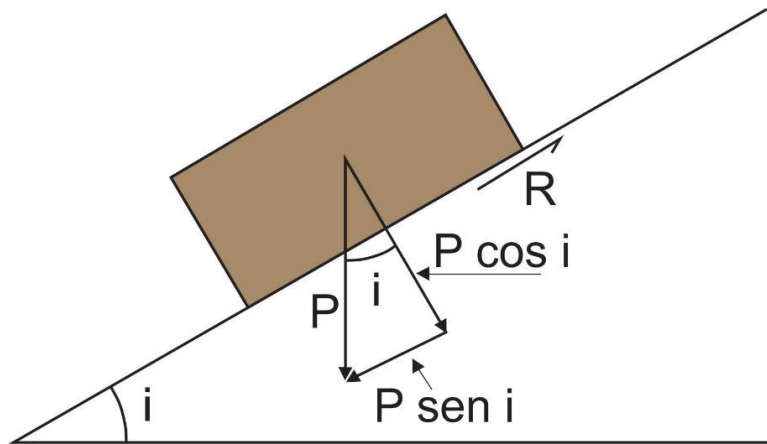
Valores de IQR (%)	Descrição
90-100	Rocha de excelente qualidade
75-90	Rocha de boa qualidade
50-75	Rocha de qualidade regular
25-50	Rocha de má qualidade

## 2.5 FATOR DE SEGURANÇA (FS)

Um talude, superfície inclinada que limita um maciço de rocha ou solo, pode ser natural, como nas vertentes ou encostas, ou artificial, quando construído pelo homem, em cortes de estrada e aterros. Em teoria, segundo Fiori e Carmignani (2009), os taludes são submetidos a três campos de força distintos: forças devido ao peso do material; forças devido ao escoamento de água; forças devido à resistência ao cisalhamento.

Para haver estabilidade as três forças devem estar em equilíbrio, uma vez que as duas primeiras se somam a favor do movimento, enquanto que a última age

para freá-las. Ao considerar a análise do equilíbrio limite, as forças que induzem a ruptura são exatamente balanceadas pelas forças resistentes ao cisalhamento, como demonstrado na figura 2.6.



**Figura 2.6** Decomposição da força  $P$  num talude inclinado com suas componentes normal, cisalhante e a força de resistência  $R$ . Fonte: Fiori e Carmignani, 2009.

As forças solicitantes ocorrem pelo peso  $P$  do bloco, nas formas de sua componente tangencial ( $P \sin i$ ) ao plano de inclinação e normal ( $P \cos i$ ), perpendicular à superfície. A força resistente ao cisalhamento ( $R$ ) do bloco é dada por  $R = TA$ , sendo que  $T$  (esforço cisalhante limite), segundo a lei de Coulomb, é definido por:  $T = C + \sigma_n \operatorname{tg} \phi$ , aonde  $A$  representa a área da base do bloco,  $C$  a coesão e  $\phi$  o ângulo de atrito interno no contato do bloco com a superfície.

Fiori e Carmignani (2009) propõe as seguintes deduções para a fórmula do FS, supondo que a coesão entre o bloco e a superfície seja zero, e ao considerar que  $\sigma = F/A$  (aonde  $\sigma$  representa tensão,  $F$  força e  $A$  área), obtém-se:

$$\sigma_n = \frac{P \cos i}{A} \quad (\text{equação 2.7})$$

Substituindo-se esta equação na lei de Coulomb, tem-se:

$$T = \frac{P \cos i}{A} \operatorname{tg} \phi \quad (\text{equação 2.8})$$

Tendo em vista que  $T = R/A$ , e substituindo na equação acima, obtém-se, enfim:

$$R = P \cos i \operatorname{tg} \phi \quad (\text{equação 2.9})$$

A força que tende a movimentar o bloco é igual a  $(P \operatorname{sen} i)$ , e a força resistente ao movimento é igual a  $(P \cos i \operatorname{tg} \phi)$ , e caso o bloco esteja em sua condição de equilíbrio-limite, pode-se escrever:

$$P \operatorname{sen} i = P \cos i \operatorname{tg} \phi \quad \text{aonde} \quad \operatorname{tgi} = \operatorname{tg} \phi \quad (\text{equação 2.10})$$

Nota-se nessas condições que se a coesão  $C$  for igual a zero, o ângulo de inclinação  $i$  do plano equivale ao ângulo de atrito interno  $\phi$ . Com a finalidade de comparar a estabilidade dos taludes em condições distintas do equilíbrio-limite, define-se o FS como a razão entre a resultante das forças resistentes e cisalhantes ao movimento:

$$F_s = \frac{\text{forças resistentes}}{\text{forças solicitantes}} \quad (\text{equação 2.11})$$

E substituindo-se os respectivos valores, obtém-se, finalmente:

$$F_s = \frac{P \cos i \operatorname{tg} \phi}{P \operatorname{sen} i} = \frac{\operatorname{tg} \phi}{\operatorname{tgi}} \quad (\text{equação 2.12})$$

Para as condições de equilíbrio-limite e  $C = 0$ , o valor do FS equivale a um, pois  $i = \phi$ . Valores acima de um, e portanto com  $i < \phi$  indicam que o talude está estável, pois as forças resistentes são maiores do que as solicitantes. Se os valores forem menores que um, então  $i > \phi$ , e o talude está instável, ao passo que as forças solicitantes superam as resistentes.

Para o Departamento Nacional de Infraestrutura e Transporte (DNIT), o FS mínimo aceitável para uma encosta interceptada por uma rodovia é 1,5, ou seja, as forças resistentes devem ser 50% maiores do que as forças cisalhantes.

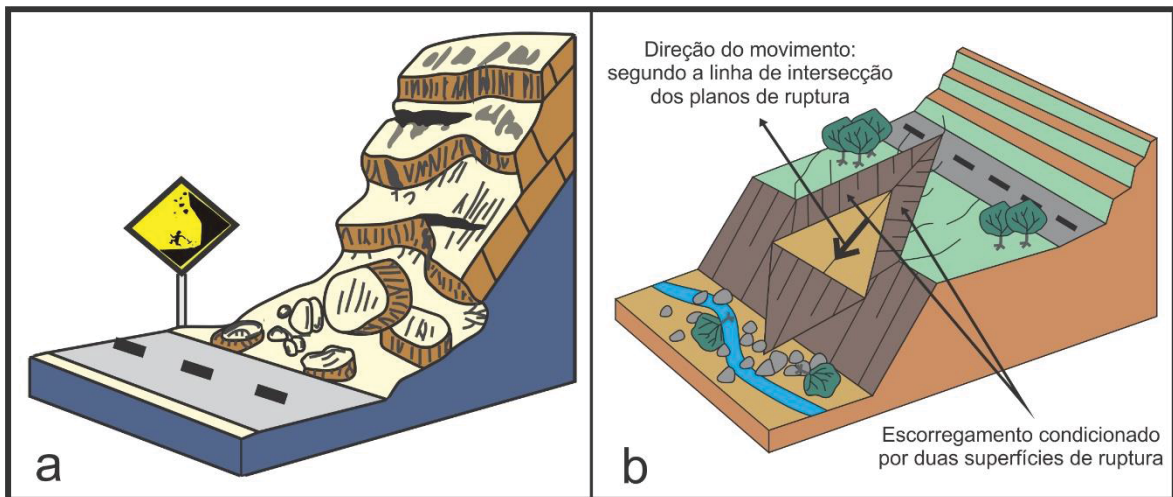
## 2.6 DESLIZAMENTOS PLANARES E EM CUNHA

Os deslizamentos planares (figura 2.7a) são movimentos rápidos com duração relativamente curta, ocorrendo em massas de rocha de volume bem



definido (Guidicini e Nieble, 1983). O plano de ruptura desse evento ocorre paralelo à vertente, definido por estruturas planares como foliações ou fraturas, frequentes nos maciços rochosos, associados geralmente a períodos de pluviosidade intensa que saturam as discontinuidades.

Os deslizamentos em cunha (figura 2.7b) também são movimentos rápidos e de curta duração, caracterizados pela existência de duas estruturas planares que se cruzam, cujo movimento ocorre ao longo do eixo de intersecção (Infanti Jr e Fornasari Filho, 1998). Processos naturais que ocorrem em taludes de corte ou encostas, esses escorregamentos apresentam blocos rochosos rompidos por cisalhamento, associados também a períodos de pluviosidade intensa.



**Figura 2.7** a) Exemplo de deslizamento planar. Fonte: USGS, 2004. (b) Exemplo de deslizamento em cunha. Fonte: Infanti Jr e Fornasari Filho, 1998.

## CAPÍTULO 3 MATERIAIS E MÉTODOS

### 3.1 MATERIAIS

- Modelo *SRTM* (*Shuttle Radar Topographic Mission*) resolução 30 m (1 arcsegundo), produzido pela *National Aeronautics and Space Administration* (*NASA*), disponível para *download* no site (<https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>).
- Imagens aéreas do satélite *LANDSAT-8 OLI*, com resolução de 30 m, desenvolvido pela *NASA* e *United States Geological Survey* (*USGS*), disponível para *download* no site (<https://landsat.usgs.gov/landsat-8>).
- Base cartográfica vetorial contínua do Rio Grande do Sul (Hasenack e Weber, 2010) na escala 1:50.000, adquirida junto ao Centro de Ecologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Disponível para *download* no site (<https://www.ufrgs.br/labgeo/index.php/dados-espaciais/250-base-cartografica-vetorial-continua-do-rio-grande-do-sul-escala-1-50-000>).
- Mapa Geológico do Rio Grande do Sul, na escala 1:750.000. Elaborado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), 2006. Disponível para *download* no site (<http://geosgb.cprm.gov.br/>).
- Mapa de Geodiversidade do Rio Grande do Sul, na escala 1:750.000. Elaborado pela CPRM, (2010). Disponível para *download* no site (<http://www.cprm.gov.br/publique/Gestao-Territorial/Geodiversidade/Mapas-de-Geodiversidade-Estaduais-1339.html>).

A realização do trabalho contou com a utilização dos seguintes *softwares* disponíveis no Instituto Tecnológico de Transporte e Infraestruturas (ITTI), localizado no Departamento de Transportes, Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR):

- *ArcMap* v.10.3: confecção de mapas temáticos, traçado de lineamentos estruturais, atualização e organização de bancos de dados.
- *Envi* v.4.5: combinação das imagens de radar.

- *CorelDraw X8*: tratamento de ilustrações e mapas.
- *Geotec Stereo v.1.2* e *Openstereo v.0.1.2*: confecção de estereogramas, diagramas de contorno e de rosetas.
- *Microsoft Office 2013*: redação de textos, confecção de tabelas e cálculos de FS para deslizamento planar.
- *Rocscience Swedge v.4.0*: cálculo de FS para deslizamento em cunha.

## 3.2 MÉTODOS

### 3.2.1 Revisão bibliográfica

A pesquisa começou com a revisão bibliográfica, que consistiu na busca por artigos e demais trabalhos que serviram de base, tanto na questão geotectônica-estrutural quanto na descrição, interpretação e tratamento dos dados de campo e comparação dos resultados obtidos.

No campo tectônico-estrutural foram primeiro identificados os trabalhos que servem como referência para os estudos da Bacia da Paraná de forma regional, por exemplo Zalán *et al.* (1990) e Milani (1997). Posteriormente, foram consultados trabalhos com âmbito localizado, a respeito das estruturas próximas da região de estudo da pesquisa, com destaque para: Roldan (2007); Machado *et al.* (2012); Nummer *et al.* (2014); Jacques *et al.* (2015); Santos (2017).

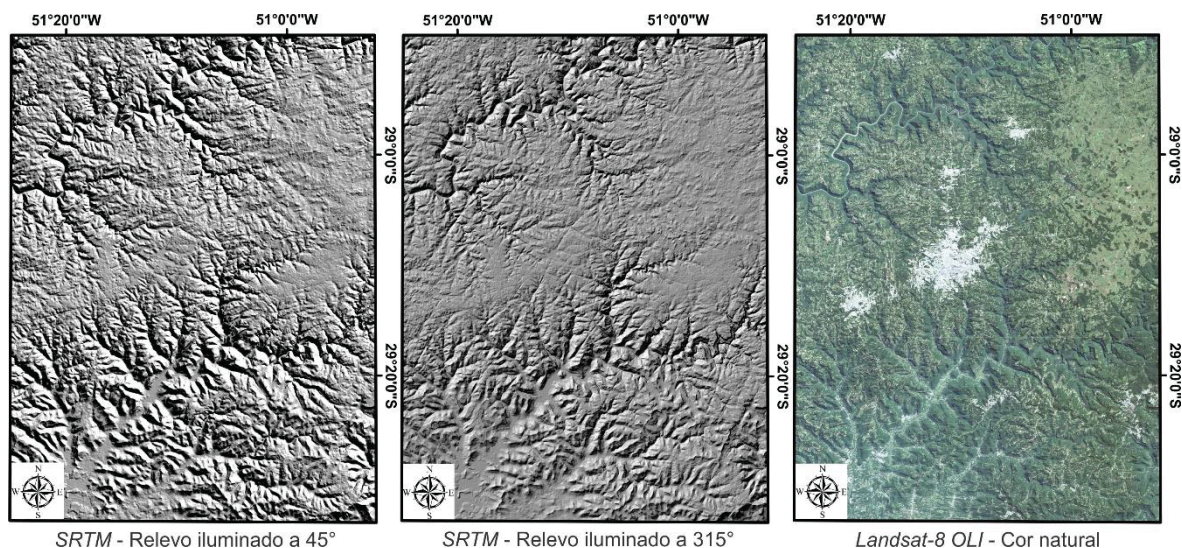
### 3.2.2 Sensoriamento remoto aplicado à Geologia Estrutural

Boa parte da análise estrutural depende da interpretação de imagens de sensores remotos, buscando obter uma melhor definição no traçado das estruturas regionais. Observar essas estruturas por diferentes meios de sensoriamento foi de grande auxílio na sua caracterização.

As principais imagens utilizadas (figura 3.1) são do *SRTM*, resolução de 30 m e relevo sombreado nos azimutes 45° e 315° (a fim de realçar as estruturas NW e NE, respectivamente) e satélite *Landsat-8 OLI* (cor natural, composição das bandas 4-3-2 realizada no *software Envi*).

Os lineamentos tectônicos foram traçados nas imagens aéreas combinadas entre si, no *software ArcMap*, escalas 1:250.000 e 1:750.000. Seguiu-se a definição

de lineamentos estruturais de O'Leary *et al.* (1976), como sendo feições lineares de uma superfície mapeável, simples ou composta, de forma retilínea ou ligeiramente curva que refletem estruturas de subsuperfície. A metodologia empregada foi proposta por Liu (1984), sendo identificadas falhas e zonas de fraturas de alto ângulo, e separando-as em famílias de acordo com suas direções, obtendo assim uma proposta de mapa estrutural da região.



**Figura 3.1** Modelo topográfico SRTM e imagem aérea *Landsat* de cor natural.

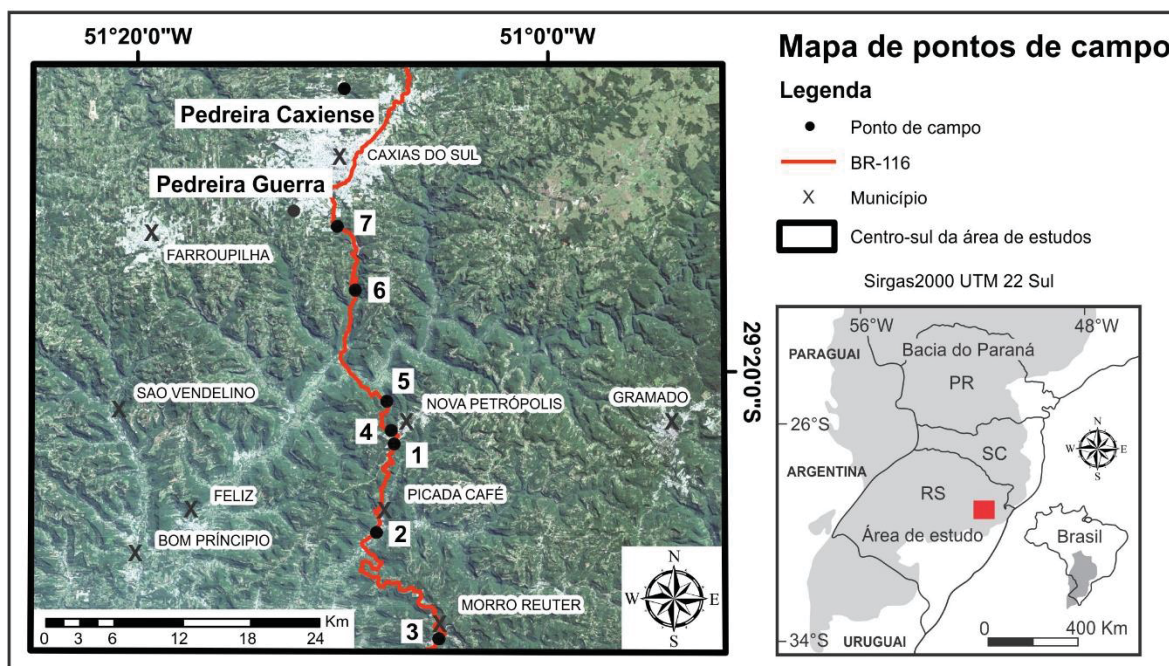
As direções dessas estruturas foram obtidas com a ferramenta *AzimuthFinder* do *software ArcMap* (Queiroz *et al.*, 2014), gerando um bloco de notas com todos os azimutes das linhas traçadas. Posteriormente, esse arquivo foi adicionado no *software* de confecção de diagramas de roseta *Openstereo*, na forma de comprimento ou frequência acumulada, e agrupado em classes de 10°, facilitando a interpretação estatística das estruturas regionais.

### 3.2.3 Etapas de campo

Os trabalhos de campo foram executados em duas etapas, a primeira ocorreu em junho de 2016, aonde foi definida a área da pesquisa, e a segunda em abril de 2017, sendo realizada a coleta dos dados de campo. Durante a segunda etapa o principal foco foi a caracterização das estruturas rúpteis dos maciços rochosos e a obtenção de suas atitudes estruturais. Esta etapa de campo também

foi importante para caracterizar os problemas geotécnicos recorrentes na rodovia, como por exemplo deslizamentos de rocha planares e em cunha.

Foram estudados sete pontos de afloramentos (figura 3.2) de rochas vulcânicas na forma de taludes rodoviários ao longo da BR-116, ao sul de Caxias do Sul, até as proximidades do limite inferior da Escarpa da Serra Geral (CPRM, 2010).



**Figura 3.2** Mapa de pontos de afloramento da pesquisa localizados ao longo da BR-116 na forma de taludes rodoviários e nas pedreiras de brita em Caxias do Sul.

Nesta região afloram as fácies Gramado e Caxias da Formação Serra Geral (CPRM, 2006), atingindo diversos níveis estratigráficos dos derrames. Também foram realizados levantamentos estruturais em duas pedreiras de brita (Caxiense e Guerra), localizadas no município de Caxias do Sul, com o intuito de aumentar a gama de dados estruturais de campo. Contudo não foram realizadas análises geotécnicas nesses taludes, uma vez que não estavam localizados nos cortes da estrada.

### 3.2.4 Análise estrutural geométrica

No total foram medidas em campo 469 estruturas rúpteis compostas por falhas, fraturas, disjunções tabulares e juntas de alívio, das quais 245 pertencem

aos taludes dispostos na BR-116 e 224 foram obtidas diretamente nas pedreiras. Foi utilizado o método de amostragem por linhas de varredura sugerido por Robertson (1970), registrando-se todas as descontinuidades sem intervalos, visto que os afloramentos não eram muito extensos. As descontinuidades foram caracterizadas a partir da sua orientação espacial, espaçamento, persistência, rugosidade e abertura, de acordo com o proposto por Fiori e Carmignani (2009).

Os dados foram plotados em estereogramas estruturais e diagramas de roseta, confeccionados no *software Geotec Stereo*, e para correlacioná-los com mais precisão com as estruturas tectônicas regionais, foram excluídos dos diagramas as estruturas com ângulos de inclinação menores que 60°.

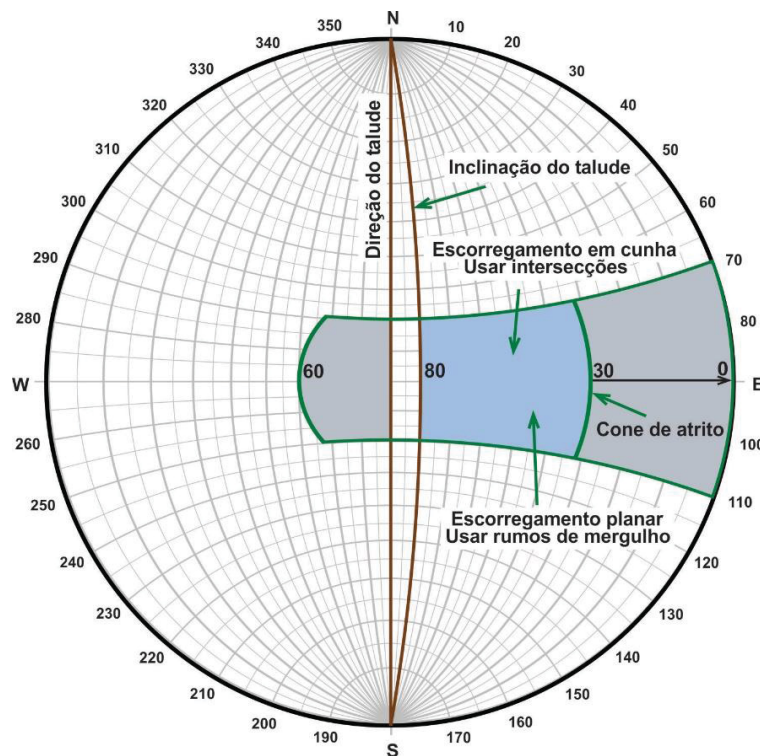
Por fim foi realizada uma tentativa de interpretação das estruturas tectônicas regionais, correlacionando-as com o modelo de fraturamento rúptil proposto por Riedel (1929). Contudo, houve uma quantidade escassa de informações cinemáticas de falhas encontradas em campo. Por consequência, essa interpretação foi suportada também por dados de autores cujas pesquisas se desenvolveram nas proximidades desta área de estudo, como Nummer *et al.* (2014) e Santos (2017). A caracterização dessas estruturas num modelo de fraturamento foi importante para a definição da qualidade do maciço rochoso, demonstrando quais fraturas estão abertas na posição do tensor regional E-W que está atuante na placa Sul-Americana no Holoceno, segundo apresentado por Assumpção (1998, 2016).

### 3.2.5 Análise geotécnica

A análise geotécnica teve início com a identificação e separação das famílias de fraturas dos taludes rodoviários. Entretanto, nessas análises não se excluiu nenhuma estrutura de baixo ângulo, pois elas são importantes para a definição da estabilidade do maciço. As famílias foram agrupadas, quando duas ou mais medidas apresentavam direções e mergulhos semelhantes, sendo definidas suas estruturas médias através do *software Geotec Stereo*.

As médias de cada afloramento foram analisadas no diagrama de interpretação de movimentos de massa (figura 3.3) em taludes rochosos (Fiori e Carmignani, 2009) para cada afloramento estudado. Este diagrama define os tipos

de problemas geotécnicos passíveis de ocorrer (deslizamento planar e em cunha), assim como quais estruturas condicionam esses movimentos.



**Figura 3.3** Diagrama de interpretação de movimentos de massa em taludes rochosos. Rumos de mergulho e intersecções de planos formando cunhas deslizam se estiverem na área azul. Adaptado de Fiori e Carmignani, 2009.

Para ocorrer o deslizamento planar, os rumos de mergulho (ou linha de máximo mergulho) das estruturas devem estar dentro da área azul do diagrama de interpretação, e satisfazer as condições seguintes:

- O ângulo de mergulho do plano de deslizamento deve ser maior que o ângulo de atrito desse plano.
- A direção do plano de deslizamento deve se afastar em no máximo  $20^\circ$  da direção do talude.
- O plano de deslizamento deverá aflorar na face da vertente.

A situação necessária para ocorrer deslizamento em cunha se dá quando a intersecção de dois planos de ruptura estão dentro da área azul do diagrama de interpretação, satisfazendo as condições seguintes:

- As superfícies de deslizamento deverão intersectar ou aflorar na vertente.

- A linha de intersecção dos dois planos de deslizamento deve aflorar na vertente.
- O ângulo do caimento da linha de intersecção deve ser maior que o ângulo de atrito dos planos.

Os maciços rochosos de cada talude foram classificados segundo o Sistema de Classificação Ponderada, apresentado por Bieniawski (1974). Esta classificação avalia a qualidade do maciço ao atribuir pesos para os cinco parâmetros escolhidos como critérios: resistência à compressão simples, IQR, espaçamento de fraturas, condições físicas e geométricas das fraturas e presença de água.

O resultado da classificação de Bieniawski (1974) apresenta-se em cinco classes, aonde cada uma recebe uma estimativa de coesão e ângulo de atrito interno que o maciço pode apresentar. As rochas da área da pesquisa apresentam diversas estruturas atectônicas, que somadas com falhas e fraturas regionais vão refletir na qualidade do talude, demonstrando como derrames vulcânicos estão longe de serem considerados maciços ou intactos.

Após a definição da qualidade de cada maciço rochoso, foram calculados os fatores de segurança para cada situação identificada nos diagramas de interpretação de movimentos de massa, simulando condições secas e saturadas por água (0% - 25% - 50% - 75% - 100%). Os valores médios de ângulo de atrito utilizados foram obtidos através da classificação de Bieniawski (1974), propostos para as mais variadas qualidades de maciços rochosos. Nummer (2003), ao realizar o ensaio *Tilt Test* em amostras de basaltos frescos e intemperizados (contendo descontinuidades) da fácies Gramado, obteve valores similares.

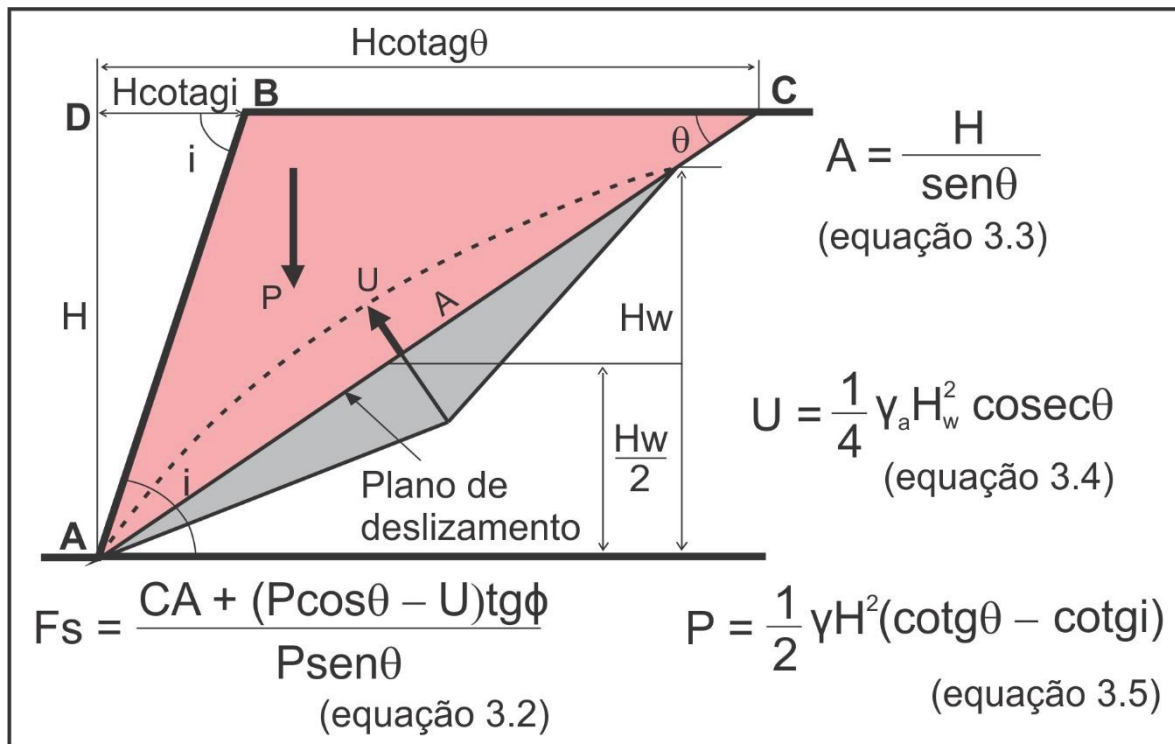
A classificação de Bieniawski (1974) sugere, como mencionado, um valor de coesão para o maciço rochoso. Entretanto, nessa pesquisa foram considerados os valores de coesão das descontinuidades em si, e não do maciço como um todo, que podem ser uma ordem de grandeza maior. Diversos autores, ao trabalhar com descontinuidades em rochas, determinaram que a coesão das juntas, comparadas com o maciço intacto, é irrelevante, podendo ser considerada nula (Terzaghi, 1962; Bandis, 1980; Hoek e Bray, 1981). Neste caso, foram consideradas como zero apenas a coesão das fraturas abertas (estruturas T do modelo de fraturamento),



paralelas ao  $\sigma_1$  E-W (Assumpção, 1998, 2016), segundo a adequação dos lineamentos regionais no modelo de Riedel (1929). Para a grande maioria das demais estruturas, a coesão das discontinuidades foi calculada segundo a expressão a seguir, aonde P representa a persistência e  $C_r$  é a coesão da rocha intacta (Pariseau, 2011).

$$C = (1 - P)C_r \quad (\text{equação 3.1})$$

Os FS para os deslizamentos planares (figura 3.4) foram calculados diretamente no *software excel*, e para os em cunha, por apresentar maior complexidade, foram calculados no *software Rocscience Swedge*, desenvolvido para análise de movimentos de massa.



**Figura 3.4** Ilustração esquemática dos componentes do deslizamento planar com sua respectiva fórmula de FS, aonde: C = coesão; A = área; P = peso;  $\theta$  = ângulo de inclinação da descontinuidade; U = força neutra;  $\phi$  = ângulo de atrito; H = altura do talude;  $H_w$  = altura da coluna de água;  $\gamma$  = peso específico da rocha;  $\gamma_a$  = peso específico da água; i = inclinação do talude.

## CAPÍTULO 4      CONTEXTO GEOLÓGICO

### 4.1 BACIA DO PARANÁ

Estudada pelo geólogo americano White em 1908, a Bacia do Paraná foi alvo de pesquisa por diversos autores, sendo os trabalhos regionais mais relevantes: Sanford e Lange (1960); Northfleet *et al.* (1969); Schneider *et al.* (1974); Soares *et al.* (1978); Almeida (1980); Fúlfaro *et al.* (1980); Zalán *et al.* (1990); Milani *et al.* (2007).

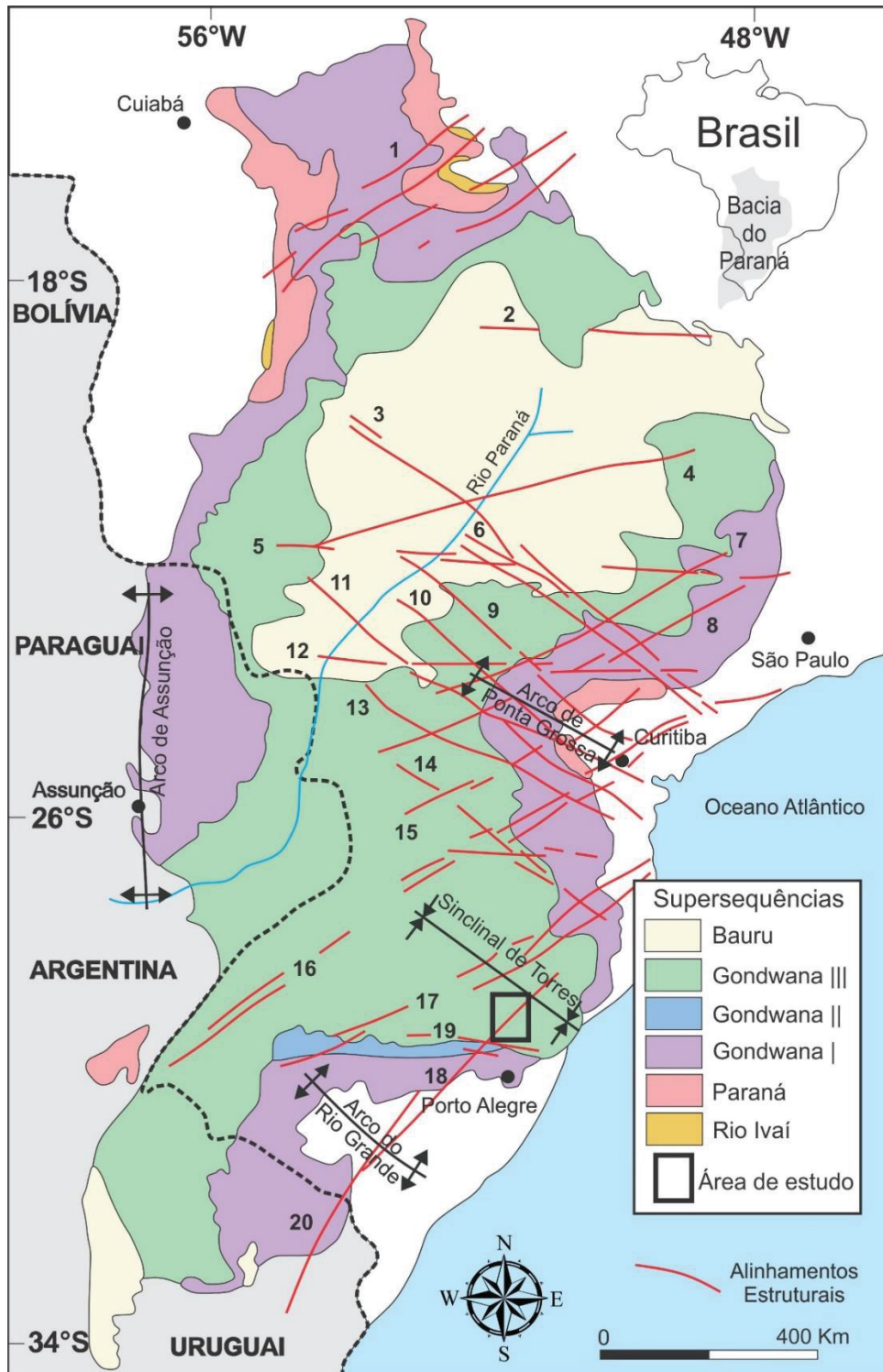
A Bacia do Paraná (figura 4.1) é considerada uma bacia intracratônica, desenvolvida sobre crosta continental e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas com idades variando entre o Siluriano e o Cretáceo (Zalán *et al.*, 1990). Com área de aproximadamente 1.400.000 km<sup>2</sup>, a bacia se estende pelo Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai com formato alongado NNE-SSO (1.750 km de comprimento e 900 km de largura) com espessuras atingindo até 8.000 m.

A origem da bacia era na forma de golfo aberto para o Oceano Panthalassa, evoluindo para uma depressão intracontinental durante o Gondwana (Milani e Ramos, 1998). Por causa dos esforços distensivos causados pela abertura do rifte que resulta no Oceano Atlântico, algumas falhas antigas e profundas com direção NE-SW foram reativadas, formando a estruturação da Bacia do Paraná (Rostirolla *et al.*, 2000).

Segundo Zalán *et al.* (1990) seus limites são frequentemente tectônicos, com suas bordas limitadas a oeste pelo Arco de Assunção, a norte pelo Arco de Goiânia/Alto Paranaíba e a leste por faixas móveis brasileiras.

Milani (1997) reconheceu seis supersequências no registro stratigráfico da bacia, em que cada pacote rochoso representa um intervalo de dezenas de milhões de anos com superfícies discordantes: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), composto pelas formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria, do Grupo Rio Ivaí (Assine *et al.*, 1994); Paraná (Devoniano), que consiste nas formações Furnas e Ponta Grossa, do Grupo Paraná; Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), formado pelos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois; Gondwana II (Meso a Neotriássico), restrito ao RS, com a Formação Santa Maria; Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo),

apresentando as formações Botucatu e Serra Geral; Bauru (Neocretáceo) com os grupos Bauru e Caiuá (Milani *et al.*, 2007).



**Figura 4.1** Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná e localização dos principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná: 1) Transbrasiliiano; 2) Cassilândia; 3) Guapiara; 4) Araçatuba; 5) Moji-Guaçu/Dourados; 6) Santo Anastácio; 7) Guaxupé; 8) Jacutinga; 9) São Jerônimo/Curiúva; 10) Rio Alonzo; 11) Cândido de Abreu/Campo Mourão; 12) São Sebastião; 13) Rio Piquiri; 14) Caçador; 15) Taxaquara; 16) Lancinha/Cubatão; 17) Blumenau/Soledade; 18) Leão; 19) Bento Gonçalves; 20) Açotea. Compilado de Milani e Ramos (1998) e Zalán *et al.* (1987).

#### 4.1.1 Supersequência Gondwana III

A Supersequência Gondwana III é caracterizada por rochas do Grupo São Bento, composta pelas formações Botucatu e Serra Geral, na base e topo, respectivamente (White, 1908), depositadas desde o Jurássico até o Cretáceo Inferior.

A Formação Botucatu é composta majoritariamente por arenitos de fácies eólicas, depositados pelo acúmulo crescente de dunas durante um extenso período desértico do Jurássico ao Eocretáceo (Milani, 2007). A sua área é de aproximadamente 1.500.000 km<sup>2</sup>, com espessura média de 100 m em geral afinando para sul (Bigarella e Salamuni, 1967).

A unidade estudada nessa pesquisa é a Formação Serra Geral, produto de um intenso magmatismo fissural associado à ruptura do Continente Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico. O resultado são mais de 900.000 km<sup>3</sup> de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas, que se estendem desde a América do Sul até a África, compondo uma das maiores províncias ígneas (LIP) do mundo, a Província Magmática Paraná-Etendeka (Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996).

A Formação Serra Geral na Bacia do Paraná possui espessura máxima de 1.700 m e volume de 780.000 km<sup>3</sup>, ocorrendo no Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai, com área aproximada de 1.200.000 km<sup>2</sup>, de caráter predominantemente extrusivo com enxame de diques (NW-SE) e soleiras (Milani *et al.* 2007). Segundo Ferreira (1982) os diques possuem direções entre N45-55W e estendem-se numa área de até 600 km<sup>2</sup>, com comprimentos de 80 a 100 km e espessuras de até 950 m.

Constituídos em sua maioria por basaltos toleíticos e andesitos basálticos maciços ou vesiculares, as rochas vulcânicas apresentam textura fanerítica fina a média e ocorrem por praticamente toda a extensão da Bacia do Paraná. Os basaltos são divididos em dois grupos a partir da razão de seus elementos traço: baixo titânio (Ti<2%) representados pelo magma tipo Gramado, Ribeira e Esmeralda na porção sul da bacia e alto titânio (Ti>2%) representados pelo magma tipo Urubici, Pitanga e Paranapanema na porção norte. Subordinadamente, afloram derrames ácidos representados por riolitos, riodacitos, dacitos e quartzo latitos (Bellieni *et al.*, 1984; Peate *et al.*, 1992; Wildner, 2004).

A idade estimada da Formação Serra Geral é de aproximadamente 130 Ma (Cretáceo), datada pelo método de datação absoluta K-Ar (Peate e Hawkesworth, 1996), sendo que posteriormente através de métodos mais precisos de datação ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ), Thiede e Vasconcelos (2010) sugerem que o magmatismo teve início a  $134,7\pm 1$  Ma.

No estado do Paraná, Arioli e Licht (2013) realizaram um mapeamento na escala 1:250.000, propondo elevar a Formação Serra Geral a Grupo, cuja estratigrafia é composta pelas formações Cascavel, Barracão, Candói e Covó.

#### 4.2 ARCABOUÇO TECTÔNICO/ESTRUTURAL

A Bacia do Paraná possui um arcabouço estrutural controlado pela reativação de estruturas presentes no embasamento, composta pelas rochas da plataforma Sul-Americana, deformadas nos eventos do ciclo Brasileiro (Almeida e Hasui, 1984). Segundo Zalán *et al.* (1990), o embasamento que aflora nas margens da bacia é limitado pelas estruturas a seguir: na margem leste/sudeste através do Cinturão Dom Feliciano e Faixa Ribeira, de direção NE; a norte/nordeste pela Faixa Uruaçu e os maciços Guaxupé e Goiás; já na margem oeste/noroeste a bacia é delimitada pela Faixa Paraguai-Araguaia, de direção N-S.

A presença de flexuras e arqueamentos na bacia apresenta papel fundamental na sua compartimentação estrutural, como os lineamentos de direção NW que ocorrem no seu interior, a exemplo os arcos de Ponta Grossa e Rio Grande (Zalán *et al.*, 1990).

Os derrames da Formação Serra Geral causaram um importante processo diastrófico a partir do Jurássico (Zalán *et al.*, 1990). Este evento reativa falhas antigas do embasamento e causam o surgimento de blocos de falha, soerguimento de arcos, abatimento de bacias costeiras, subsidência da Bacia do Paraná e abertura do Oceano Atlântico Sul, denominado de Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967).

Três grandes grupos de estruturas tectônicas são identificadas na Bacia do Paraná, com orientações NE-SW, NW-SE e E-W (figura 4.1). Soares *et al.* (2007) compararam os lineamentos estruturais traçados por diversos autores (Ferreira, 1982; Soares *et al.*, 1982; Zalán *et al.*, 1990; Freitas, 2005), identificados por métodos distintos (geofísica aérea, imagens de radar, *Landsat* e *SRTM*). A

conclusão foi que as direções NW-SE ( $N45\pm15W$ ) e NE-SW ( $N45\pm15E$ ) possuem índices maiores de concordância entre os autores, enquanto que as direções NNE-SSW, NNW-SSE, N-S e E-W apresentam índices muito baixos, possivelmente influenciados pela geometria ou limitação do método empregado.

Os lineamentos NW-SE, são constituídos por falhas simples ou zonas de falhas extensas com dezenas de quilômetros de comprimentos e poucos quilômetros de largura. Consideradas como zonas de fraqueza antigas reativadas ao decorrer da evolução da bacia, essas estruturas serviram como conduto, propiciando o alojamento de diques e soleiras de diabásio e o extravasamento do magmatismo Serra Geral (Zalán *et al.*, 1990).

Soares *et al.* (1982) concluem que as estruturas NE-SW se mantiveram inativas nesse período, relacionadas portanto a movimentações transcorrentes tardibrasilianas, gerando falhas transcorrentes ausentes de intrusões ígneas.

Os lineamentos E-W, evidenciados por Ferreira (1982) através de levantamentos aeromagnéticos, são pouco compreendidos e acredita-se que se relacionam com o desenvolvimento do oceano Atlântico, embora existam evidências que sugerem uma ligação com o arcabouço estrutural da bacia (Zalán *et al.*, 1990).

Ao analisar os lineamentos na borda leste da Bacia do Paraná no estado de SC, Jacques *et al.* (2010) definem as direções N-S e NNE-SSW para o embasamento, NW-SE e N-S para a Sequência Gondwânica e NE-SW para a Formação Serra Geral.

Estudando os lineamentos do Planalto do RS próximo a área de estudo dessa pesquisa, Nummer *et al.* (2014) caracterizaram a direção predominante WNW-ESE e, secundária, NE-SW e NNE-SSW, identificando um padrão de falha transcorrente dextral (NE-SW) e sinistral (NW-SE).

Godoy *et al.* (2006) identificaram três períodos principais de reativação dos lineamentos, em seu estudo sobre o alto estrutural de Pitanga (SP): o primeiro é representado pelo aquecimento (140 a 120 Ma) relacionado a anomalia térmica provocada pelo processo tectônico que origina o magmatismo Serra Geral; o segundo período de reativações é representado por um rápido resfriamento (90 a 80 Ma) causado pelo soergimento da borda leste da Bacia do Paraná; o terceiro período (20 a 10 Ma) é mais brando e localizado.

O Sinclinal de Torres, feição estrutural que ocorre próximo a área de estudo, foi muito pouco estudada, sendo o trabalho geofísico de Padilha e Vitorello (2000) uma de suas poucas referências. Com orientação NW-SE e eixo com mergulho suave para NW, provavelmente está relacionado com a evolução do Arco de Ponta Grossa e Rio Grande, durante a Reativação Wealdeniana (PROJETO RADAMBRASIL, 1986).

No cretáceo ocorre magmatismo alcalino evidenciado nas bordas da Bacia do Paraná, associado as estruturas marginais reativadas no Mesozoico, como os arcos de Bom Jardim de Goiás, São Vicente, Assunção e Rio Grande (Traversa *et al.*, 1996).

#### 4.3 EVOLUÇÃO TECTÔNICA PÓS MAGMATISMO SERRA GERAL

O primeiro evento deformacional pós magmatismo Serra Geral ocorreu ainda no Cretáceo Inferior, caracterizado como distensivo ( $\sigma_3$  NE-SW), causando ativações de falhas normais e em tesoura NW-SE com componente dextral (Strugale *et al.*, 2007). Esse foi o evento responsável pela intrusão de diques de diabásio e soerguimento do Arco de Ponta Grossa, cujas idades estão entre  $131,9 \pm 0,4$  Ma e  $129,9 \pm 0,1$  Ma (Ernesto *et al.*, 1999).

No fim do ciclo Gondwana III desenvolveu-se por toda Bacia da Paraná uma superfície de aplainamento, denominada por De Martonne (1943) como Superfície de Campos. Posteriormente a bacia é afetada por um evento atuante do Cretáceo Superior ao início do Paleogeno, caracterizado por um regime transtensional ( $\sigma_1$  variando entre NE-SW e ESSE-WNW) responsável por reativar estruturas presentes nos diques e nas bandas de deformação dos arenitos (Strugale *et al.*, 2007).

Segundo Roldan (2007), esse mesmo paleotensor compressivo ( $\sigma_1$  NE-SW) foi responsável por ativações de falhas NNE dextrais e E-W sinistrais, possibilitando a colocação das rochas alcalinas, no Cretáceo Superior. Scheibe *et al.* (1985) definiu a idade desse evento ao datar as rochas alcalinas, obtendo idades entre 78 e 63 Ma, através do método de datação K/Ar no domo de Lages (SC). Sua cinemática e idade são corroboradas no sudeste de São Paulo por Silva (1998), no Arco de Ponta Grossa por Trzaskos *et al.* (2007), e no sul por Salamuni e

Nascimento (2015). Essas intrusões alcalinas estão situadas entre o Arco de Ponta Grossa e o Sinclinal de Torres, na borda da Bacia do Paraná, e resultaram no desenvolvimento e reativações de fraturas profundas NW-SE (Almeida, 2000).

O início do Paleogeno foi marcado pela peneplanização do oriente da América do Sul, a qual formou uma superfície ondulada de cristas e chapadas (Silva, 2009), estendendo-se do sul a nordeste, conhecida atualmente por Superfície Sul-Americana (Valadão, 1998).

As bacias tafrogênicas do sudeste estão, em sua maioria, inseridas dentro do chamado Rift Continental do Sudeste Brasileiro (Riccomini, 1989), desenvolvidas no Eoceno-Oligoceno por um tensor distensivo ( $\sigma_3$  NW-SE) e ocorrendo nas bacias de Curitiba, Pariquera-Açu, São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda. Ainda segundo Riccomini (1989), os sedimentos que foram depositados nessas bacias são deformados no Oligoceno por uma compressão ( $\sigma_1$  NE-SW), gerando falhas sinistrais E-W.

A última superfície de aplainamento do sul/sudeste foi desenvolvida durante o Oligoceno-Mioceno, denominada de Pd2 por Bigarella *et al.* (1965), sendo que as deformações seguintes a esse evento podem ser consideradas como neotectônicas. Chavez-Kus e Salamuni (2008), ao estudar a Bacia de Curitiba, definiram um tensor neotectônico compressivo ( $\sigma_1$  N-S), gerando falhas destrais NNW-SSE e sinistrais NNE-SSW de idade estipulada como Plio-Pleistocênica (limite de idade dos sedimentos deformados).

Riccomini (1989) destaca que o binário E-W se inverte durante o Pleistoceno-Holoceno, passando a ter cinemática destal de direção NW-SE, provocada pela alteração do tensor compressivo máximo, reconhecido como o principal tensor neotectônico da região sul/sudeste do Brasil.

Por fim, os últimos dois eventos foram descritos por Salvador (1994) e ocorreram no Rift Continental do Sudeste Brasileiro, no Holoceno. O primeiro é distensivo e possui  $\sigma_3$  E-W, responsável pela formação de grabens N-S. O último evento ainda está atuando, segundo Riccomini (1995), e apresenta  $\sigma_1$  E-W, semelhante ao observado por Assumpção *et al.* (2016) ao analisar os campos de tensão dos movimentos sismológicos na placa Sul-Americana. O tensor E-W atuante foi registrado também nas proximidades da área de estudo da presente



pesquisa, nos trabalhos de Nummer *et al.* (2014), a nordeste do RS por e Santos (2017), ao sul de SC.

A seguir (quadro 4.1) estão compilados os principais tensores referentes aos eventos tectônicos observados desde o Cretáceo até o Holoceno, com suas respectivas idades e direção principal dos tensores, interpretados por diversos autores nas regiões sul e sudeste do Brasil.

**Quadro 4.1** Cronologia relativa das fases de deformação nas regiões sul e sudeste do Brasil, de acordo com dados de diversos autores. (AQ) Alto de Queluz; (MAC) Maciço Alcalino de Cananéia; (GG) Gráben da Guanabara; (BP) Bacia do Paraná; (DL) Domo de Lajes; (BaC) bacias cenozoicas; (RCSB) Riffe Continental do Sudeste do Brasil; (BC) Bacia de Curitiba; (ZCPS) Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul; (SG) Formação Serra Geral; (RJ) bacia do rio Jordão; (CAT) Complexo Alcalino de Tunas; (BT) Bacia de Taubaté; (CJ) Campos do Jordão; (LAG) Laguna, Santa Catarina; (PQA) Pariqueira-Açu. Fonte: Salamuni *et al.* (2017).

Período	Fases de deformação	SH <sub>max</sub>	Sh <sub>min</sub>	Diagramas de paleostress	Referências bibliográficas
Holoceno	F5	WNW-ESE	NNE-SSW		Aquaroli 2017 (LAG); Farias 2016 (CAT); Peyerl 2016 (RJ); Salamuni <i>et al.</i> 2004 (BC); Hiruma <i>et al.</i> 2001 (CJ); Salamuni 1998 (BC); Salvador e Riccomini, 1995 (AQ); Mancini 1995 (BT)
Pleistoceno	F4	NW-SE	NE-SW		Aquaroli 2017 (LAG) Peyerl 2016 (RJ); Farias 2016 (CAT); Silva e Mello 2011 (ZCPS); Fernandes e Amaral 2002 (BP); Hiruma <i>et al.</i> 2001 (CJ); Salamuni 1998 (BC); Riccomini 1989 (RCSB); Salvador e Riccomini 1995 (AQ); Mancini 1995 (BT)
Plio-Pleistoceno	F3	N-S	E-W		Farias 2016 (CAT); Peyerl 2016 (RJ); Chavez-Kus e Salamuni 2008 (BC)
Eoceno a Oligoceno/ Mioceno	F2	Vertical	NW-SE		Aquaroli 2017 (LAG); Salamuni 1998 (BC); Riccomini 1989 (RCSB); Campanha <i>et al.</i> 1985 (BaC)
Paleoceno a Eoceno	F1	NE-SW	NW-SE		Aquaroli 2017 (LAG); Roldan 2007 (DL); Fernandes e Amaral 2002 (BP); Ferrari 2001 (GG); Riccomini 1995 (MAC); Salvador e Riccomini 1995 (AQ)

## CAPÍTULO 5 RESULTADOS COMPLEMENTARES

### 5.1 CLASSIFICAÇÃO DOS MACIÇOS ROCHOSOS

Os taludes da BR-116 foram classificados de acordo com Bieniawski (1974), que utiliza os seguintes parâmetros físicos com pesos diferentes para determinar sua qualidade: resistência da rocha intacta; IQR; espaçamento das juntas; condição das juntas; água subterrânea.

Não foram realizados ensaios de compressão uniaxial ou de carga pontual nas rochas dos taludes rodoviários. Por causa disso, para caracterizar sua resistência à compressão simples foram utilizados os dados fornecidos por Hoek (2007). As rochas dos maciços encontram-se relativamente frescas a levemente intemperizadas, e a força de compressão uniaxial que elas podem apresentar variação entre 50-250 MPa (figura 5.1).

Para se obter o IQR foi realizada a alternativa teórica (Priest e Hudson, 1976), visto que não foram obtidas amostras de testemunho de sondagem nos taludes. Os resultados apresentam concordância dentro do intervalo de 5% para o método convencional, com a vantagem de ser realizado diretamente em campo, sem a necessidade de furos de sondagem.

O IQR teórico é baseado na distribuição estatística do espaçamento entre as fraturas, encontradas ao longo de linhas de varredura diretamente nos afloramentos. Sua equação está definida a seguir, aonde  $\lambda$  representa a frequência de descontinuidades por metro, e  $t$  é um valor limiar arbitrário, geralmente 10 cm, que assim como o IQR convencional, simboliza o tamanho mínimo de fragmentos avaliados.

$$IQR_t = 100 \cdot e^{-\lambda t} (\lambda t + 1) \quad (\text{equação 5.1})$$

O  $IQR_t$  apresentou média de 73% para os taludes calculados, variando desde 55% até 84%. Esta variação é causada pela grande heterogeneidade de estruturas observadas nos maciços, concentradas em níveis distintos dos derrames, como as feições de resfriamento (colunares e tabulares) e as juntas de alívio.

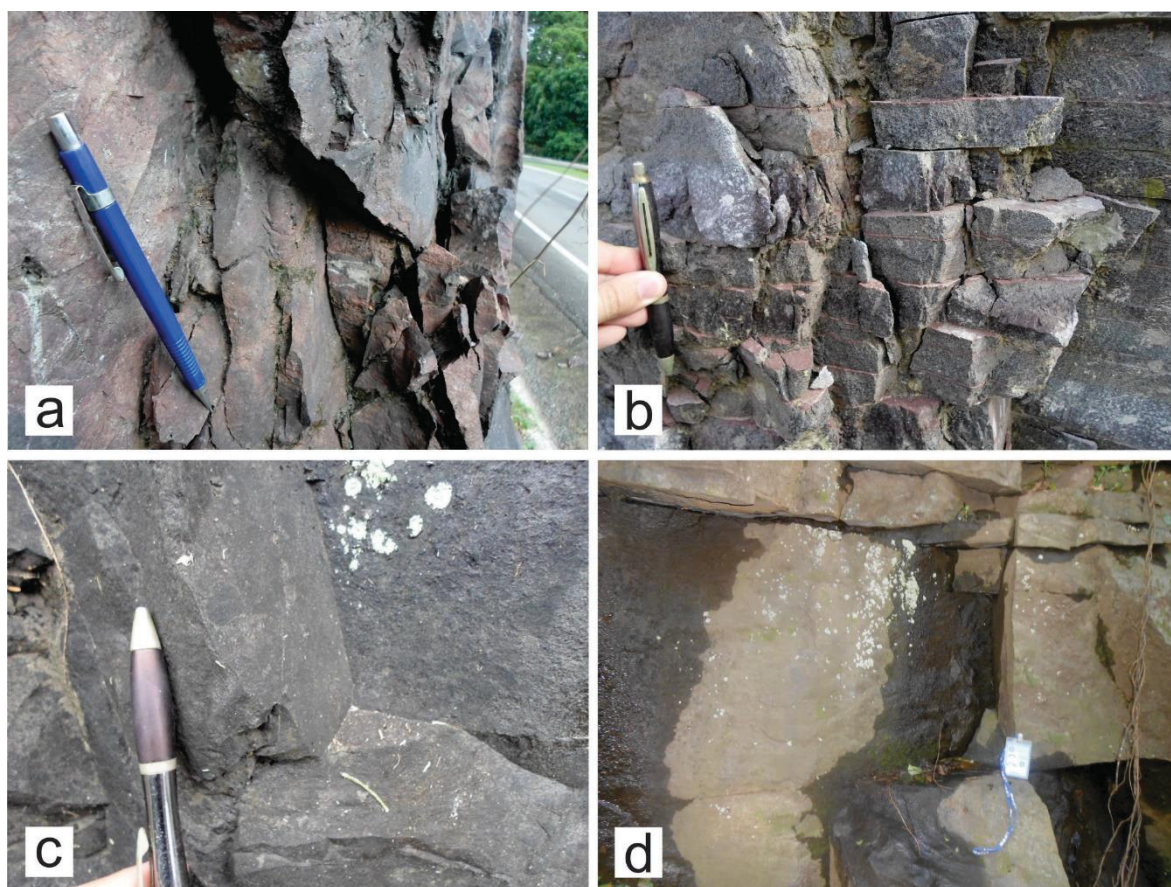
Grade*	Term	Uniaxial Comp. Strength (MPa)	Point Load Index (MPa)	Field estimate of strength	Examples
R	extremely Strong	> 250	> 10	Specimen can only be chipped with a geological hammer	Fresh basalt, chert, diabase, gneiss, granite, quartzite
R	very strong	100 - 250	4 - 10	Specimen requires many blows of a geological hammer to fracture it	Amphibolite, sandstone, basalt, gabbro, gneiss, granodiorite, limestone, marble, rhyolite, tuff
R	strong	50 - 100	2 - 4	Specimen requires more than one blow of a geological hammer to fracture it	Limestone, marble, phyllite, sandstone, schist, shale
R	medium strong	25 - 50	1 - 2	Cannot be scraped or peeled with a pocket knife, specimen can be fractured with a single blow from a geological hammer	Claystone, coal, concrete, schist, shale, siltstone
R	weak	5 - 2	**	Can be peeled with a pocket knife with difficulty, shallow indentation made by firm blow with point of a geological hammer	Chalk, rocksalt, potash
R	very weak	1 - 5	**	Crumbles under firm blows with point of a geological hammer, can be peeled by a pocket knife	Highly weathered or altered rock
R	extremely weak	0.25 - 1	**	Indented by thumbnail	Stiff fault gouge

\* Grade according to Brown (1981).  
\*\* Point load tests on rocks with a uniaxial compressive strength below 25 MPa are likely to yield highly ambiguous results.

**Figura 5.1** Estimativas de campo para a força de compressão uniaxial. As rochas dos taludes da BR-116 encontram-se dentro do retângulo vermelho. Fonte: Hoek, 2007.

As descontinuidades dos taludes rodoviários estudados (figura 5.2) caracterizam-se com espaçamento variado, desde muito pequeno a moderado (<60 mm até 600 mm), persistentes a subpersistentes e abertura cerrada a muito fechada (0-5 mm). Não foi verificada a presença de argila entre os planos, que possuem rugosidade lisa a ondulada. Mesmo em condições secas, alguns taludes apresentam surgência de água natural entre suas descontinuidades, indicando potencialidade para armazenar água. As fraturas horizontais (disjunções tabulares

ou juntas de alívio), ocorrem em determinados níveis estratigráficos nos afloramentos, e seu espaçamento varia de extremamente pequeno a pequeno.

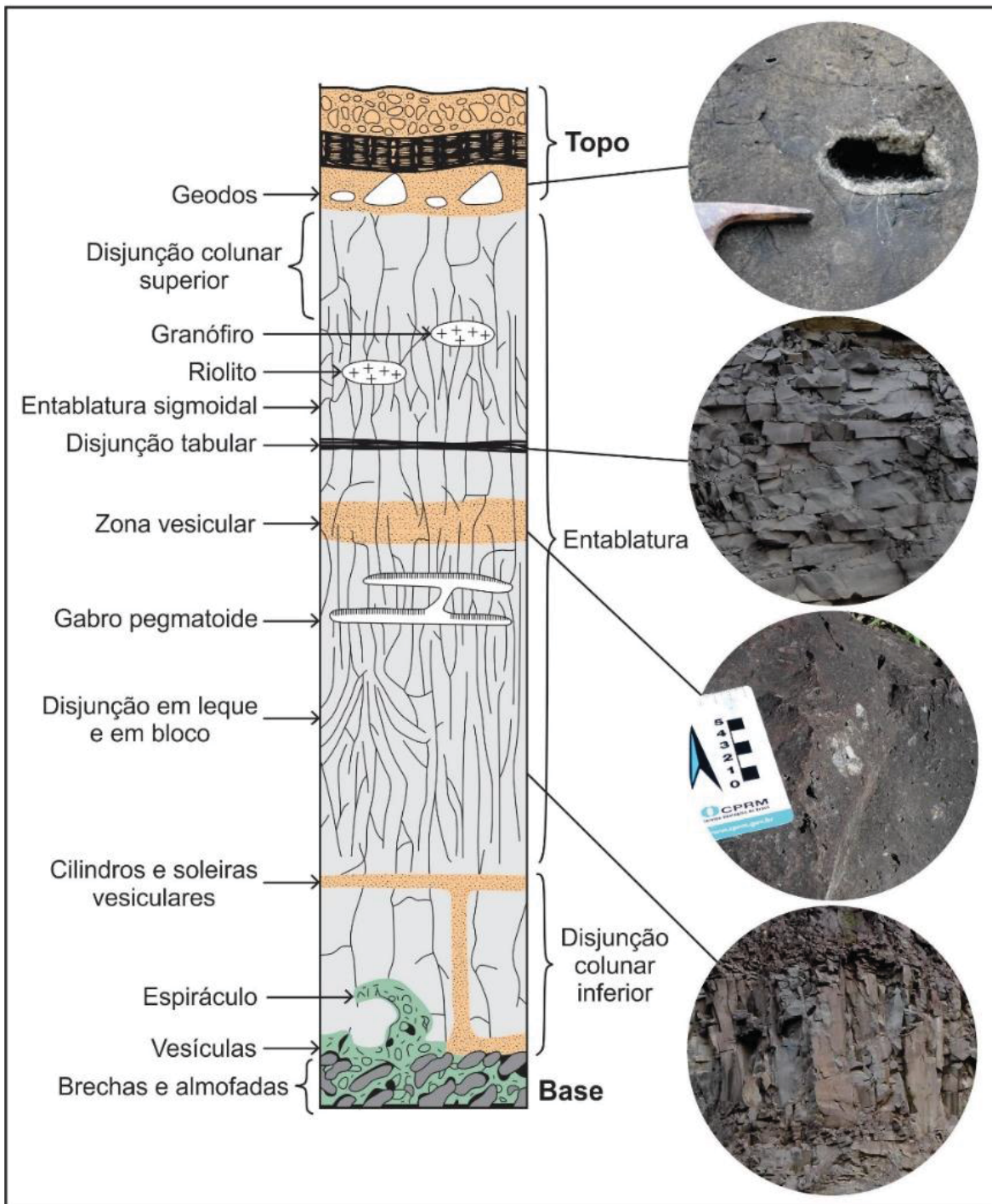


**Figura 5.2** Estruturas observadas nos taludes da BR-116. a) Descontinuidades com espaçamento muito pequeno (20-60 mm) e abertura extremamente fechada a muito fechada (0-5 mm), ponto 1. b) Fraturas horizontais (disjunção tabular ou juntas de alívio), localizadas em determinados níveis estratigráficos do derrame, pedreira Caxiense. c) Planos cerrados com rugosidade lisa a ondulada, sem presença de argila, ponto 6. d) Surgência natural de água entre as descontinuidades do talude, ponto 3.

Na figura 5.3 observa-se como um derrame vulcânico apresenta grande variedade de estruturas internas, afetando diretamente a qualidade dos taludes. Diversas dessas estruturas foram encontradas em campo, com destaque para as disjunções tabulares, níveis com geodos de zeólitas e vesículas. Estas feições, observadas com frequência nas rochas da BR-116, enfraquecem o maciço rochoso e permitem a circulação de água, afetando negativamente o FS dos movimentos de massa.

Os resultados da classificação dos maciços para os sete taludes da BR-116 estão apresentados na tabela 5.1, cujo valor médio obtido foi de 53 (regular), variando de 36 (pobre) a 64 (bom). A quantidade de fraturas apresentadas nos

taludes é um fator que torna sua qualidade mais baixa, visto que o IQR será menor, o espaçamento entre as fraturas diminui e a água pode fluir com mais facilidade dentro do maciço. No final da tabela de classificação estão os valores de coesão e ângulo de atrito médios sugeridos por Bieniawski (1974), que são utilizados para calcular o FS de cada movimento observado nos taludes.



**Figura 5.3** Estruturas internas de um derrame vulcânico, com ilustrações em detalhe do que foi encontrado na área de estudo. Modificado de Martin *et al.*, 2015.

**Tabela 5.1** Resultado da classificação dos maciços rochosos para os taludes da BR-116, segundo a classificação geomecânica ponderada de Bieniawski (1974).

<b>Classificação do maciço rochoso, Bieniawski (1974)</b>							
<b>RMR</b>	<b>Ponto 1</b>	<b>Ponto 2</b>	<b>Ponto 3</b>	<b>Ponto 4</b>	<b>Ponto 5</b>	<b>Ponto 6</b>	<b>Ponto 7</b>
<b>Resistência da rocha intacta</b>	50-100 MPa (7)	100-250 MPa (12)	50-100 MPa (7)	50-100 MPa (7)	100-250 MPa (12)	100-250 MPa (12)	100-250 MPa (12)
<b>IQR</b>	73% (7)	77% (7)	66% (7)	55% (7)	84% (12)	73% (7)	84% (12)
<b>Espaçamento das juntas</b>	< 60 mm (5)	60-200 mm (8)	60-200 mm (8)	< 60 mm (5)	200-600 mm (10)	60-200 mm (8)	60-200 mm (8)
<b>Condição das juntas</b>	Pouco rugosas, abertura < 1mm, paredes moles (20)	Pouco rugosas, abertura < 1mm, paredes moles (20)	Pouco rugosas, abertura < 1mm, paredes moles (20)	Abertura de juntas 1-5 mm, juntas contínuas (10)	Pouco rugosas, abertura < 1mm, paredes duras (25)	Pouco rugosas, abertura < 1mm, paredes duras (25)	Pouco rugosas, abertura < 1mm, paredes duras (25)
<b>Água subterrânea</b>	Umidade (água intersticial) (7)	Umidade (água intersticial) (7)	Pressão moderada de água (4)	Umidade (água intersticial) (7)	Umidade (água intersticial) (7)	Umidade (água intersticial) (7)	Umidade (água intersticial) (7)
<b>Classificação do maciço (somatória)</b>	<b>46 - regular</b>	<b>54 - regular</b>	<b>46 - regular</b>	<b>36 - pobre</b>	<b>66 - bom</b>	<b>59 - regular</b>	<b>64 - bom</b>
<b>Valores sugeridos para cada classe</b>							
<b>Coesão</b>	200-300 kPa	200-300 kPa	200-300 kPa	100-150 kPa	300-400 kPa	200-300 kPa	300-400 kPa
<b>Ângulo de atrito</b>	25° - 35°	25° - 35°	25° - 35°	15° - 25°	35° - 45°	25° - 35°	35° - 45°

## INVESTIGAÇÃO GEOTÉCNICA DE TALUDES ROCHOSOS POR MEIO DA ANÁLISE ESTRUTURAL: ESTUDO DE CASO DA BR-116, RIO GRANDE DO SUL (RS)

Luiz Felipe Nadalin<sup>1</sup>, Alberto Pio Fiori<sup>2</sup>, Donizeti Antônio Giusti<sup>2</sup>, Eduardo Salamuni<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná

<sup>2</sup>Universidade Federal do Paraná

### RESUMO

Os eventos de movimentação de massa são fenômenos geomorfológicos naturais que ocorrem independente da presença antrópica. Em função disso, a instalação de uma rodovia requer estudo geológico/geotécnico prévio para saber se o local escolhido pode apresentar problemas de estabilidade. A BR-116, localizada no nordeste do estado do Rio Grande do Sul, atravessa a Escarpa da Serra Geral, composta por derrames ácidos e básicos da Formação Serra Geral. Diversos movimentos de massa são observados na rodovia, relacionados com a queda e deslizamentos de blocos dos taludes rochosos. No geral, esta rodovia possui pista simples, sem espaço para acostamento e composta por muitas curvas, oferecendo muitos riscos aos motoristas que trafegam nessa região declivosa. Como hipótese, pretendeu-se verificar se as famílias de fraturas tectônicas regionais causam os movimentos de massa nos taludes da BR-116. A presente pesquisa teve como objetivo principal aperfeiçoar os métodos de investigação geotécnica correlacionando a Geologia Estrutural, a fim de relacionar as estruturas rúpteis mesozoicas e cenozoicas das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná com a estabilidade de taludes rochosos da rodovia. Entre os métodos utilizados estão o sensoriamento remoto e análise de lineamentos estruturais, análise estrutural geométrica e análise geotécnica dos maciços rochosos. Os resultados a respeito dos lineamentos estruturais regionais, analisados em duas escalas de observação distintas, indicam o predomínio da direção ENE como máximo dos diagramas de roseta, seguidas pelas direções subordinadas NE e WNW. Em relação às fraturas de alto ângulo analisadas em campo, caracterizou-se um máximo com direção N50-70E, similar ao observado regionalmente. A interpretação do diagrama de movimentos de massa indica que 75% dos movimentos que podem ocorrer na BR-116 são causados por deslizamentos em cunha, e o restante são planares, com predomínio de descontinuidades de alto ângulo. A direção máxima dos lineamentos (N70-90E) pode causar movimentos em seis dos sete taludes estudados, e o segundo máximo (N60-80W) condiciona deslizamentos em quatro dos sete pontos. Ressalta-se que a direção máxima apresenta estruturas que podem condicionar movimentos nas mais variadas direções da rodovia, geralmente deslizamentos em cunha, que dependem de uma segunda descontinuidade interceptando-a na face da vertente. Esta evidência mostra que as estruturas provenientes dos lineamentos regionais são as que mais podem gerar movimentos de massa. Os Fatores de Segurança (FS) calculados demonstram que apenas 53% dos movimentos apresentam-se com o mínimo exigido pelo Departamento Nacional de Infraestrutura e Transporte (DNIT) em condições de saturação seca. A medida que a saturação aumenta, os valores de FS diminuem bruscamente, e quando 100% saturados por água, tornam-se extremamente instáveis. Esta relação demonstra a importância da saturação como condicionante natural dos movimentos de massa, evidenciada em campo, por apresentar diversos movimentos dos taludes rochosos na beira da rodovia.

**Palavras-chave:** Estabilidade de taludes, Fator de Segurança, Geologia Estrutural.

## 6.1 INTRODUÇÃO

Os eventos de movimentação de massa são fenômenos geomorfológicos naturais que ocorrem independente da presença antrópica. Em função disso, a instalação de uma rodovia requer estudo geológico/geotécnico prévio para saber se o local escolhido pode apresentar problemas de estabilidade. Atualmente existem poucos estudos no meio acadêmico a respeito da predição dos eventos de movimento de massa rochosos, que muitas vezes chegam a ser catastróficos, causando danos ao patrimônio e até perda de vidas.

As estruturas que deformam as unidades sedimentares da Bacia do Paraná e também os derrames basálticos sobre elas vem sendo estudadas desde a década de 80 por diversos autores (Zalán *et al.*, 1990; Milani, 1997). Recentemente, outros estudos a respeito da tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica na bacia e em sua borda foram apresentados (Jacques, 2013), inclusive nas rochas alcalinas do Domo de Lajes, no sudeste de Santa Catarina e nordeste do Rio Grande do Sul (Machado *et al.*, 2012; Nummer *et al.*, 2014; Jacques *et al.*, 2015; Santos, 2017).

O estudo geotécnico relacionado a estruturas tectônicas regionais é aplicado ao desenvolvimento urbano, visto que uma extensa malha rodoviária foi construída sobre essas rochas. Além disso, diversas comunidades habitam regiões serranas, havendo risco de algum desastre ambiental relacionado a movimento de massa de encostas acontecer. Por este fato, o planejamento de uma rodovia deve considerar, principalmente, a direção em que ela será construída em relação as descontinuidades mais comuns dos maciços, evitando cortes que podem ser instáveis.

A BR-116 atravessa o trecho da escarpa da Serra Geral (CPRM, 2010) no nordeste do estado do Rio Grande do Sul, iniciando-se a sul de Caxias do Sul e terminando próximo de Novo Hamburgo. Este local apresenta problemas geotécnicos, em sua maioria relacionados à queda ou deslizamento de blocos rochosos, por causa de sua construção na década de 60, possivelmente sem análise prévia, elevando o risco de acidentes próximos aos taludes rochosos.

Pretendeu-se verificar se as famílias de fraturas tectônicas regionais são indutoras dos movimentos de massa nos taludes da BR-116. O estudo se justifica visto que há probabilidade relativamente elevada destas estruturas, em meio às



feições rúpteis atectônicas internas dos derrames (p. ex. contato entre derrames, disjunções colunares e tabulares e juntas de alívio) condicionarem os escorregamentos na BR-116. A comprovação dessa hipótese permite que os estudos geotécnicos sejam feitos com mais precisão, focados em áreas críticas nas regiões aonde os derrames vulcânicos estão afetados por lineamentos estruturais bastante pervasivos, principalmente nos períodos sazonais de maior pluviosidade.

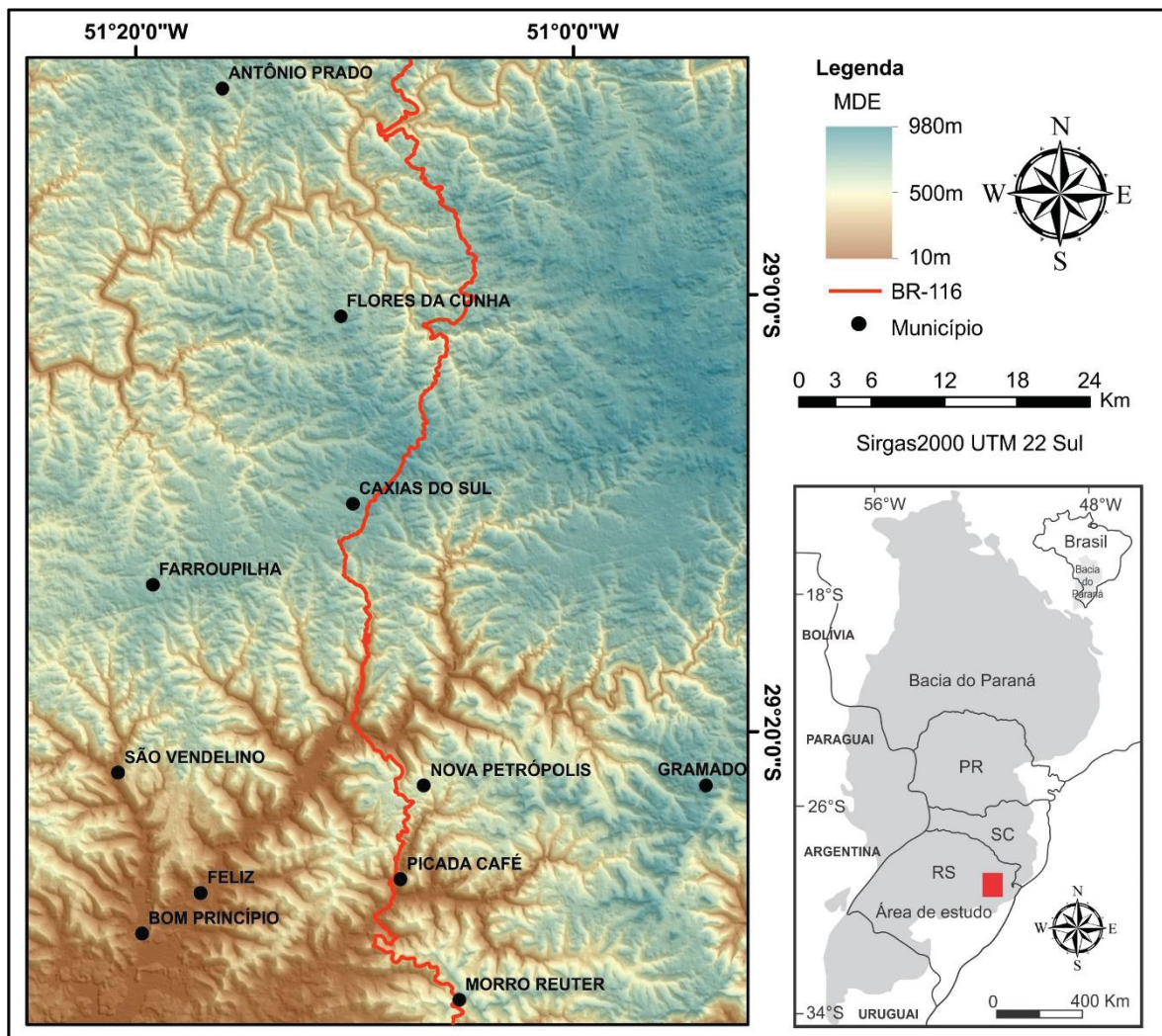
Além da verificação da hipótese do controle estrutural das áreas de risco, procurou-se contribuir com métodos de investigação geotécnica correlacionados com aspectos inerentes à Geologia Estrutural, envolvendo, quando possível, o estudo das estruturas rúpteis mesozoicas e cenozoicas da Bacia do Paraná e a estabilidade de taludes rochosos na BR-116.

Nesta pesquisa, são utilizados os seguintes métodos, afim de alcançar os objetivos e comprovar a hipótese: sensoriamento remoto aplicado à Geologia Estrutural, utilizando-se de imagens de relevo e satélite, determinando o padrão estrutural regional; análise estrutural geométrica dos dados de campo, envolvendo as descontinuidades presentes nos maciços rochosos, tratadas em diagramas de roseta; análise geotécnica dos taludes da BR-116, interpretando e determinando os deslizamentos planares e em cunha passíveis de ocorrer assim como o Fator de Segurança (FS) para cada movimento de massa.

## 6.2 LOCALIZAÇÃO

A área da pesquisa (figura 6.1) está localizada no nordeste do estado do Rio Grande do Sul, nas proximidades de Caxias do Sul, 50 km a norte de Porto Alegre. Limitada pelas coordenadas geográficas 50°50'0" W e 51°27'0" W, e 28°50'0" S e 29°33'0" S, possui forma retangular alongada na direção norte-sul, com aproximadamente 4.800 km<sup>2</sup>.

O principal acesso é feito pela BR-116, cortando a área de norte a sul, desde o km 150 ao 260. A escolha da área levou em consideração a boa exposição, por vezes contínuas, na forma de taludes que apresentam problemas geotécnicos, concentrados no trecho serrano da Escarpa da Serra Geral (CPRM, 2010).



**Figura 6.1** Localização da área de estudo no nordeste do estado do Rio Grande do Sul, destacando-se a BR-116 em vermelho.

### 6.3 ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A Bacia do Paraná é considerada uma bacia intracratônica, desenvolvida sobre crosta continental e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas (Zalán *et al.*, 1990). Com área de aproximadamente 1.400.000 km<sup>2</sup>, a bacia se estende pelo Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai com formato alongado NNE-SSO e profundidade máxima de 8.000 m.

Originada na forma de golfo aberto, a Bacia do Paraná evoluiu para uma depressão intracontinental durante o Gondwana (Milani e Ramos, 1998). Por causa dos esforços distensivos causados pela abertura do rifte que resulta no Oceano Atlântico, algumas falhas antigas e profundas com direção NE-SW foram reativadas, formando sua estruturação regional (Rostirolla *et al.*, 2000).

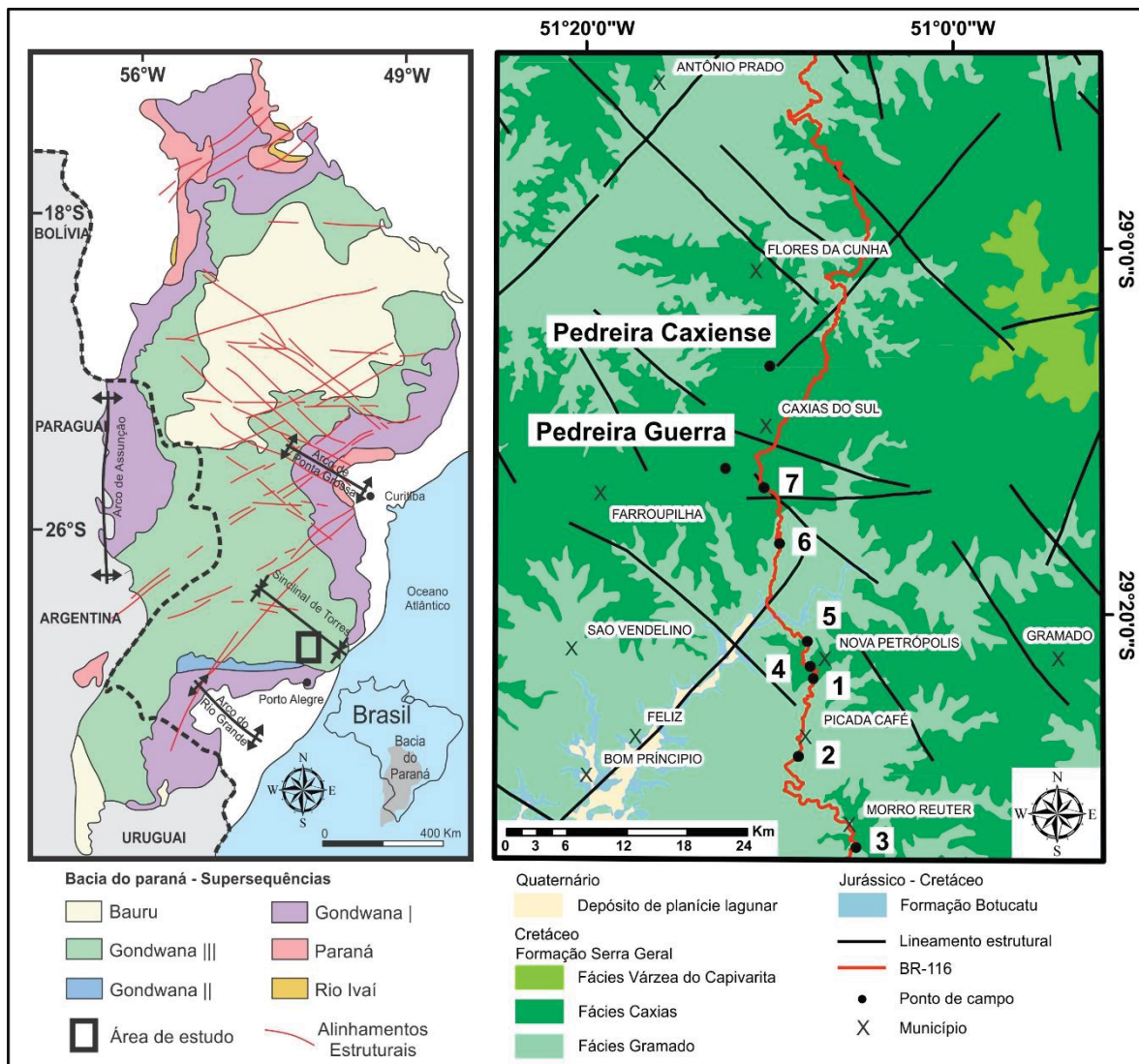
Milani (1997) reconheceu seis supersequências no registro estratigráfico da bacia (figura 6.2), com intervalos de dezenas de milhões de anos entre si: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), composto pelas formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria, do Grupo Rio Ivaí (Assine *et al.*, 1994); Paraná (Devoniano), que consiste nas formações Furnas e Ponta Grossa, do Grupo Paraná; Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), formado pelos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois; Gondwana II (Meso a Neotriássico), restrito ao RS, com a Formação Santa Maria; Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo), apresentando as formações Botucatu e Serra Geral; Bauru (Neocretáceo) com os grupos Bauru e Caiuá (Milani *et al.*, 2007). A Supersequência Gondwana III é caracterizada por rochas do Grupo São Bento (White, 1908), com idade entre o Jurássico e o Cretáceo Inferior, e composta pelas formações Botucatu e Serra Geral, respectivamente na base e topo.

A unidade estudada nesta pesquisa é a Formação Serra Geral, produto de um intenso magmatismo fissural associado à ruptura do Continente Gondwana. Com mais de 900.000 km<sup>3</sup> de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas, esta formação se estende desde a América do Sul até a África, compondo uma das maiores províncias ígneas (LIP) conhecidas, a Província Magmática Paraná-Etendeka (Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996).

Constituídos em sua maioria por basaltos toleíticos e andesitos basálticos maciços ou vesiculares, as rochas vulcânicas apresentam textura fanerítica fina a média e ocorrem por praticamente toda a extensão da Bacia do Paraná. Subordinadamente afloram derrames ácidos representados por riolitos, riodacitos, dacitos e quartzo latitos. Os basaltos são divididos em dois grupos a partir da razão de seus elementos traço: baixo titânio ( $Ti < 2\%$ ) representados pelo magma tipo Gramado, Ribeira e Esmeralda na porção sul da bacia e alto titânio ( $Ti > 2\%$ ) representados pelo magma tipo Urubici, Pitanga e Paranapanema na porção norte (Bellieni *et al.*, 1984; Peate *et al.*, 1992; Wildner, 2004).

Na área de estudo, ao longo da BR-116 (figura 6.2), afloram rochas pertencentes às fácies Gramado, basaltos e diabásios (Peate *et al.*, 1992) e Caxias, dacitos e andesitos (CPRM, 2006).

A idade estimada da Formação Serra Geral é de aproximadamente 130 Ma (Peate e Hawkesworth, 1996). Posteriormente, por meio de métodos mais precisos, Thiede e Vasconcelos (2010) sugerem que o magmatismo tenha se iniciado a  $134,7 \pm 1$  Ma, com duração de 1,2 Ma.



**Figura 6.2** Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (esquerda). Compilado de Milani e Ramos (1998) e Zalán *et al.* (1987). Mapa geológico da área de estudo (direita). Fonte: CPRM (2006), escala 1:750.000.

A Bacia do Paraná possui arcabouço estrutural controlado pela reativação de estruturas presentes no embasamento, composta pelas rochas da plataforma Sul-Americana, deformadas nos eventos do ciclo Brasileiro (Almeida e Hasui, 1984). Segundo Zalán *et al.* (1990), o embasamento que aflora nas margens da bacia é limitado na margem leste/sudeste pelo Cinturão Dom Feliciano e Faixa Ribeira, de direção NE; a norte/nordeste pela Faixa Uruaçu e os maciços Guaxupé e Goiás; já na margem W a bacia é delimitada pela Faixa Paraguai-Araguaia.

Os derrames da Formação Serra Geral causaram um importante processo diastrófico - reativação Wealdeniana (Almeida, 1967) - a partir do Jurássico (Zalán *et al.*, 1990) que reativou falhas antigas do embasamento. O resultado foi o

surgimento de blocos de falha, soerguimento de arcos, abatimento de bacias costeiras, subsidência da Bacia do Paraná e abertura do Oceano Atlântico Sul.

Soares *et al.* (2007) compararam os lineamentos estruturais traçados por diversos autores (Ferreira, 1982; Soares *et al.*, 1982; Zalán *et al.*, 1990; Freitas, 2005), identificados por métodos distintos (geofísica aérea, imagens de radar, *Landsat* e *SRTM*) concluindo que as direções NW-SE ( $N45\pm15W$ ) e NE-SW ( $N45\pm15E$ ) possuem índices maiores de concordância do que as direções NNE-SSW, NNW-SSE, N-S e E-W.

Em relação aos lineamentos na borda leste da Bacia do Paraná, estado de Santa Catarina, Jacques *et al.* (2010) definem as direções N-S e NNE-SSW para o embasamento, NW-SE e N-S para a Sequência Gondwânica e NE-SW para a Formação Serra Geral. Nummer *et al.* (2014), a nordeste do RS, caracterizaram a direção predominante WNW-ESE e, secundária, NE-SW e NNE-SSW, identificando um padrão de falha transcorrente dextral (NE-SW) e sinistral (NW-SE).

A evolução tectônica da Formação Serra Geral teve início ainda no Cretáceo Inferior, caracterizado como distensivo ( $\sigma_3$  NE-SW), causando ativações de falhas normais e em tesoura NW-SE com componente dextral (Strugale *et al.*, 2007). Esse foi o evento responsável pela intrusão de diques de diabásio e soerguimento do Arco de Ponta Grossa, cujas idades estão entre  $131,9\pm0,4$  e  $129,9\pm0,1$  Ma (Ernesto *et al.*, 1999). Do Cretáceo Superior ao início do Paleogeno, caracteriza-se um regime transtensional ( $\sigma_1$  variando entre NE-SW e ESSE-WNW), responsável por reativar estruturas presentes nos diques e nas bandas de deformação dos arenitos (Strugale *et al.*, 2007).

Segundo Roldan (2007), esse mesmo paleotensor compressivo ( $\sigma_1$  NE-SW) foi responsável por ativações de falhas NNE dextrais e E-W sinistrais, possibilitando a colocação das rochas alcalinas, no Cretáceo Superior. Scheibe *et al.* (1985) definiu a idade desse evento ao datar as intrusões ígneas, obtendo idades entre 78 e 63 Ma (K/Ar) no domo de Lages (SC). Essas rochas estão situadas entre o Arco de Ponta Grossa e o Sinclinal de Torres, na borda da Bacia do Paraná, e resultaram no desenvolvimento e reativações de estruturas profundas NW-SE (Almeida, 2000).

Chavez-Kus e Salamuni (2008), ao estudar a Bacia de Curitiba, definiram um tensor neotectônico compressivo ( $\sigma_1$  N-S), gerando falhas dextrais NNW-SSE

e sinistrais NNE-SSW de idade Plio-Pleistocênica (limite de idade dos sedimentos deformados). Riccomini (1995), ao estudar o Rift Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB), determina um evento distensivo com  $\sigma_3$  E-W, responsável pela formação de grabens N-S, no Holoceno. Por último, e ainda atuante, ocorre a compressão com  $\sigma_1$  E-W, semelhante ao observado por Assumpção *et al.* (1998, 2016), ao analisar os campos de tensão dos movimentos sismológicos na placa Sul-Americana. Este tensor foi registrado também nas proximidades da área de estudo, nos trabalhos de Nummer *et al.* (2014), a nordeste do RS por e Santos (2017), ao sul de SC.

## 6.4 MÉTODOS

### 6.4.1 Sensoriamento remoto aplicado à Geologia Estrutural

As imagens utilizadas provém do Modelo Digital de Elevação (MDE) *SRTM* (*Shuttle Radar Topographic Mission*), com resolução espacial de 30 m (*National Aeronautics and Space Administration - NASA*) e disponível para download no site <https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>. O relevo foi sombreado aplicando-se um ângulo de incidência de iluminação nos azimutes  $45^\circ$  e  $315^\circ$ , realçando as estruturas NW e NE, respectivamente. Aliado a estas imagens, foi utilizado o satélite *Landsat-8 OLI* (resolução 15 m), composto de oito bandas com comprimento de ondas distintos, produzido pela *United States Geological Survey (USGS)* em conjunto com a *NASA*, adquirido no site <https://landsat.usgs.gov/landsat-8>. A imagem deste satélite passou por composição das bandas 4-3-2 (RGB) realizada no *software Envi 4.5*, apresentando-se em luz natural.

Os produtos do MDE e *Landsat* foram tratados e combinados no *software* de geoprocessamento *ArcMap 10.3*, e os lineamentos tectônicos foram traçados nas escalas 1:750.000 (regional) e 1:250.000 (local). Seguiu-se a definição de lineamentos estruturais de O'Leary *et al.* (1976), como sendo feições lineares de uma superfície mapeável, simples ou composta, de forma retilínea ou ligeiramente curva que refletem estruturas de subsuperfície. A metodologia empregada foi proposta por Liu (1984), identificando falhas e zonas de fraturas de alto ângulo, e separando-as em famílias de acordo com suas direções.

Para calcular o comprimento acumulado dos lineamentos estruturais e seus azimutes foi utilizada a ferramenta *AzimuthFinder* do *ArcMap*, desenvolvida por Queiroz *et al.* (2014). A confecção dos diagramas de roseta foi feita no *software Openstereo*, cujos resultados foram agrupados em classes com intervalos de 10°, facilitando a interpretação estatística das estruturas regionais.

#### 6.4.2 Análise estrutural geométrica

Em etapa de campo foram coletados dados geométricos (direção e mergulho) das descontinuidades presentes em sete taludes rodoviários na BR-116 e duas pedreiras de brita em Caxias do Sul. As informações obtidas das pedreiras serviram para ampliar os dados estruturais, somando-se àqueles dos taludes da BR-116.

A coleta sistemática foi feita utilizando-se o método de amostragem por linhas de varredura sugerido por Robertson (1970), registrando todas as estruturas sem intervalos (falhas, fraturas, disjunções tabulares e juntas de alívio). As descontinuidades foram caracterizadas a partir da sua orientação espacial, espaçamento, persistência, rugosidade e abertura, de acordo com o proposto por Fiori e Carmignani (2009).

Os dados estruturais foram analisados em estereogramas e diagramas de roseta, a partir do *software Geotec Stereo*. Os lineamentos estruturais foram interpretados utilizando-se o modelo de fraturamento rúptil de Riedel (1929).

#### 6.4.3 Análise geotécnica

Na análise geotécnica da estabilidade de taludes rodoviários, foram identificadas e distinguidas as famílias de fraturas de cada afloramento, e agrupadas quando duas ou mais apresentavam direções e mergulhos semelhantes, com suas médias calculadas no *software Geotec Stereo*. As médias de cada família dos taludes foram analisadas no diagrama de interpretação de movimentos de massa (Fiori e Carmignani, 2009), definindo os tipos de instabilizações possíveis de ocorrer, assim como quais estruturas os condicionam. Para o deslizamento planar, o rumo de mergulho das descontinuidades deve aflorar na vertente, superando seu ângulo de atrito, e sua direção deve ter até 20° de concordância

com o talude. No deslizamento em cunha, duas superfícies distintas devem intersectar-se na vertente, juntamente com a linha formada por estes dois planos, e seu ângulo de caimento deve ser maior que o ângulo de atrito.

Cada situação observada no diagrama teve seu FS calculado, simulando condições secas e saturadas por água (0% - 25% - 50% - 75% - 100%). Os valores médios de ângulo de atrito ( $\phi$ ) e coesão do maciço ( $C_r$ ) utilizados foram baseados em Bieniawski (1974), tendo sido cada talude analisado e classificado de acordo com suas características físicas (Capítulo 5 - Resultados complementares).

Entretanto, para calcular o FS deve-se considerar o valor de coesão ( $C$ ) das descontinuidades e não de um maciço com um todo. Para a grande maioria das estruturas, a coesão das descontinuidades foi calculada segundo a expressão de Pariseau (2011), considerando a persistência ( $P$ ) das descontinuidades e a coesão da rocha intacta ( $C_r$ ):

$$C = (1 - P)C_r$$

As fraturas abertas (estruturas T do modelo de Riedel), por sua vez, são paralelas ao  $\sigma_1$  E-W atual (Assumpção 1998, 2016), e tiveram seu valor de coesão considerado como zero.

Os FS dos deslizamentos planares foram calculados segundo as equações a seguir, aonde  $C$  = coesão da descontinuidade;  $A$  = área;  $P$  = peso;  $\theta$  = ângulo de inclinação da descontinuidade;  $U$  = força neutra;  $\phi$  = ângulo de atrito;  $H$  = altura do talude;  $H_w$  = altura da coluna de água;  $\gamma$  = peso específico da rocha;  $\gamma_a$  = peso específico da água;  $i$  = inclinação do talude:

$$F_s = \frac{CA + (P \cos \theta - U) \tan \phi}{P \sin \theta}$$

$$A = \frac{H}{\sin \theta} \quad P = \frac{1}{2} \gamma H^2 (\cot \theta - \cot i) \quad U = \frac{1}{4} \gamma_a H_w^2 \operatorname{cosec} \theta$$

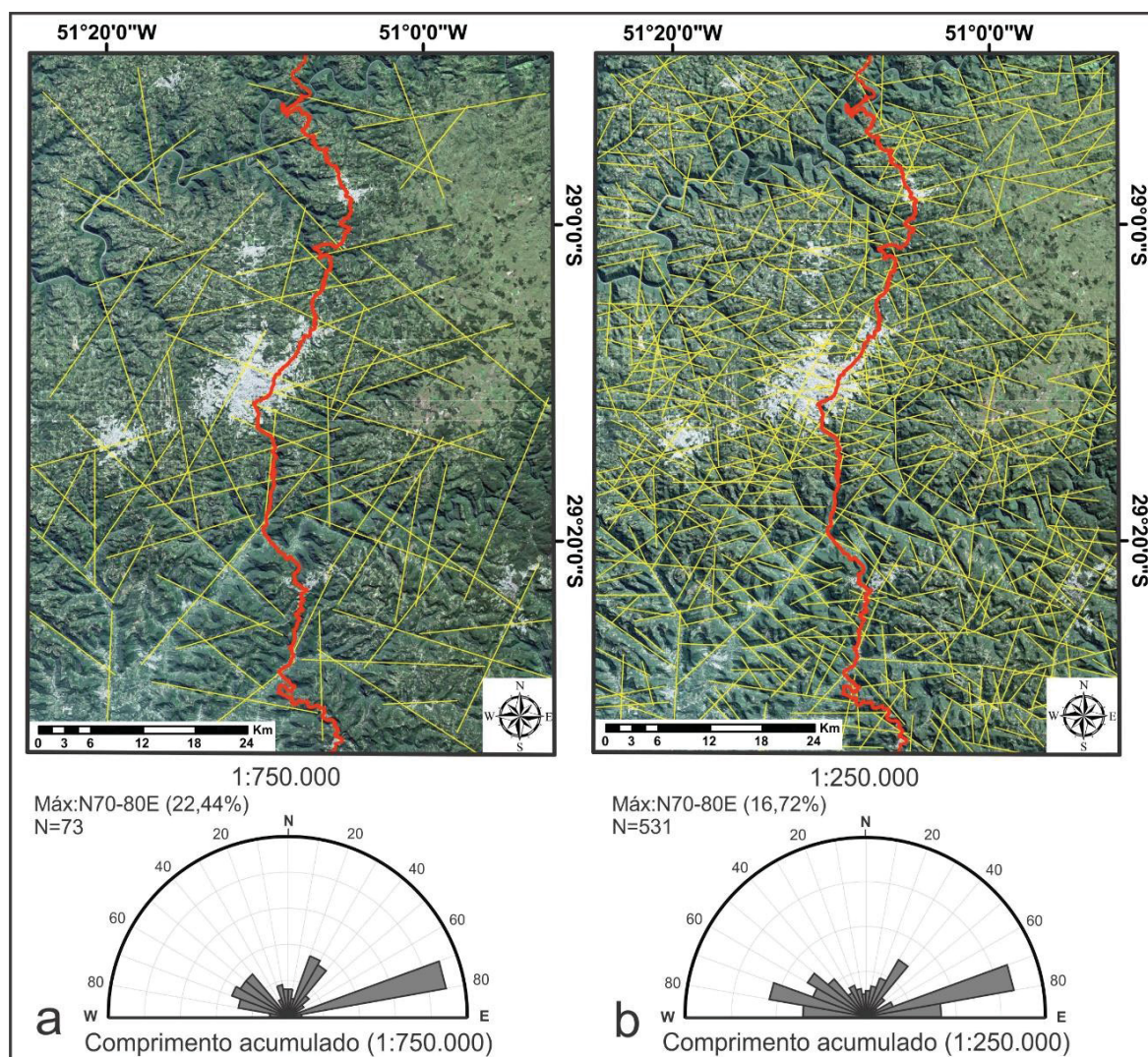
Os deslizamentos em cunha, mais complexos, foram calculados no *software Rocscience Swedge*, desenvolvido diretamente para análise de movimentos de massa.



## 6.5 RESULTADOS

### 6.5.1 Lineamentos fotointerpretados

Os lineamentos em geral são retilíneos, refletindo estruturas regionais de alto ângulo de mergulho destacados no relevo, com estruturas máximas bem definidas e secundárias desviando-se ocasionalmente em certas direções. O diagrama de roseta dos lineamentos na escala 1:750.000 (figura 6.3a) apresenta um total de 73 lineamentos, entre 9 - 33 km de comprimento, e principal direção N70-80E. Subordinadamente, ocorrem as direções N20-40E e N60-70W, e com menor expressão, estruturas na direção N-S.

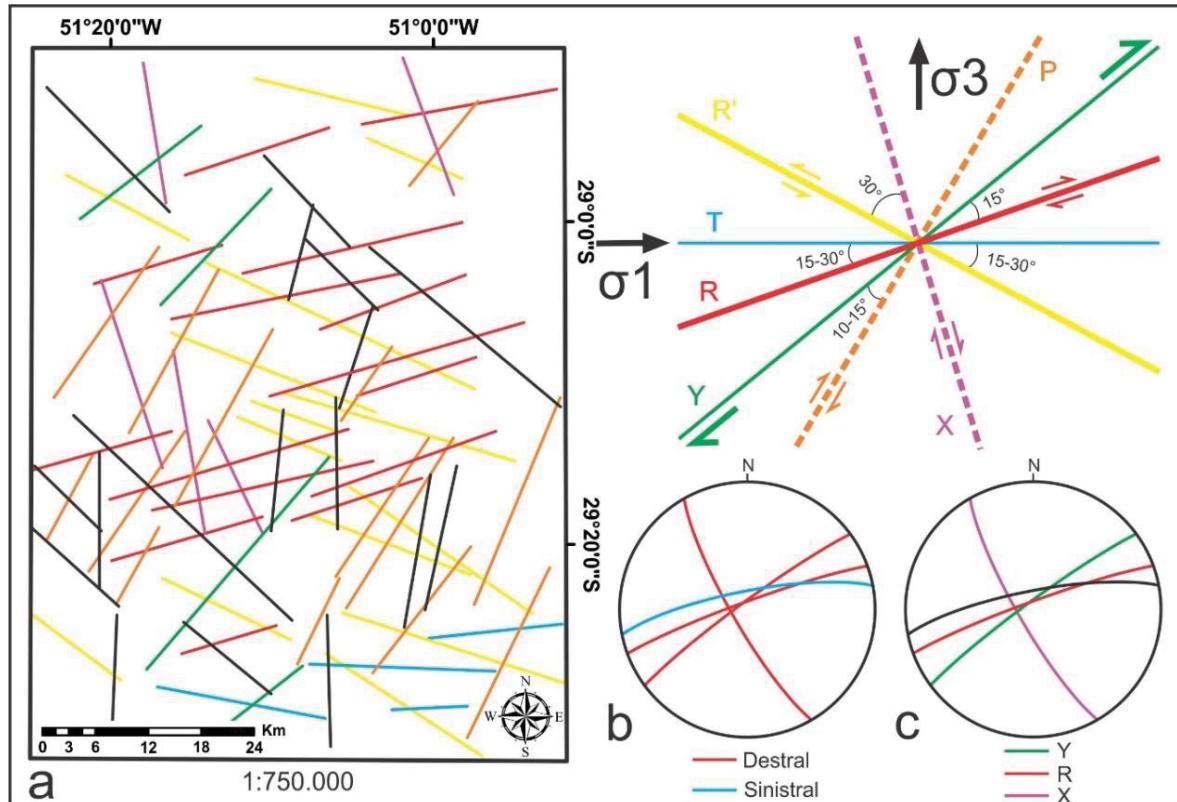


**Figura 6.3** Lineamentos estruturais traçados em imagem SRTM e Landsat-8, nas escalas 1:750.000 (a) e 1:250.000 (b), com seus respectivos diagramas estruturais de roseta.

Já na escala 1:250.000 (figura 6.3b), foram traçados 531 lineamentos com comprimentos entre 4 - 26 km, com direção máxima N70-80E. Algumas diferenças notáveis são constatadas entre os traçados das duas escalas, entre elas a presença marcante das estruturas E-W, praticamente inexistentes na escala menor. Os lineamentos subordinados são mais evidentes, ocorrendo as direções N70-80W, N50-60W e N30-40E, no entanto, as estruturas N-S são insignificantes. Esta escala permitiu maior precisão no traçado dos lineamentos locais, porém muitas vezes eles podem não simbolizar estruturas significativas e profundas do relevo.

#### 6.5.1.1 Interpretação dos lineamentos estruturais

Os lineamentos traçados na escala de menor detalhe (1:750.000), que representam as feições mais importantes do relevo, foram agrupados e classificados segundo o modelo de fraturamento de Riedel. No geral, os lineamentos nesta proposta enquadram-se aos elementos formados na deformação rúptil, aonde cada cor representa uma estrutura distinta (figura 6.4a).



**Figura 6.4** a) Interpretação dos lineamentos estruturais no modelo de fraturamento de Riedel com o tensor máximo posicionado na direção E-W. b) Cinemática das falhas medidas na pedraixa Caxiense. c) Correlação das falhas com as estruturas de Riedel no modelo tectônico atual.

As direções NW-SE, N-S e NNE-SSW não se encaixaram com precisão neste modelo, cujo tensor atuante na placa Sul-Americana posiciona-se na direção E-W (Assumpção, 1998, 2016). Portanto, estas estruturas (feições do embasamento ou falhas antigas não reativadas no Holoceno), não foram correlacionadas com as restantes.

O estereograma da figura 6.4b mostra as falhas que apresentam dados cinemáticos, (vermelha dextral e a azul sinistral), evidenciadas na pedra Caxiense (figura 6.5). Na figura 6.4c correlaciona-se o modelo de Riedel com as falhas dextrais (estruturas Y, R e X) que se desenvolveram ou foram reativadas durante o evento tectônico atual. A falha sinistral ENE-WSW não foi atribuída a nenhuma estrutura, por ser pré-existente ao tectonismo recente e não se encaixar no modelo de fraturamento rúptil.

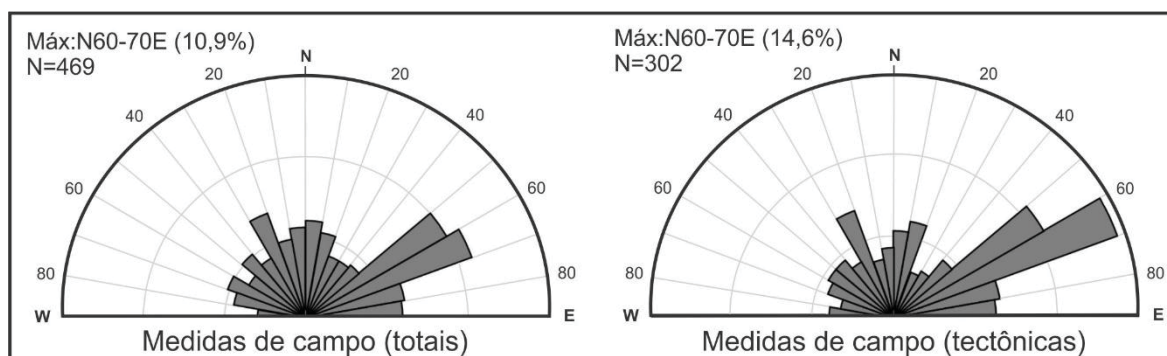


**Figura 6.5** Falhas transcorrentes com estrias e steps indicando movimento dextral, evidenciadas na pedra Caxiense.

### 6.5.2 Análise estrutural geométrica

Os sete locais de campo estudados estão concentrados nos taludes da Escarpa da Serra Geral (CPRM, 2010), e em duas pedreiras (Caxiense e Guerra) no município de Caxias do Sul. No total foram medidas 469 discontinuidades na forma de falhas e juntas tectônicas, além de disjunções tabulares e juntas de alívio, dispostas num diagrama de rosetas (figura 6.6). De maneira geral, os planos de

ruptura evidenciados na rodovia encontram-se dispostos em orientações espaciais variadas, desde verticais (predomínio) até horizontais.



**Figura 6.6** Diagramas de roseta das fraturas observadas em campo (medidas totais e tectônicas).

O estudo nas pedreiras ampliou o número de dados estruturais, e permitiu a obtenção de informações sobre a cinemática das falhas (não observados nos taludes rodoviários), melhorando a correlação com os lineamentos regionais.

O diagrama de roseta das fraturas tectônicas (juntas e falhas) levantadas em campo representa apenas as estruturas com médio a alto ângulo de mergulho (maiores que 60°), desconsiderando medidas que não refletem o padrão evidenciado no sensoriamento remoto, como juntas de alívio e disjunções tabulares.

A roseta das medidas tectônicas destaca a direção N60-70E, além de outras direções importantes, tais como aquelas de direções N20-30W, E-W e N-S. Ocorrem, ainda, estruturas difusas entre as direções N40-70W.

Os diagramas de roseta para cada afloramento (figura 6.7) mostram que em praticamente todos os pontos o máximo de direção NE-SW está bem marcada. Contudo, cada afloramento possui padrão estrutural distinto, influenciado diretamente pela proximidade de grandes lineamentos e por estruturas internas das rochas vulcânicas (disjunções colunares pouco desenvolvidas, por exemplo).

Algumas feições regionais importantes são praticamente inexistentes em alguns pontos, como o caso de estruturas N-S ou NW-SE, demonstrando a heterogeneidade entre os afloramentos.

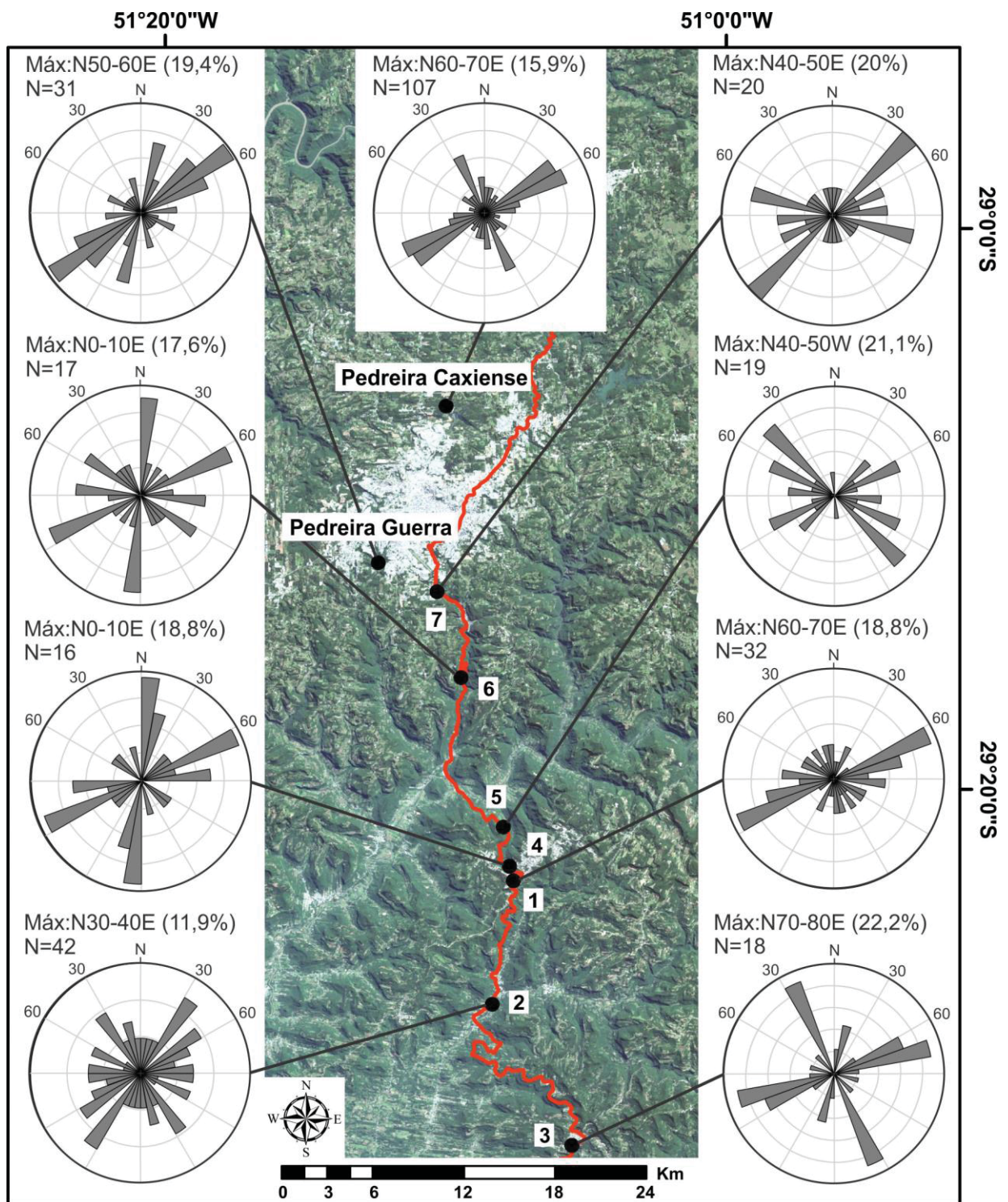
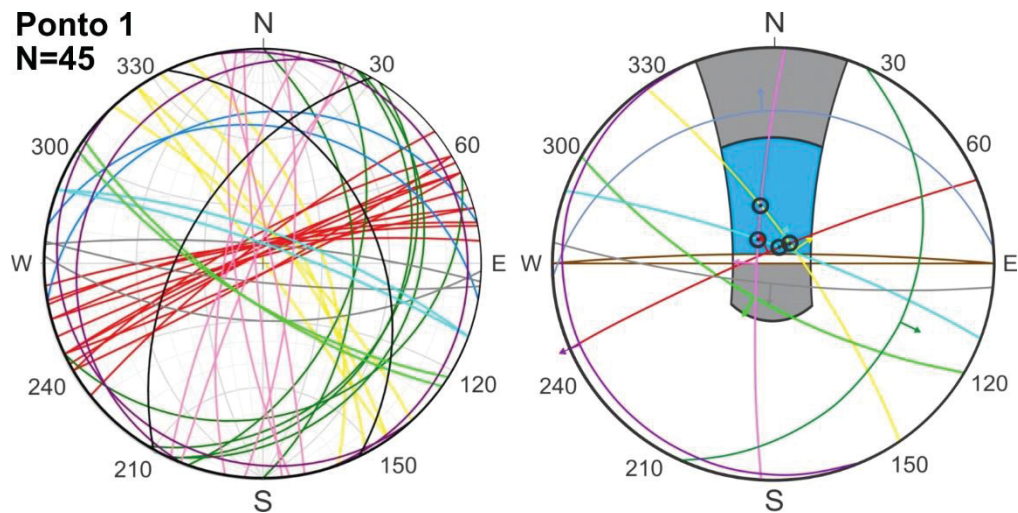


Figura 6.7 Diagramas de roseta das descontinuidades de alto ângulo dos pontos de campo.

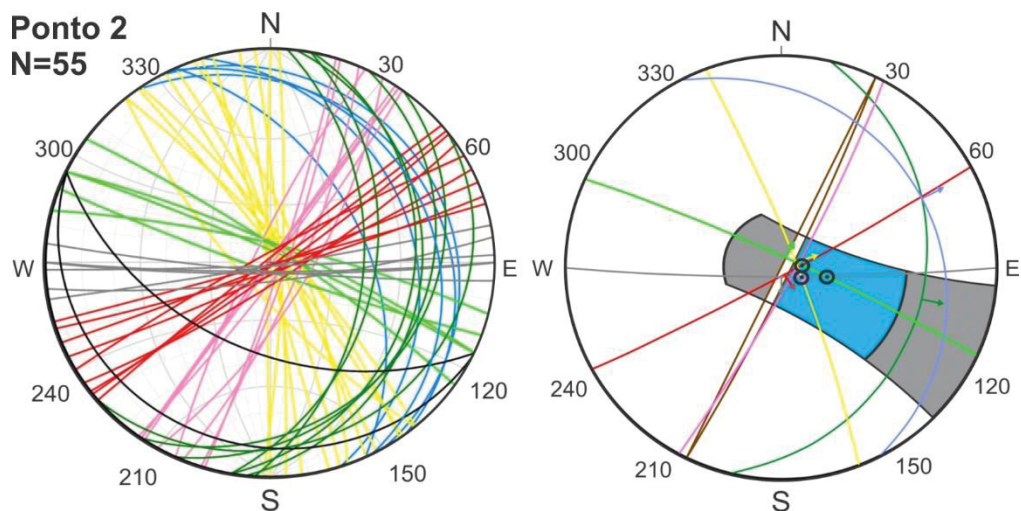
### 6.5.3 Análise geotécnica

Os diagramas de interpretação de movimentos de massa, ilustrados nas figuras 6.8 a 6.14, indicaram 32 movimentos passíveis de ocorrer nos sete taludes da BR-116, com média de 4,5 escorregamentos para cada ponto de campo.

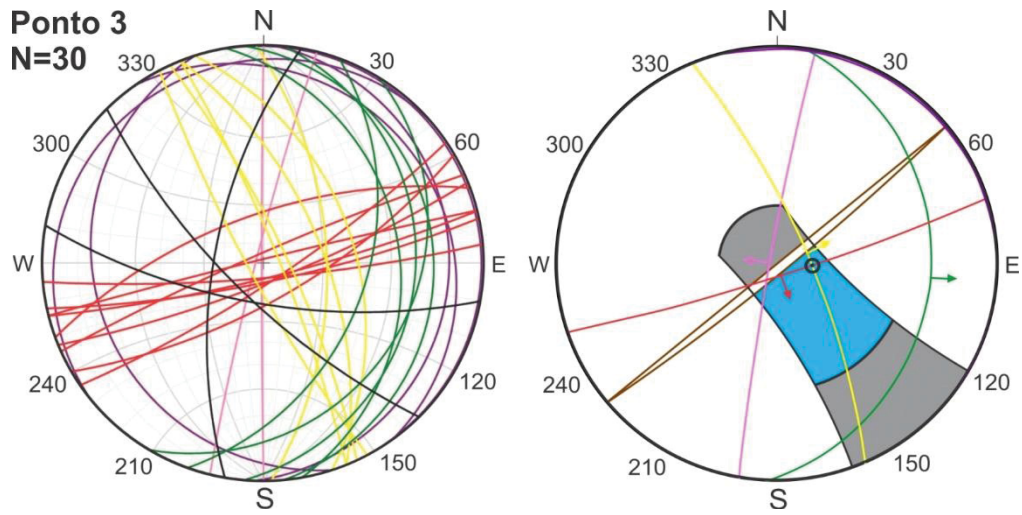
Deste total, 75% são movimentos que podem ser causados por deslizamento em cunha (indicados por um círculo na intersecção de duas descontinuidades), e os 25% restantes, planares (rumos de máximo mergulho das estruturas). A seguir, encontram-se resumos para cada talude: o ponto 1 apresenta dois deslizamentos planares e quatro em cunha (figura 6.8); o ponto 2 possui um deslizamento planar e três em cunha (figura 6.9); o ponto 3 conta com um deslizamento planar e outro em cunha (figura 6.10); o ponto 4 não apresentou instabilizações (figura 6.11); o ponto 5 pode ter um deslizamento planar e dois em cunha (figura 6.12); o ponto 6, o talude com mais movimentos, possui dois deslizamentos planares e oito em cunha (figura 6.13); o ponto 7 apresenta um deslizamento planar e seis em cunha (figura 6.14).



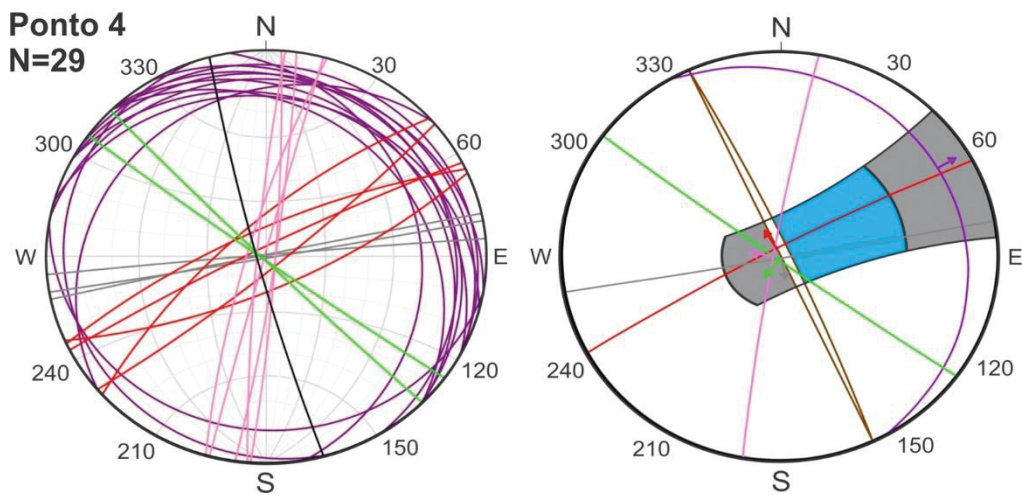
**Figura 6.8** Diagrama de interpretação de movimentos de massa do talude do ponto 1.



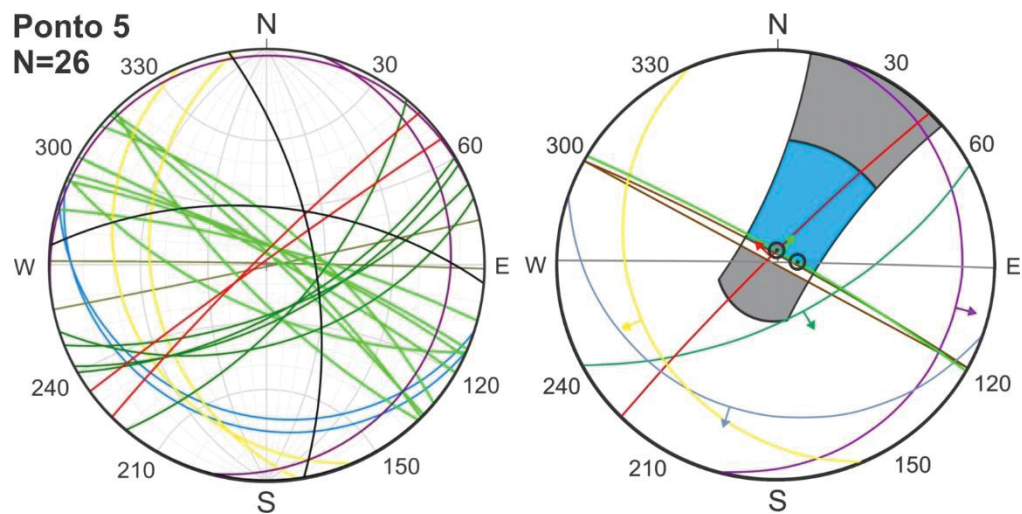
**Figura 6.9** Diagrama de interpretação de movimentos de massa do talude do ponto 2.



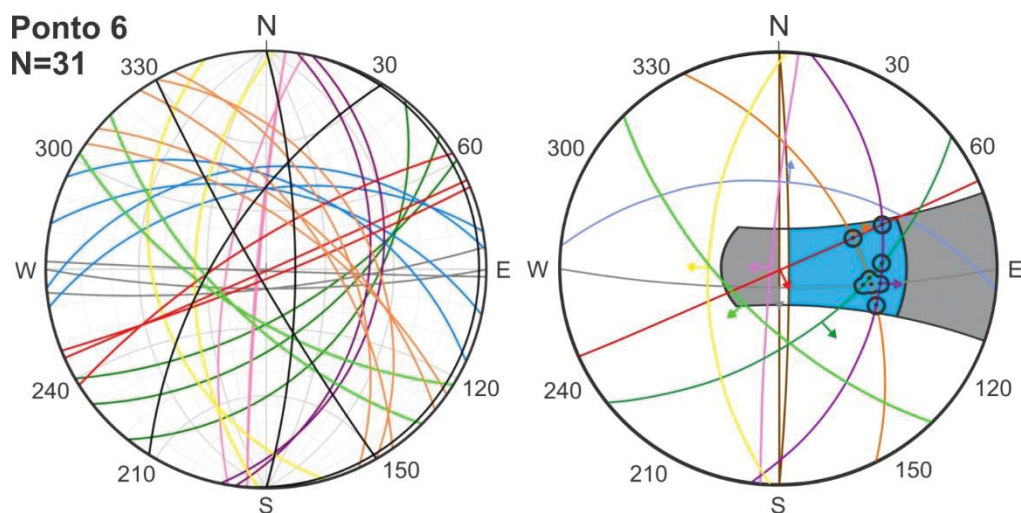
**Figura 6.10** Diagrama de interpretação de movimentos de massa do talude do ponto 3.



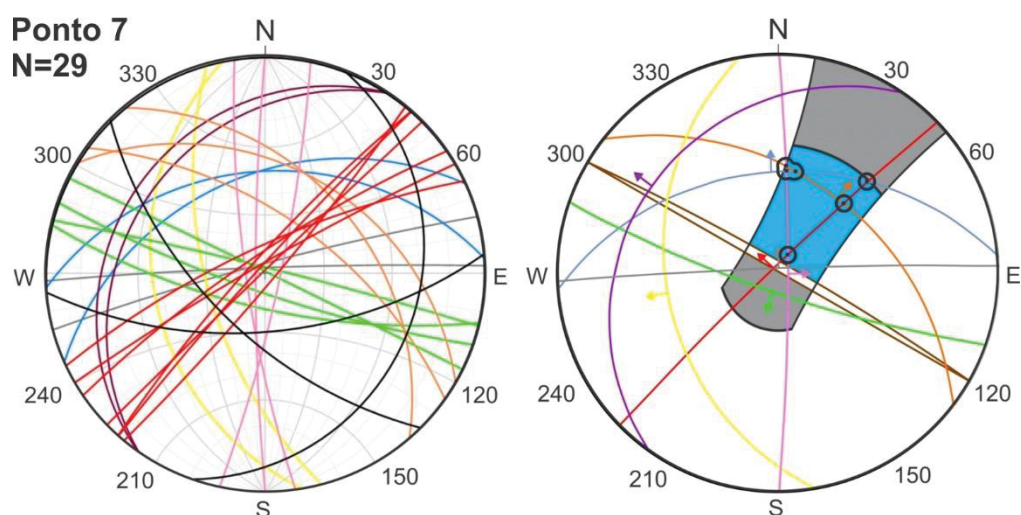
**Figura 6.11** Diagrama de interpretação de movimentos de massa do talude do ponto 4.



**Figura 6.12** Diagrama de interpretação de movimentos de massa do talude do ponto 5.



**Figura 6.13** Diagrama de interpretação de movimentos de massa do talude do ponto 6.



**Figura 6.14** Diagrama de interpretação de movimentos de massa do talude do ponto 7.

Por causa da grande quantidade de fraturas com ângulos de mergulho acima de  $80^\circ$ , diversos movimentos interpretados encontram-se muito próximos do limite de inclinação do talude (praticamente verticais). O predomínio dos deslizamentos em cunha em relação aos planares, ocorre justamente pela grande variedade de famílias de fraturas evidenciadas nos taludes que se intersectam, sejam de alto ou baixo ângulo.

A tabela 6.1 apresenta os parâmetros físicos dos maciços rochosos utilizados para calcular o FS para cada movimento interpretado nos taludes. A coesão das fraturas abertas de direção E-W foram consideradas como zero.



**Tabela 6.1** Parâmetros físicos dos maciços rochosos utilizados para calcular o FS. Para as fraturas abertas de direção E-W, a coesão foi considerada como zero.

Parâmetros físicos dos maciços rochosos						
	C (kPa)	$\phi$ (grau)	H (m)	i (grau)	Y (kN/m <sup>3</sup> )	Y <sub>a</sub> (kN/m <sup>3</sup> )
Ponto 1	12,5	30	6	88	27	10
Ponto 2	12,5	30	6	88	29	10
Ponto 3	12,5	30	10	88	29	10
Ponto 4	6,25	20	6	88	27	10
Ponto 5	17,5	40	10	88	29	10
Ponto 6	12,5	30	15	88	29	10
Ponto 7	17,5	40	6	88	27	10

Os resultados do FS dos movimentos de massa interpretados nos diagramas, calculados nas variadas condições de saturação, estão compilados na tabela 6.2, junto das famílias de fratura que os condicionam e ilustrados nos gráficos da figura 6.15. O FS menor que 1,0 significa que as forças cisalhantes são superiores às resistentes, tornando o talude instável. Para o Departamento Nacional de Infraestrutura e Transporte (DNIT), o valor de FS aceitável nas rodovias deve ser superior a 1,5.

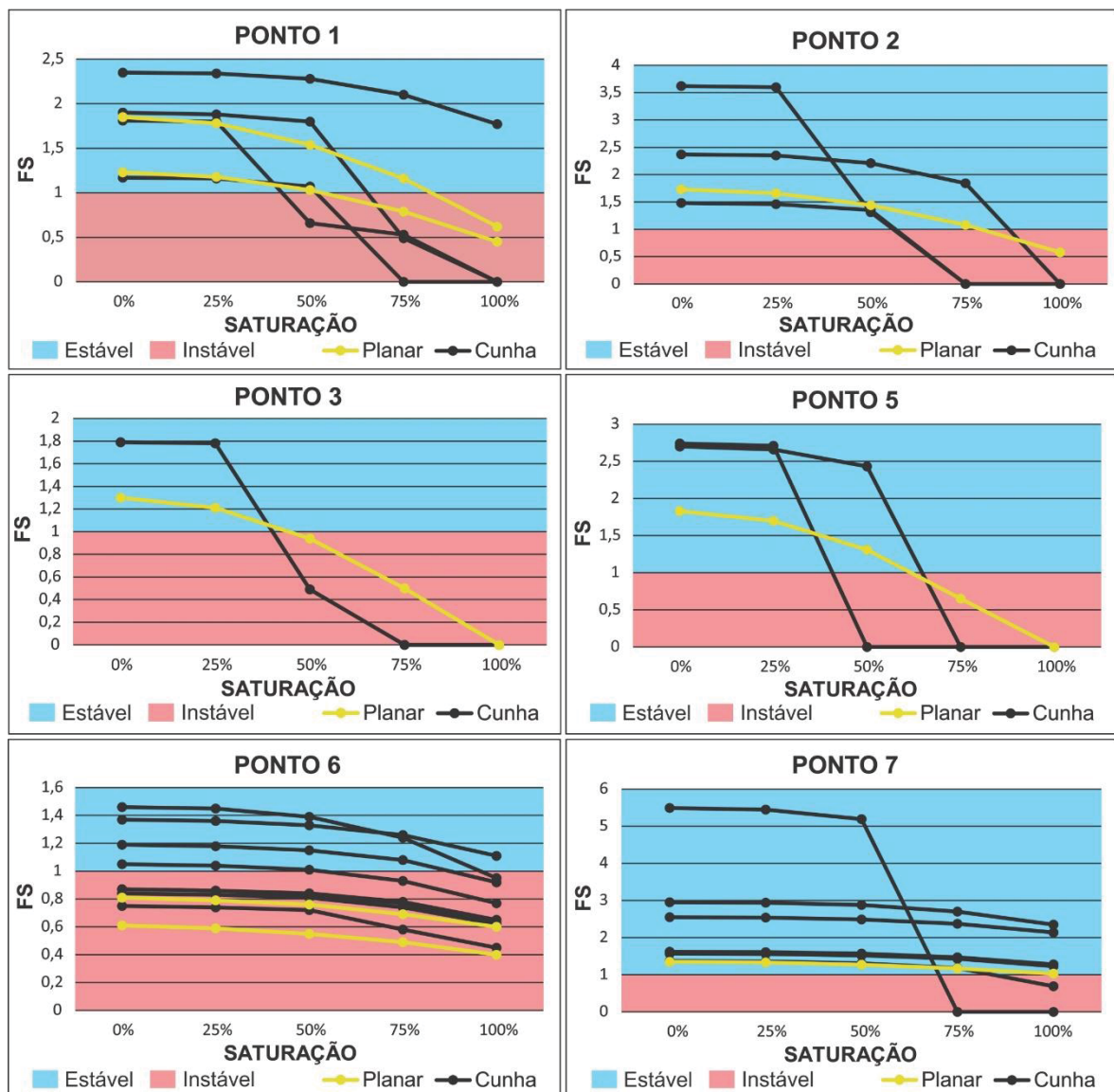
**Tabela 6.2** Resultado dos diagramas de interpretação de movimentos de massa com o FS seco e saturado em água, para os taludes estudados na BR-116.

Movimentos de massa passíveis de ocorrer nos taludes							
Ponto 1	Direção do talude E-W/88N		FS (saturado em água)				
	Cor da Família	Atitude Média	0%	25%	50%	75%	100%
Escorregamento	Cor da Família	Atitude Média	0%	25%	50%	75%	100%
Planar	Vermelho	337/83	1,85	1,78	1,54	1,16	0,62
Planar	Ciano	20/80	1,23	1,18	1,03	0,79	0,45
Cunha	Rosa	273/80	2,35	2,34	2,28	2,1	1,77
	Amarelo	55/73					
Cunha	Rosa	273/80	1,9	1,88	1,8	0,49	0
	Ciano	20/80					
Cunha	Amarelo	55/73	1,81	1,8	0,66	0,53	0
	Vermelho	337/83					
Cunha	Ciano	20/80	1,17	1,16	1,07	0	0
	Vermelho	337/83					
Ponto 2	Direção do talude N25E/88SE		FS (saturado em água)				
Escorregamento	Cor da Família	Atitude Média	0%	25%	50%	75%	100%
Planar	Rosa	118/83	1,73	1,66	1,44	1,08	0,58
Cunha	Cinza	180/85	2,37	2,35	2,21	1,84	0
	Verde claro	25/84					
Cunha	Cinza	180/85	1,48	1,46	1,35	0	0
	Amarelo	69/82					
Cunha	Vermelho	151/86	3,62	3,6	1,31	0	0
	Verde claro	25/84					

(continuação)

<b>Ponto 3</b>		<b>Direção do talude N50E/88SE</b>		<b>FS (saturado em água)</b>				
Escorregamento	Cor da Família	Atitude Média	0%	25%	50%	75%	100%	
Planar	Vermelho	162/84	1,3	1,21	0,94	0,5	0	
Cunha	Vermelho Amarelo	162/84 67/84	1,79	1,78	0,49	0	0	
<b>Ponto 4</b>		<b>Direção do talude N50E/88SE</b>		<b>FS (saturado em água)</b>				
Escorregamento	Cor da Família	Atitude Média	0%	25%	50%	75%	100%	
<b>Não apresenta problemas</b>								
<b>Ponto 5</b>		<b>Direção do talude N60W/88NE</b>		<b>FS (saturado em água)</b>				
Escorregamento	Cor da Família	Atitude Média	0%	25%	50%	75%	100%	
Planar	Verde claro	30/84	1,83	1,7	1,31	0,65	0	
Cunha	Cinza Verde claro	1/89 30/84	2,7	2,66	2,43	0	0	
Cunha	Vermelho Verde claro	315/85 30/84	2,74	2,71	0	0	0	
<b>Ponto 6</b>		<b>Direção do talude N-S/88E</b>		<b>FS (saturado em água)</b>				
Escorregamento	Cor da Família	Atitude Média	0%	25%	50%	75%	100%	
Planar	Laranja	64/50	0,61	0,59	0,55	0,49	0,4	
Planar	Roxo	98/40	0,81	0,79	0,76	0,69	0,6	
Cunha	Vermelho Laranja	156/89 64/50	0,75	0,74	0,72	0,58	0,45	
Cunha	Vermelho Roxo	156/89 98/40	1,37	1,36	1,33	1,26	1,11	
Cunha	Roxo Verde escuro	98/40 142/55	1,19	1,18	1,15	1,08	0,92	
Cunha	Laranja Verde escuro	64/50 142/55	0,87	0,86	0,83	0,77	0,63	
Cunha	Verde escuro Cinza	142/55 180/80	1,46	1,45	1,39	1,24	0,95	
Cunha	Cinza Laranja	180/80 64/50	1,05	1,04	1,01	0,93	0,77	
Cunha	Cinza Roxo	180/80 98/40	0,87	0,86	0,84	0,78	0,65	
Cunha	Roxo Laranja	98/40 64/50	0,84	0,83	0,81	0,74	0,62	
<b>Ponto 7</b>		<b>Direção do talude N60W/88NE</b>		<b>FS (saturado em água)</b>				
Escorregamento	Cor da Família	Atitude Média	0%	25%	50%	75%	100%	
Planar	Laranja	38/43	1,35	1,33	1,27	1,17	1,03	
Cunha	Rosa Laranja	90/85 38/43	2,55	2,54	2,49	2,37	2,14	
Cunha	Laranja Azul	38/43 356/40	1,62	1,61	1,57	1,47	1,28	
Cunha	Azul Rosa	356/40 90/85	1,37	1,36	1,31	1,18	0,69	
Cunha	Azul Vermelho	356/40 316/86	2,95	2,94	2,88	2,7	2,35	
Cunha	Vermelho Laranja	316/86 38/43	1,57	1,56	1,52	1,43	1,23	
Cunha	Rosa Vermelho	90/85 316/86	5,49	5,45	5,19	0	0	

Após o cálculo do FS, evidencia-se que, nas condições secas (0% de saturação), 17 possíveis movimentos estão maiores do que 1,5; nove estão situados entre 1,5 e 1,0; e seis estão abaixo de 1,0. É importante ressaltar que todos os movimentos com FS menores que 1,0 pertencem ao talude 6, maciço que apresenta situação mais crítica de todos os estudados nesta pesquisa.



**Figura 6.15** Gráficos de FS em relação à saturação para os seis taludes que podem apresentar problemas geotécnicos. As curvas em amarelo simbolizam deslizamento planar, e as curvas em preto, em cunha. As áreas em azul são estáveis (FS > 1,0) e as vermelhas são instáveis (FS < 1,0).

O FS em todos os movimentos que podem ocorrer (cunha e planar) variam pouco em situações de saturação baixa, começando a apresentar quedas significativas a partir de 50%. Este fato é observado, por exemplo, no FS dos

escorregamentos condicionados por estruturas de alto ângulo (maiores que 80°), que muitas vezes chegam ao valor zero. Neste caso as rochas tendem a flutuar entre as descontinuidades, quando há aumento da força neutra exercida pela água no talude, tornando-as sazonalmente instáveis.

Observa-se que o FS dos movimentos com fraturas de ângulos abaixo de 60° não apresentam quedas bruscas quando a saturação está elevada (exceto em um movimento), e não tornam-se nulos. Nota-se, na maioria dos taludes, que os valores de FS em cunha nas condições secas são relativamente maiores do que os planares.

## 6.6 DISCUSSÃO

De modo geral, a análise dos lineamentos estruturais mostrou-se semelhante para as duas escalas adotadas (1:250.000 e 1:750.000), com orientação preferencial máxima de direção ENE, e subordinadamente, NE e WNW. Os dados de campo com atitudes de alto ângulo mostraram essa direção preferencial, variando de N50-70E, muito bem definido no diagrama de rosetas.

Em trabalhos anteriores (Zalán *et al.*, 1990; Machado *et al.*, 2012; Nummer *et al.*, 2014; Jacques *et al.*, 2015; Santos 2017) já se havia percebido que há falhas transcorrentes NE-SW dextrais e NW-SE sinistrais, com esforço máximo ( $\sigma_1$ ) aproximadamente E-W durante o Holoceno, como demonstrado por Assumpção (1998, 2016). Apenas três falhas dextrais (interpretadas como estruturas Y, R e X do modelo de fraturamento de Riedel) foram evidenciadas na pedreira Caxiense nesta pesquisa.

Contudo, mesmo com as direções máximas bem definidas pelos dados de campo, ao analisar pontualmente os diagramas dos taludes, percebe-se um padrão estrutural assimétrico. Os fatores que podem explicar esta discrepância são a distância entre os afloramentos, muitas vezes da ordem de dezenas de quilômetros, e a proximidade com lineamentos regionais como, por exemplo, o ponto 5 (próximo a uma estrutura NW e com máximo nesta direção). Outra explicação pode ser a reologia e as propriedades geomecânicas distintas das rochas vulcânicas ácidas e básicas, ou ainda a posição estratigráfica dos maciços rochosos em relação aos derrames.

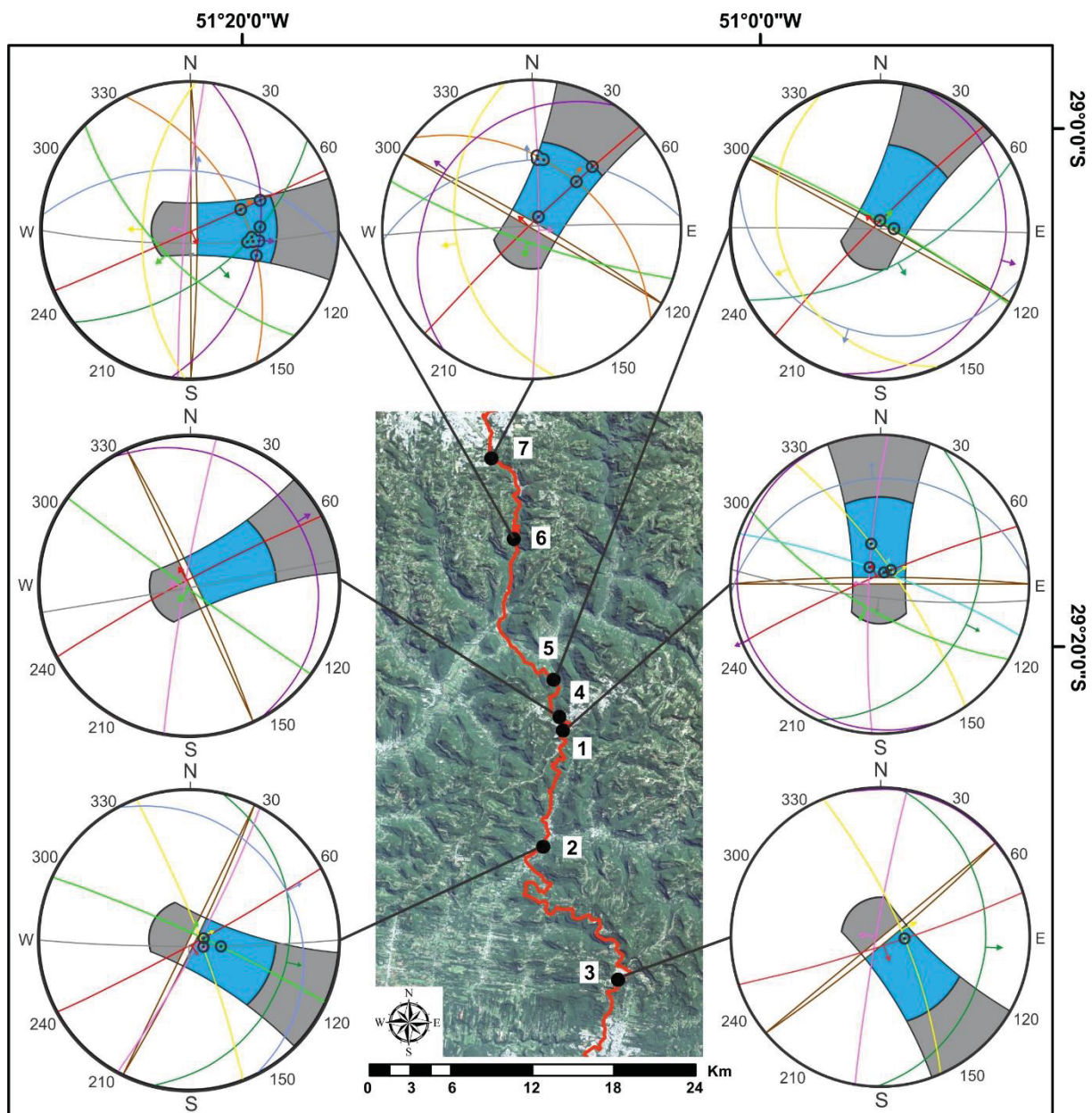
A tabela 6.3 apresenta os problemas geotécnicos que podem ocorrer em cada talude, condicionadas pelas estruturas máximas regionais, observadas na roseta dos lineamentos estruturais (ver figura 6.3). A direção máxima (N70-90E) pode causar problemas geotécnicos em seis dos sete taludes estudados (17 movimentos distintos), visto que no ponto 4 não foram interpretadas instabilizações. Já o segundo máximo (N60-80W) condiciona possíveis movimentos em quatro dos sete pontos (12 movimentos), e o terceiro (N20-40E), pode gerar problemas em apenas dois taludes da BR-116 (4 deslizamentos, apenas).

**Tabela 6.3** Problemas geotécnicos que os taludes podem apresentar, condicionados pelas três estruturas máximas regionais.

Direções máximas regionais			
Talude	N70-90E	N60-80W	N20-40E
1	✓	✓	X
2	✓	✓	X
3	✓	X	X
4	X	X	X
5	✓	✓	✓
6	✓	X	X
7	✓	✓	✓

A direção e o rumo dos taludes são condicionantes essenciais para que os deslizamentos ocorram, mas caso eles mudem de direção, podem estabilizar as vertentes impedindo os movimentos de massa. Por esse motivo, nesta pesquisa a correlação dos dados estruturais com os problemas geotécnicos foi complicada e feita com muito cuidado.

As famílias de fraturas N70-90E podem causar muitos movimentos de massa devido ao predomínio de deslizamentos em cunha, que não dependem tanto da direção da estrada quanto os planares, mas sim da presença de outras descontinuidades que se interceptam na vertente do maciço. Este fato pode ser observado na figura 6.16, que ao compilar todos os diagramas de interpretação de movimentos de massa, demonstra que as mesmas estruturas podem deslizar nas mais variadas direções dos taludes.



**Figura 6.16** Diagramas de interpretação de movimentos de massa para os taludes da BR-116.

Com a análise conjunta da tabela 6.3 e da figura 6.16, fica evidente, portanto, que as estruturas regionais máximas (N70-90E e N60-80W) podem condicionar os movimentos de massa observados na maioria dos taludes da BR-116, a nordeste do RS. No entanto, outras estruturas não tectônicas podem gerar instabilidades, como, por exemplo, disjunções de resfriamento com alto ângulo de mergulho, mas em menor escala do que os lineamentos regionais.

Ao analisar os taludes desse estudo (ver tabela 6.2), percebe-se que 75% dos movimentos possíveis de ocorrer são deslizamentos em cunha. Este fato é bem observado no ponto 6, que apresenta um total de nove famílias de fraturas,

podendo condicionar até 10 deslizamentos diferentes (oito em cunha e dois planares). Este é considerado um talude crítico, visto que a média de movimentos de massa interpretados nos sete afloramentos é de 4,5.

Para o DNIT os taludes rodoviários devem apresentar FS maior que 1,5, indicando que as forças resistentes são 50% maiores do que as cisalhantes (de maneira geral, o movimento está estável), garantindo a segurança dos motoristas que trafegam pela BR-116. A tabela 6.4 apresenta a quantidade dos prováveis movimentos de massa que ocorrem nas condições secas, com saturações em água de 50% e 100%, para FS maiores que 1,5; entre 1,5 e 1,0 e menores que 1,0.

Em condições secas (0% saturado), 53% dos movimentos estão com FS maiores que 1,5; 28% estão entre 1,5 e 1,0 e 19% encontram-se abaixo de 1,0 (instáveis). Quando a saturação atinge 50%, a quantidade de movimentos é similar para os três cenários de FS. Entretanto, com a saturação máxima (100%), o FS é invertido, com 78% de movimentos instáveis (sendo que 12 apresentam valor zero) em relação aos estáveis ou no limite da estabilidade.

**Tabela 6.4** Quantidade de prováveis movimentos de massa relacionados com a saturação em água das discontinuidades.

<b>Quantidade de deslizamentos relacionados com a saturação</b>			
<b>Saturação</b>	<b>FS &gt; 1,5</b>	<b>FS 1,5 - 1,0</b>	<b>FS &lt; 1,0</b>
0 %	53,12 %	28,12 %	18,76 %
50 %	31,25 %	37,50 %	31,25 %
100 %	9,38 %	12,50 %	78,12 %

Estes resultados demonstram a importância da presença de água nas discontinuidades, sendo um dos principais condicionantes naturais para os movimentos de massa nos períodos de alta pluviosidade. Com a análise da tabela 6.2, percebe-se que o FS dos movimentos começam a apresentar quedas bruscas quando a saturação ultrapassa 50%, geralmente atingindo valor zero quando condicionados por estruturas de alto ângulo de mergulhos (maiores que 80°). Por outro lado, o FS dos deslizamentos causados por discontinuidades com médios ângulos de mergulho (abaixo de 60°) não tornam-se nulos, mesmo em condições extremas (100% de saturação).

A força neutra (U) exercida pela presença de água nas fraturas opõem-se à tensão normal sobre o plano, subtraindo-se das forças resistentes, abaixando os valores de FS a medida que a saturação aumenta. Quando esta atinge valor máximo, em teoria o bloco superior flutua em relação ao inferior, perdendo o atrito e a coesão que impediam o movimento, tornando o risco de deslizamento extremamente alto.

Após analisar o resultado dos problemas geotécnicos passíveis de ocorrer (ver tabela 6.2), é possível fazer uma correlação com deslizamentos observados em campo, a fim de verificar se os movimentos interpretados estão próximos da realidade da região (figura 6.17). Diversos blocos caídos muito próximos da rodovia podem ser encontrados ao longo de toda sua extensão neste trecho de serra, visto que raramente a BR-116 apresenta espaço para acostamento ou recuo da pista.

A figura 6.17a mostra em detalhe diversos blocos caídos, no ponto 2, cujos movimentos interpretados possuem FS maior que 1,0 em condições médias de saturação (até 50%). Entretanto, ao atingir níveis entre 50% e 75%, o FS torna-se nulo e pode causar escorregamentos.

O ponto 3 apresenta apenas dois movimentos passíveis de ocorrer (1 cunha e 1 planar), com FS abaixo de 1,0 quando a saturação aproxima-se de 50%. Entretanto, no lado oposto da estrada encontram-se diversos blocos caídos na beira da pista (figura 6.17b). Estes movimentos estão ocorrendo porque este talude apresenta condições favoráveis à queda e tombamento de blocos por gravidade, como inclinação negativa e surgência natural de água entre suas descontinuidades nos dias de clima seco (Capítulo 5 - resultados complementares).

A figura 6.17c ilustra uma cicatriz de deslizamento planar que ocorreu no talude do ponto 5, provavelmente criando transtornos ao longo de sua movimentação. Neste talude evidencia-se que o FS, tanto para cunha como planar, estão maiores que 1,5 até atingir saturação de 50%, abaixando diretamente para zero com o acúmulo progressivo de água.

O ponto 6 é, sem dúvida, o mais perigoso desta pesquisa, com uma grande diversidade de famílias de fraturas (figura 6.17d) que podem causar até 10 movimentos distintos. Este talude possui grande extensão e altura, com diversos trechos concretados ao longo da pista (figura 6.17e), na tentativa de impedir os deslizamentos.





**Figura 6.17** Diversos problemas geotécnicos evidenciados ao longo da BR-116. a) Detalhe de blocos caídos, ponto 2. b) Blocos tombados em talude com inclinação negativa, ponto 3. c) Cicatriz antiga de deslizamento planar, ponto 5. d) Talude que apresenta grande diversidade de famílias de fratura e alto risco de deslizamentos, ponto 6. e) Visão geral do ponto 6, com grande extensão de taludes concretados, numa tentativa de estabilizar a vertente.

O FS de seis movimentos interpretados encontram-se menores do que um já em condições secas de saturação (0%) no ponto 6. Mesmo não atingindo valor de  $FS = 0$  quando totalmente saturados em água (100%), estes movimentos são considerados extremamente instáveis e perigosos, com volume de material muito alto que pode atingir a estrada.

## 6.7 CONCLUSÕES

A análise dos lineamentos estruturais nas escalas 1:250.000 e 1:750.000 indica orientação preferencial máxima com direção ENE, e subordinadamente, NE e WNW. Os dados de campo com atitudes de alto ângulo mantém essa direção máxima, N50-70E, entretanto, os diagramas de roseta dos taludes apresentam-se com forte padrão estrutural assimétrico. As informações cinemáticas das falhas destrais correspondem as estruturas Y, R e X do modelo de fraturamento de Riedel, com tensor máximo ( $\sigma_1$ ) posicionado na direção E-W.

A BR-116 apresenta diversos problemas de movimentos de massa evidentes próximos da rodovia, e oferece grande risco aos motoristas que trafegam na região da Escarpa da Serra Geral. A direção e o rumo das faces livres dos taludes são essenciais para que os deslizamentos ocorram.

A direção máxima (N70-90E) pode causar problemas geotécnicos em seis dos sete taludes estudados, o segundo máximo (N60-80W) condiciona possíveis movimentos em quatro dos sete pontos, e o terceiro (N20-40E), pode gerar deslizamentos em apenas dois taludes da BR-116. As famílias de direção N70-90E podem causar movimentos de massa nas mais variadas direções da rodovia, onde 75% das quedas ocorrem por deslizamentos em cunha, condicionados por estruturas de alto ângulo de mergulho. Está evidente que as direções máximas dos lineamentos regionais são também as estruturas que mais podem causar os movimentos de massa nos taludes da BR-116 a nordeste do RS.

Os cálculos do FS indicam que, em condições secas, apenas 53% dos taludes apresentam-se de acordo com o mínimo exigido pelo DNIT para as rodovias do estado. Com o aumento da saturação esse valor cai de forma brusca, e quando 100% saturado, 78% dos possíveis movimentos apresentam-se instáveis. Os movimentos causados por estruturas de alto ângulo, seja em cunha ou planar, geralmente apresentam  $FS = 0$  quando a saturação está alta, tornando-os extremamente instáveis. De outra forma, o FS de estruturas com ângulos medianos não tornam-se nulos nestas mesmas condições extremas de saturação. Estes resultados demonstram a importância da presença de água nas descontinuidades como condicionantes dos deslizamentos, principalmente nos períodos de alta pluviosidade.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M. 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM (Boletim), 241p.
- Almeida, F. D. 1980. Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, São Paulo, 187p.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y. 1984. Província Mantiqueira- Setor Setentrional. In: O pré-cambriano do Brasil. Ed. Edgard Bluecher Ltda, p. 282-307.
- Almeida, F. F. M. 2000. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. Simpósio Regional de Geologia, 3:1-20.
- Anderson, E. M. 1951. The dynamics of faulting. Edinburgh: Oliver & Boyd.
- Arioli, E. E., Licht, O. A. B. 2013. O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná: Mapeamento geológico na escala de 1:250.000. Relatório Interno MINEROPAR, Curitiba, 452p.
- Assine, M. L., Soares, P. C., Milani, E. J. 1994. Sequências tectonosedimentares meso Paleozoicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 24:77-89.
- Assumpção, M. 1998. Seismicity and Stresses in the Brazilian Passive Margin. Bulletin of the Seismological Society of America, 88(1):160-169.
- Assumpção, M., Dias, F. L., Zevallos, I., Naliboff, J. B. 2016. Intraplate Stress Field in South America from Earthquake Focal Mechanisms. Journal of South American Earth Sciences, 71:278-295.
- Bandis, S. 1980. Experimental studies of scale effects on shear strength, and deformation of rock joints. Tese de Doutorado. Departamento de Ciências da Terra, The University of Leeds, 540p.
- Barton, N., Lien, R., Lunde, J. 1974. Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. Rock mechanics, 6(4):189-236.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L. S., Melfi, A. J., Piccirillo, A. J. R. Roisemberg, A. 1984. High-and-low-TiO<sub>2</sub> flood basalts from the Paraná Plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, 150(3):273-306.
- Bieniawski, Z, T. 1973. Engineering classification of jointed rock masses. Civil Engineer in South Africa, 15(12):335-343.
- Bieniawski, Z, T. 1974. Geomechanics classification of rock masses and its application to tunneling. In: Cong. Intl. Soc. Rock Mech, 2:27-32.

Bigarella, J. J., Mousinho, M. R. M., Silva, J. X. 1965. Processes and environments of the Brazilian Quaternary. In: INQUA Congress, 10, 156p.

Bigarella, J. J., Salamuni, R. 1967. Some palaeogeographic and palaeotectonic features of the Paraná Basin. In Bigarella, J. J., Becker, R. D., Pinto, I. D. (Eds.). Problems in Gondwana geology: First International Symposium on Gondwana Stratigraphy and Paleontology, p. 235-301.

Broadbent, C. D., Rippere, K. H. 1970. Fracture studies at the Kimberly Pit. In Proc. Symp. Planning Open Pit Mines, Johannesburg, 171-179.

Chavez-Kus, L. G., Salamuni, E. 2008. Evidências da tenção N-S intraplaca no Neógeno. Complexo Atuba - região de Curitiba (PR). Revista Brasileira de Geociências, 38(4):439-454.

Cording, E. J. 1975. Methods for geotechnical observations and instrumentation in tunneling (Vol. 1). National Science Foundation, 566p.

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2006. Mapa Geológico do Rio Grande do Sul. Porto Alegre (RS), Mapa Geológico, escala 1:750.000.

CPRM - Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. 2010. Geodiversidade do estado do Rio Grande do Sul. Organização Ana Cláudia Viero e Diogo Rodrigues Andrade da Silva. Porto Alegre, 212p.

Deere, D. U., Hendron, A. J. J., Patton, F. D., Cording, E. J. 1967. Design of surface and near-surface construction in rock. In Failure And Breakage Of Rock-Eighth Symposium On Rock Mechanics, 237-302.

De Martonne, E. 1943. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. Revista Brasileira de Geografia, 5(4):532-550.

Ernesto, M., Raposo, M. I. B., Marques, L. S., Renne, P. R., Diogo, L. A., De Min, A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. Journal of Geodynamics, 28:321-340.

Ferreira, F. J. F. 1982. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: Configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 169p.

Fiori, A. P., Carmignani, L. 2009. Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas. Aplicação na estabilidade de taludes. 2ª edição revisada e ampliada. Editora da UFPR, Oficina de Textos, Curitiba, 602p.

Fossen, H. 2012. Geologia estrutural. Andrade, F. R. D. (Tradutor). Oficina de Textos, São Paulo, 584p.

Freitas, R. C. 2005. Análise estrutural multitemática do Sistema Petrolífero Irati - Rio Bonito, Bacia do Paraná. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 98p.

Fúlfaro, V. J., Gama Jr, E., Soares, P. C. 1980. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Consórcio IPT-CESP (Paulipetro, Relatório BP-008/80), 167p.

Geological Society .1977. The description of rock masses for engineering purposes. Engineering group working party, 10:355-388.

Guidicini, G., Nieble, C. 1983. Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação. Editora Edgard Blucher Ltda., São Paulo, 194p.

Godoy, D. F., Hackspacher, P. C., Guedes, S. Hadler Neto, J. D. 2006. Reconhecimento da tectônica mesozóica-cenozóica na borda leste da Bacia do Paraná através da aplicação de traços de fissão em apatitas no domo de pitanga (sudoeste de Rio Claro, SP). Geociências, 25(1):151-164.

Halstead, P. N., Call, R. D., Rippere, K. H. 1968. Geological structural analysis for open pit slope design, Kimberly Pit, Ely, Nevada. In Preprint Annual Amer. Inst. Min. Engng meeting, New York.

Hasenack, H., Weber, E.(org.). 2010. Base cartográfica vetorial contínua do Rio Grande do Sul - escala 1:50.000. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro de Ecologia, Porto Alegre.

Hasui, Y., Mito, J. A. 1992. Geologia estrutural aplicada. São Paulo, ABGE, Votorantim, 460p.

Hoek, E., Bray, J. D. 1981. Rock slope engineering. 3ª ed., Institution of Mining and Metallurgy, London, 358p.

Hoek, E. 2007. Practical Rock Engineering. 341p.

Infanti Junior, N., Fornasari Filho, N. 1998. Processos de Dinâmica Superficial. In: Oliveira, A. M. S. Brito, S. N. A. (Eds.). Geologia de Engenharia. São Paulo, 9:136-139.

ISRM - International Society for Rock mechanics. 1983. Suggested methods for determining the strenght of rock materials in triaxial compression: Revised version. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics, 20:285-290.

Jacques, P. D., Machado, R., Nummer, A. R. 2010. Lineamentos estruturais na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens LANDSAT e SRTM. Pesquisas em Geociências, 37(2):117-131.

Jacques, P. D. 2013. Tectônica transcorrente mesozoica-cenozoica na borda leste da bacia do Paraná, estado de Santa Catarina. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 232p.

Jacques, P. D., Machado, R., Nummer, A. R. 2015. Análise estrutural da Formação Serra Geral na porção centro-sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Geociências* (São Paulo), 34(3):390-401.

John, K. W. 1962. An approach to rock mechanics. *Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division, American Society of Civil Engineers*, 88.

Liu, C. C. 1984. Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 157p.

Machado, R., Roldan, L. F., Jacques, P. D., Fassbinder, E., Nummer, A. R. 2012. Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages - Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(4):799-811.

Martin, B. S., Petcovic, H. L., Reidel, S. P. 2015. Goldschmidt Conference 2005: Field Trip Guide to the Columbia River Basalt Group. Pacific Northwest National Lab., Richland, WA (US), 62p.

Milani, E. J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 240p.

Milani, E. J., Ramos, V. A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4):473-484.

Milani, E. J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Montesso-Neto, V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano - evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Becca, p. 265-279.

Milani, E. J., Melo, J. H. G., Souza, P. A., Fernandes, L. A., França, A. B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15:265-287.

Muller, L. 1959. The European approach to slope stability problems in open pit mines. In *The 3rd US Symposium on Rock Mechanics (USRMS)*. American Rock Mechanics Association, 20p.

Northfleet, A. A., Medeiros, R. A., Mühlmann, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 12(3):291-346.

Nummer, A. V. 2003. Parâmetros geológico-geotécnicos controladores dos movimentos de massa na Rota do Sol/RS 486 - Itati, RS. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 241p.

Nummer, A. R., Machado, R., Jacques, P. D. 2014. Tectônica transcorrente mesozoica/cenozoica na porção leste do Planalto do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 41(2):121-130.

O'Leary, D. W., Friedman, J. D., Pohn, H. A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society American Bulletin*, 87:1463-1469.

Padilha, A. L., Vitorello, I. 2000. Magnetotelluric and geomagnetic depth soundings around the Torres Syncline hinge, southeast Paraná Basin, Brazil. *Geophysical Research Letters*, 27(22):3655-3658.

Pariseau, W. G. 2011. *Design Analysis in Rock Mechanics*. 2ª edição. CRC Press, Londres, 698p.

Peate, D. W., Hawkesworth, C. J., Mantovani, M. S. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55(1-2):119-139.

Peate, D. W., Hawkesworth, C. J. 1996. Lithospheric and asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil. *Chemical Geology*, 127:1-24.

Piteau, D. R. 1970. Geological factors significant to the stability of slopes cut in rock. *South African Institute of Mining and Metallurgy*, 54p.

Priest, S. D., Hudson, J. A. 1976. Discontinuity spacing in rock. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 13(5):135-148.

PROJETO RADAMBRASIL. 1986. Folha SH. 22 Porto Alegre e parte das folhas SH. 21 Uruguaiana e SI. 22 Lagoa Mirim. Rio de Janeiro, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 796p.

Queiroz, G. L., Salamuni, E., Nascimento, E. R. 2014. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. *Geologia USP. Série Científica*, 14(1):69-80.

Riccomini, C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 256p.

Riccomini C. 1995. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. Tese de Livre-docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 100p.

Riedel, W. 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Ein beitrag zum problem der fiederspaltten. *Zentrablatt für Mineralogie*, p. 354-368.

Robertson, A. M. 1970. The interpretation of geological factors for use in slope theory. In *Planning open pit mines, proceedings*, Johannesburg, 55-71.

Roldan, L. F. 2007. Tectônica Rúptil Meso-Cenozóica na Região do Domo de Lages, SC. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 121p.

Rostirolla, S. P., Assine, M. L., Fernandes, L. A., Artur, P. C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):639-648.

Salamuni, E., Nascimento, E. R. 2015. Nota explicativa do mapa neotectônico do sul do Brasil (PR-SC-RS). Relatório Interno do Grupo Neotectônica, 25p.

Salamuni, E., Silva, C. L., Nascimento, E. R., Peyerl, W. R. L., Farias, T. F. S., Santos, J. M., Moreira, L. F., Gimenez, V. B., Sanches, E., Sowinski, A. C. B. 2017. Fases de deformação Cenozoica no Sul do Brasil. *Anais do X Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*.

Salvador, E. D. 1994. Análise neotectônica da região do Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 129p.

Sanford, R. M., Lange, F. W. 1960. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil. *AAPG Bulletin*, 44(8):1316-1370.

Santos, J. M. 2017. Análise morfotectônica e estrutural da região centro-leste de Santa Catarina (SC). Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 101p.

Scheibe, L. F., Kawashita, K., Gomes, C. B. 1985. Contribuição à geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. IN: *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 2:299-307.

Schneider, R. L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R. D., Daemon, R. F., Nogueira, A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In *Congresso brasileiro de Geologia*, 28:41-65.

Silva, P. C. F. 1998. Tectônica rúptil da região entre Pilar do Sul e Votorantim, Sp. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4):485-494.

Silva, T. M. 2009. Superfícies Geomorfológicas do Planalto Sudeste Brasileiro: Revisão teórico-conceitual. *Geo UERJ*, 20(3):1-22.

Soares, P. C., Landim, P. M. B., Fúlfaro, V. J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geological Society of America Bulletin*, 89(2):181-191.

Soares, P. C., Barcellos, P. E., Csordas, S. M., Mattos, J. T., Balieiro, M. G., Meneses, P. R. 1982. Lineamentos em imagens de Landsat e Radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 2:143-156.



Soares, A. P., Soares, P. C., Bettú, D. F., Holz, M. 2007. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos e sua influência na distribuição do Sistema Aquífero Guarani. *Geociências UNESP*, 26(4):297-311.

Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C. J., Kirstein, L., Mantovani, M. S. M. 1996.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, 143:95-109.

Strugale, M., Rostirolla, S. P., Mancini, F., Portela Filho, C. V., Ferreira, F. J. F., Freitas, R. C. 2007. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 24:203-227.

Terzaghi, K. 1962. Stability of steep slopes on hard unweathered rock. *Geotechnique*, 12(4):251-270.

Thiede, D. S., Vasconcelos, P. 2010. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  results. *Geology*, 38(8):747-750.

Traversa, G., Barbieri, M., Beccaluva, L., Coltorti, M., Conte, A. M., Garbarino, C., Gomes, C. B., Macciotta, G., Morbidelli, L., Ronca, S., Scheibe, L. F. 1996. Mantle sources and differentiation of alkaline magmatic suite of Lages, Santa Catarina, Brazil. *Europe Journal Mineral*, 8:193-208.

Trzaskos, B., Rostirolla, S. P., Bocardi, L. B. 2007. Bandas de deformação em arenitos permocarboníferos da Bacia do Paraná. *Boletim de Geociência da Petrobras*, 15(1):27-43.

Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121:333-348.

USGS - United States Geological Survey. 2004. Landslide types and processes. Fact Sheet 2004-3072.

Valadão, R. C. 1998. Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 243p.

Weaver, R., Call, R. D. 1965. Computer estimation of oriented fracture set intensity. Symposium on computers in mining and exploration, University of Arizona, Tucson (artigo não publicado disponível na Universidade do Arizona), 17p.

White, I. C. 1908. Relatório sobre as Coal Measures e rochas associadas ao sul do Brasil. Relatório final da comissão dos estudos das minas de carvão de pedra do Brasil, Rio de Janeiro, 300p.

Wildner, W. 2004. Estratigrafia do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná- Conceitos básicos e divisão faciológica. Anais da reunião aberta da Comissão Brasileira de Estratigrafia, 62-78.

Zalán, P. V., Wolff, S., Conceição, J. C. J., Vieira, I. S., Astolfi, M. A. M., Appi, V. T., Zanotto, O. A. 1987. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(3):242-252.

Zalán, P. V., Wolff, S., Conceição, J. C., Marques, A., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Appi, V. T. 1990. Bacia do Paraná. In: *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. p. 135-164.