

USP

Campus de São Carlos

TENSÕES REGIONAIS E LOCAIS: CASOS NO
TERRITÓRIO BRASILEIRO E PADRÃO GERAL

AUTOR: FÁBIO SOARES MAGALHÃES

ORIENTADOR: PROF. DR. YOCITERU HASUI

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO



ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS

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

Tensões Regionais e Locais: Casos no Território Brasileiro e Padrão Geral.

Fábio Soares Magalhães

Orientador: Prof. Dr. Yociteru Hasui



Tese apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos, da Universidade de São Paulo, como requisito parcial à obtenção do título de doutor em Geotecnia.

São Carlos

1999

Class.	TESE-ESC
Cutt.	3238
Tombo	204/99

s/s 1063639

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Prof. Yociteru Hasui, pela dedicação, paciência e amizade, não apenas em relação a este trabalho, mas por toda minha vida profissional.

Ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT, que possibilitou o desenvolvimento desta Tese.

Às Industrias Votorantim, que permitiram a utilização dos resultados dos ensaios realizados na mina de Baltar.

À Petrobrás, pelo relatório dos ensaios de fraturamento hidráulico realizados no Tebar.

À Cia Mineira de Metais – CMM, pela liberação dos dados dos ensaios na mina Morro da Usina.

Ao geólogo Cláudio Lima, pelo envio de seus trabalhos, que auxiliaram a elaboração desta Tese.

Ao amigo Aroldo, que com auxílio inestimável, elaborou a maioria das figuras deste trabalho.

À amiga Amarílis, pelo auxílio na composição do texto.

À amiga Ivandra, pelo auxílio na organização e tratamento dos dados.

Ao amigo Miotto, pelas sugestões e revisão final.

À Maria Amélia, Livia e Gabriel, pela paciência.

SUMÁRIO

	página
SUMÁRIO	i
LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE TABELAS	viii
RESUMO	ix
ABSTRACT	x
1. INTRODUÇÃO	1
2. METODOLOGIA	4
3. TENSÕES LOCAIS E REGIONAIS	6
3.1. TENSÃO	6
3.2. DETERMINAÇÃO DE TENSÕES	8
3.2.1. Almofadas Planas (<i>flatjack</i>)	13
3.2.2. Sobrefuração (<i>overcoring</i>)	15
3.2.3. Fraturamento hidráulico – Método de Indução de Fraturas	17
3.2.4. Eliptização da Seção Horizontal de Poços de Petróleo - <i>Breakouts</i>	19
3.2.5. Soluções de Plano e Mecanismo Focais de Terremotos	20
3.2.6 Análise Estrutural	22
3.3. VOLUMES AMOSTRADOS PELAS TÉCNICAS DE DETERMINAÇÃO DE TENSÕES	27
3.4. RELAÇÕES ENTRE TENSÕES HORIZONTAIS E VERTICAL COM A PROFUNDIDADE	28
3.4.1. Variação da Tensão Vertical com a Profundidade	28
3.4.2. Variação das Tensões Horizontais com a Profundidade	30
3.4.3. A Relação K	34
3.5. ORIENTAÇÕES REGIONAIS DA TENSÃO HORIZONTAL MÁXIMA (σ_1) - O MAPA MUNDIAL DE TENSÕES	38
3.5.1. Padrões de Primeira Ordem da Orientação de Tensões na Litosfera	39
3.5.2. Magnitudes Relativas das Tensões na Litosfera	43

3.5.3 A Utilização do MMT em Problemas de Engenharia.....	44
3.6. FATORES QUE INFLUEM NA REDISTRIBUIÇÃO DAS TENSÕES.....	45
3.6.1. Topografia e Superfícies de Escavação.....	45
3.6.2. Feições Geológicas e Estruturais.....	49
3.6.3. Tensões Residuais.....	65
3.7. TENSÕES E PROVÍNCIAS DE TENSÕES NA AMÉRICA DO SUL.....	67
3.7.1. Províncias de Tensão do Brasil.....	80
4. TENSÕES LOCAIS EM DEZ ÁREAS DO TERRITÓRIO BRASILEIRO.....	81
4.1. USINA HIDRELÉTRICA SERRA DA MESA.....	83
4.1.1. Determinação de Tensões por Fraturamento Hidráulico.....	84
4.1.2. Determinação de Tensões In Situ por Sobrefuração.....	91
4.1.3. Análise de Falhas.....	92
4.1.3.1. Caso de um evento único.....	96
4.1.3.2. Caso de mais de um evento.....	98
4.1.4. Comparação dos Resultados.....	100
4.2. MINAS DE BALTAR E DE SALTO.....	102
4.2.1. Determinação de Tensões por Sobrefuração na Mina de Baltar.....	103
4.2.2. Análise de Falhas na Mina de Salto.....	111
4.2.2.1. Evento transcorrente.....	113
4.2.2.2. Evento distensivo.....	116
4.2.3. Comparação dos Resultados.....	117
4.3. TERMINAL MARÍTIMO ALMIRANTE BARROSO (TEBAR), SÃO SEBASTIÃO, SP.....	119
4.3.1. Fraturamento Hidráulico.....	122
4.3.2. Análise de Falhas.....	129
4.3.3. Comparação dos Resultados.....	131
4.4. MINA MORRO DA USINA, VAZANTE, MG.....	133
4.4.1. Determinação de Tensão <i>In Situ</i>	135
4.4.2. Aspectos Estruturais da Área.....	139
4.4.3. Comparação dos Dados.....	139
4.5. MINA DE CARAÍBA, JAGUARARI, BA.....	141
4.5.1. Determinações <i>In Situ</i>	143
4.5.2. Análise de Falhas.....	145
4.5.2.1. Caso de um evento único.....	148

4.5.2.2. Caso de mais de um evento.....	149
4.5.3. Discussão de Resultados.....	151
4.6. USINA HIDRELÉTRICA PORTO PRIMAVERA.....	154
4.6.1. Determinação do Regime de Tensão por Análise de Falhas.....	155
4.6.1.1. Caso de um evento único.....	162
4.6.1.2. Caso de mais de um evento.....	164
4.6.2. Tensor de Permeabilidade.....	166
4.6.3. Comparação dos Resultados.....	168
4.7. ANÁLISE DOS EIXOS DE TENSÃO NA UHE SALTO SANTIAGO.....	169
4.7.1. Análise dos Eixos de Tensão pelas Falhas.....	172
4.7.2. Discussão dos Resultados.....	173
4.8. ANÁLISE DOS EIXOS DE TENSÃO DAS FUNDAÇÕES E REGIÃO DA UHE CANOAS I.....	175
4.8.1. Área da UHE Canoas I.....	176
4.8.2. Região de Marília.....	183
4.8.3. Região de Echaporã – Cornélio Procópio.....	187
4.8.4. Integração dos Dados.....	191
4.9. MINA DE JACUPIRANGA, CAJATI, SP.....	192
4.9.1. Determinação do Regime de Tensão por Análise de Falhas.....	194
4.9.1.1. Caso de um único evento.....	197
4.9.1.2. Caso de mais de um evento.....	198
4.9.2. Discussão dos Resultados.....	200
4.10. ANÁLISE DOS EIXOS DE TENSÃO NO PLANALTO DE POÇOS DE CALDAS	202
4.10.1. Análise das Falhas.....	204
4.10.2. Discussão dos Resultados.....	208
5. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO GERAIS.....	209
6. CONCLUSÕES	216
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	218

LISTA DE FIGURAS

página

FIGURA 3.1 - Estado de tensão geral e estado de tensão principal a um ponto em um sólido.....	6
FIGURA 3.2 - Os grupos gerais de forças atuantes na crosta.....	10
FIGURA 3.3 - O ensaio <i>flatjack</i>	14
FIGURA 3.4 - Determinação de tensão por sobrefuração.....	17
FIGURA 3.5 - Fraturador hidráulico.....	18
FIGURA 3.6 - <i>Breakout</i>	20
FIGURA 3.7 - Plano e mecanismo focal.....	21
FIGURA 3.8 - Mecanismo focal de dois eventos micro sísmicos induzidos por injeção de água em granito.	22
FIGURA 3.9 - Esquema teórico dos eixos de tensão em relação ao par conjugado de falhas.....	23
FIGURA 3.10 - Técnica de Arthaud (1969).....	24
FIGURA 3.11 - Método dos diedros retos.....	26
FIGURA 3.12 - Tensões verticais em relação à profundidade.....	29
FIGURA 3.13 - Mudança da componente da tensão vertical com a profundidade no Escudo Canadense.....	30
FIGURA 3.14 - Aumento da componente da tensão horizontal com a profundidade, baseado em dados mundiais.....	31
FIGURA 3.15 - Mudança da tensão horizontal média com a profundidade.....	32
FIGURA 3.16 - Tensão <i>in situ</i> x profundidade determinadas no granito Carnmenellis.....	33
FIGURA 3.17 - Perfil estimado de tensão para o poço profundo em Gravberg, no distrito de Siljan, Suíça....	34
FIGURA 3.18 - Variação da razão entre a tensão horizontal média e a tensão vertical com a profundidade....	36
FIGURA 3.19 - Razão entre tensão horizontal média e tensão vertical em função da profundidade.....	37
FIGURA 3.20 - Variação de k com a profundidade, de acordo com dados provenientes da China.....	38
FIGURA 3.21 - Mapa Mundial de Tensões apresentando orientações das tensões horizontais máximas.....	40
FIGURA 3.22 - Mapa de tensões generalizado a partir da FIGURA 3.21.....	41
FIGURA 3.23 - Regimes de tensões principais em relação ao desenvolvimento de falhas.....	44
FIGURA 3.24 - A influência da topografia nas tensões naturais.....	46
FIGURA 3.25 - Tensões na barragem de Ertan (China).....	47
FIGURA 3.26 - Os três efeitos primários da escavação em rocha.....	48
FIGURA 3.27 - Efeito de uma descontinuidade em relação ao estado de tensão.....	50
FIGURA 3.28 - Exemplo do efeito de uma descontinuidade no campo de tensão proximal.....	51
FIGURA 3.29 - Tensões em um maciço rochoso idealizado.....	51
FIGURA 3.30 - A influência de dobras em rochas estratificadas heterogêneas em relação à tensão vertical....	53
FIGURA 3.31 - Estereograma das orientações das tensões principais para $E/E'=1, 1,5, 2$ e 3 , e $G/G'=1$ e 2 em a) e b), respectivamente.....	55
FIGURA 3.32 - Estereograma das orientações das tensões principais quando o plano de anisotropia mergulha 30° e o ângulo entre ele e o furo (α) varia entre 0° e 90°	57
FIGURA 3.33 - Orientações da tensão horizontal principal determinadas ao redor de um domo salino no Norte da Alemanha, comparado com as orientações de tensões calculadas (cruzes) usando modelo de elementos finitos.....	58
FIGURA 3.34 - Seção geológica do URL mostrando as zonas de fratura principais e a extensão do fraturamento vertical no granito róseo.....	59
FIGURA 3.35 - Diagrama em rosácea das microfissuras das amostras sobrefuradas e das juntas subverticais.	60
FIGURA 3.36 - Estereogramas mostrando os resultados dos ensaios de sobrefuração triaxial dos furos PH3 e OC 2.....	61
FIGURA 3.37 - Ensaios realizados no nível 240 m.....	62

FIGURA 3.38 - Comparação das orientações das tensões próximas (a) e distantes (b) 30 m da FG-209.....	62
FIGURA 3.39 - Tensão horizontal máxima x profundidade.....	63
FIGURA 3.40 - Magnitudes da tensão a partir do modelo de deformação plana - UDEC.....	64
FIGURA 3.41 - Valor de σ_3 normalizado pela carga litostática.....	65
FIGURA 3.42 - Zonas sismogênicas do Brasil.....	68
FIGURA 3.43 - Orientações de σ_H na América Latina.....	69
FIGURA 3.44 - Concepção das rupturas associadas aos sismos de João Câmara (RN).....	70
FIGURA 3.45 - Perfil ilustrativo do deslocamento da Placa Sul-Americana.....	72
FIGURA 3.46 - Esquema da rotação horária da Placa Sul.....	72
FIGURA 3.47 - Quadro tectônico do Mesosóico da Amazônia.....	74
FIGURA 3.48 - Arcabouço neotectônico da Amazônia.....	75
FIGURA 3.49 - Distribuição dos epicentros na região Amazônica.....	76
FIGURA 3.50 - Estereograma de igual área indicando o campo de tensões deduzidos a partir de falhas utilizando-se a técnica de Arthaud.....	77
FIGURA 3.51 - Direções de σ_H na porção leste da América do Sul.....	79
FIGURA 4.1 - Localização das áreas estudadas.....	82
FIGURA 4.2 - Mapa de localização da UHE Serra da Mesa.....	83
FIGURA 4.3 - Mapa geológico da região da UHE Serra da Mesa.....	84
FIGURA 4.4 - Localização das sondagens SR-63 e SR-65 em relação às escavações.....	85
FIGURA 4.5 - Direções de σ_H em relação à profundidade.....	87
FIGURA 4.6 - Valores das tensões principais em relação à profundidade.....	89
FIGURA 4.7 - Posicionamento do circuito hidráulico de geração escavado em rocha em relação à direção dos esforços compressivos sub-horizontais NW-SE.....	90
FIGURA 4.8 - Estereogramas de igual-área das tensões principais obtidas pelos ensaios com o BDG.....	92
FIGURA 4.9 - Estereogramas das falhas totais da UHE Serra da Mesa.....	93
FIGURA 4.10 - Estereogramas das falhas da UHE Serra da Mesa discriminadas por tipo de movimento.....	94
FIGURA 4.11 - Tensores cinemático e dinâmico para as falhas da UHE Serra da Mesa.....	95
FIGURA 4.12 - Deformação heterogênea de lascas em transcorrência e transtensão/transpressão no interior delas.....	97
FIGURA 4.13 - Tensores cinemático e dinâmico para as falhas transcorrentes.....	97
FIGURA 4.14 - Tensores cinemáticos e dinâmicos para as falhas normais.....	98
FIGURA 4.15 - Tensores cinemáticos e dinâmicos para as falhas inversas.....	99
FIGURA 4.16 - Estereograma dos eixos das tensões principais obtidas pela análise das falhas, fraturamento hidráulico e pelo BDG.....	101
FIGURA 4.17 - Localização das minas de Baltar e Salto.....	102
FIGURA 4.18 - Mapa geológico da região das minas de Baltar e Salto.....	103
FIGURA 4.19 - Esquema de lavra dos painéis subterrâneos da mina de Baltar.....	104
FIGURA 4.20 - Localização das sondagens ensaiadas na mina de Baltar.....	104
FIGURA 4.21 - Estereogramas de igual-área dos eixos σ_1 , σ_2 e σ_3 definidos nos ensaios <i>in situ</i>	110
FIGURA 4.22 - Estereogramas de igual-área apresentando os eixos tensoriais médios.....	110
FIGURA 4.23 - Estereogramas das falhas da mina de Salto discriminadas por tipo de movimento.....	112
FIGURA 4.24 - Estereograma de igual-área dos eixos deformacionais e tensionais deduzidos a partir das falhas da mina de Salto.....	113
FIGURA 4.25 - Tensores cinemático e dinâmico para as falhas transcorrentes.....	115
FIGURA 4.26 - Modelo de deformação heterogênea de lascas em transcorrência e transpressão/transtensão no interior delas.....	115

FIGURA 4.27 -	Tensores cinemático e dinâmico para as falhas inversas.....	116
FIGURA 4.28 -	Tensores cinemático e dinâmico para as falhas normais.....	117
FIGURA 4.29 -	Mapa de localização de São Sebastião, SP.....	119
FIGURA 4.30 -	Mapa geológico-estrutural e de localização das cavernas projetadas e dos furos de sondagens (SR-15 e SR-16).....	120
FIGURA 4.31 -	Estereograma das foliações.....	120
FIGURA 4.32 -	Estereograma das juntas.....	121
FIGURA 4.33 -	Estereograma de diques de diabásio.....	121
FIGURA 4.34 -	Resultados dos ensaios na SR-15.....	124
FIGURA 4.35 -	Resultados dos ensaios na SR-16.....	127
FIGURA 4.36 -	Resumo dos resultados dos ensaios <i>in situ</i> realizados no TEBAR.....	128
FIGURA 4.37 -	Estereograma das falhas da área e região do TEBAR.....	130
FIGURA 4.38 -	Estereogramas de igual-área dos eixos deformacionais e tensionais deduzidos a partir das falhas da área e região do TEBAR.....	131
FIGURA 4.39 -	Deformação heterogênea de lascas em transcorrência com deslocamentos desiguais, possibilitando a geração de falhas transcorrentes dextrais e sinistrais paralelas.....	131
FIGURA 4.40 -	Mapa de localização do município de Vazante (MG).....	133
FIGURA 4.41 -	Modelo geométrico esquemático da zona de cisalhamento da mina Morro da Usina.....	134
FIGURA 4.42 -	Estereogramas de igual-área das estruturas identificadas nas lavras.....	135
FIGURA 4.43 -	Seção geológica da mina Morro da Usina.....	136
FIGURA 4.44 -	Estereogramas dos eixos das tensões determinadas em relação à zona de cisalhamento.....	138
FIGURA 4.45 -	Tratamento estatístico dos lineamentos de drenagem da área da mina Morro da Usina.....	140
FIGURA 4.46 -	Localização da mina de Caraíba.....	141
FIGURA 4.47 -	Mapa da mina a céu aberto de Caraíba mostrando a localização da zona de falha subvertical no talude Leste.....	142
FIGURA 4.48 -	Estereogramas de igual área das discontinuidades da mina subterrânea.....	143
FIGURA 4.49 -	Estereograma das tensões principais determinadas pelos ensaios <i>in situ</i>	145
FIGURA 4.50 -	Estereograma das falhas da mina de Caraíba discriminadas por tipo de movimento.....	146
FIGURA 4.51 -	Estereograma dos eixos deformacionais e tensionais deduzidos a partir das falhas da mina de Caraíba.....	147
FIGURA 4.52 -	Tensores cinemático e dinâmico para as falhas transcorrentes.....	148
FIGURA 4.53 -	Tensores cinemático e dinâmico para as falhas normais.....	150
FIGURA 4.54 -	Tensores cinemático e dinâmico para as falhas inversas.....	151
FIGURA 4.55 -	Comportamento das direções do eixo σ_1 em um meio intensamente fragmentado.....	152
FIGURA 4.56 -	Mapa de localização da UHE Porto Primavera.....	154
FIGURA 4.57 -	Seção geológica simplificada sob as estruturas de concreto.....	157
FIGURA 4.58 -	Estereogramas de igual-área das juntas do derrame α	157
FIGURA 4.59 -	Estereogramas das falhas do derrame α discriminadas pelo tipo de movimento.....	158
FIGURA 4.60 -	Estereogramas de igual área das juntas do microderrame.....	159
FIGURA 4.61 -	Estereogramas das falhas dos microderrames discriminadas por tipo de movimento.....	160
FIGURA 4.62 -	Tensores para as falhas da UHE Porto Primavera.....	161
FIGURA 4.63 -	Deformação heterogênea de lascas em transcorrência e transtensão/transpressão no interior delas.....	163
FIGURA 4.64 -	Tensores deduzidos através das falhas transcorrentes.....	164
FIGURA 4.65 -	Tensores deduzidos através das falhas normais.....	165
FIGURA 4.66 -	Tensores deduzidos através das falhas inversas.....	166

FIGURA 4.67 - Ensaios hidráulicos tridimensionais na UHE Porto Primavera.....	167
FIGURA 4.68 - Estereograma de igual área do tensor de condutividade hidráulica na escala de 40 m –ADG.	168
FIGURA 4.69 - Mapa de localização da Usina Hidrelétrica Salto Santiago.....	169
FIGURA 4.70 - Estereograma dos pólos dos planos de diáclases dos basaltos.....	170
FIGURA 4.71 - Estereograma dos pólos dos planos de falhas analisadas.....	171
FIGURA 4.72 - Estereograma das estrias de atrito medidas nos planos de falha.....	171
FIGURA 4.73 - Estereograma dos pólos de planos de movimento das falha.....	172
FIGURA 4.74 - Mapa da região da UHE Canoas I.....	175
FIGURA 4.75 - Seção geológica pelo eixo mostrando a Zona de Falha de Canoas.....	177
FIGURA 4.76 - Falhas menores que compõem a Falha de Canoas.....	177
FIGURA 4.77 - Tensores cinemático e dinâmico para as falhas menores que compõe a Falha de Canoas.....	178
FIGURA 4.78 - Falhas da área da fundação.....	181
FIGURA 4.79 - Eixos cinemáticos e dinâmicos deduzidos a partir dos três tipos de falhas da área da fundação, fora da Zona de Falha de Canoas.....	182
FIGURA 4.80 - Transpressão gerada entre duas zonas de cisalhamento dextrais.....	183
FIGURA 4.81 - Falhas da Formação Marília do Grupo Bauru na região de Marília.....	184
FIGURA 4.82 - Diagramas de Arthaud e dos diedros retos para falhas da Formação Marília.....	186
FIGURA 4.83 - Falhas da região de Echaporã (SP) – Cornélio Procópio (PR).....	189
FIGURA 4.84 - Diagramas de Arthaud e dos diedros retos para as falhas da região de Echaporã-Cornélio Procópio.....	190
FIGURA 4.85 - Mapa de localização da Mina de Jacupiranga.....	192
FIGURA 4.86 - Mapa da mina de Jacupiranga mostrando sua forma elíptica e indicando as falhas maiores....	193
FIGURA 4.87 - Estereograma de igual-área das descontinuidades da mina de Jacupiranga.....	194
FIGURA 4.88 - Estereogramas das falhas da mina de Jacupiranga, discriminadas pelo tipo de movimento....	195
FIGURA 4.89 - Estereogramas dos eixos deformacionais e tensionais deduzidos a partir das falhas da mina de Jacupiranga.....	196
FIGURA 4.90 - Tensores cinemático e dinâmico para as falhas transcorrentes.....	198
FIGURA 4.91 - Tensores cinemático e dinâmico para as falhas normais.....	199
FIGURA 4.92 - Tensores cinemático e dinâmico para as falhas inversas.....	200
FIGURA 4.93 - Localização do Planalto de Poços de Caldas.....	202
FIGURA 4.94 - Mapa geológico regional.....	203
FIGURA 4.95 - Estereograma das juntas.....	204
FIGURA 4.96 - Estereograma das falhas do Planalto de Poços de Caldas discriminadas por tipo de movimento.....	205
FIGURA 4.97 - Eixos cinemáticos e dinâmicos deduzidos a partir dos três tipos de falhas do Planalto de Poços de Caldas.....	206
FIGURA 5.1 - Estereograma dos eixos de tensão deduzidoa nas obras estudadas.....	211

LISTA DE TABELAS

página

TABELA 3.1 -	Magnitudes das tensões principais (em MPa) para diferentes valores de E/E' e G/G' . $E/E'=G/G'=1$ corresponde ao caso isotrópico.....	55
TABELA 3.2 -	Magnitude das tensões principais (em MPa) para diferentes valores de α , variando entre 0° e 90° , com $E/E'=G/G'=2$	56
TABELA 4.1 -	Tensões principais dos ensaios da SR-63.....	86
TABELA 4.2 -	Tensões principais dos ensaios da SR-65.....	86
TABELA 4.3 -	Localização das sondagens ensaiadas.....	105
TABELA 4.4 -	Resultados dos ensaios da sondagem 541.....	106
TABELA 4.5 -	Resultados dos ensaios da sondagem 542.....	106
TABELA 4.6 -	Resultados dos ensaios da sondagem 544.....	107
TABELA 4.7 -	Resultados dos ensaios da sondagem 545.....	108
TABELA 4.8 -	Resultado das tensões na SR-15.....	124
TABELA 4.9 -	Resultados das tensões na SR-16.....	126
TABELA 4.10 -	Tensões principais e verticais determinadas na mina Morro da Usina.....	137
TABELA 4.11 -	Tensões principais obtidos pelos ensaios <i>in situ</i> na mina de Caraíba.....	144
TABELA 5.1 -	Direções dos eixos de tensão deduzidos nas áreas estudadas. sh = sub-horizontal. sv – subvertical.....	210

RESUMO

Este estudo visou abordar as tensões regionais no território brasileiro e suas modificações em nível local sob impacto de fatores diversos, fisiográficos e litoestruturais.

As tensões regionais no território brasileiro, determinadas por análises de sismos, de *breakouts* de poços petrolíferos e de falhas permitem reconhecer, em caráter preliminar, uma Província de Tensões do Interior e uma Província de Tensões da Costa. A primeira tem σ_1 em torno de NW-SE, de regime tectônico transcorrente, que se relaciona com a rotação da Placa Sul-Americana para oeste. A segunda tem σ_1 paralelo à costa, de regime distensivo, aparentemente relacionável ao relevo serrano e/ou às bacias sedimentares costeiras adjacentes.

As tensões locais, que interessam diretamente às obras de engenharia, representam resultados de reorientação e/ou reajustes das tensões regionais às características internas dos maciços, do traçado da fisiografia e da carga litostática. Pela análise ou reavaliação de dez casos brasileiros, em que se dispõe de tensores de tensão por determinações *in situ* (sobrefuração, fraturamento hidráulico) e/ou análise de falhas, foram reconhecidas influências de descontinuidades, anisotropias e heterogeneidades das rochas, da topografia e da profundidade nas modificações do regime de tensão regional.

Os resultados consolidados, ainda que de nível preliminar em decorrência da carência de mais dados, mostram que a abordagem das tensões não deve limitar-se a determinações *in situ*, mas ser mais ampla e considerar os contextos morfológico e geológico-estrutural regionais e locais.

ABSTRACT

Regional stress fields in the Brazilian territory and their changes in rock masses by the impact of many local physiographic and litho-structural features in ten areas are analysed in this study.

The regional stress field in Brazil, defined by analysis of data from seismic events, breakout of oil wells and cenozoic faults, allows to recognize in a preliminary approach the Inland Stress Province and the Coastal Stress Province. The first one has σ_1 of strike-slip tectonic regime trending NW-SE, related to the westward rotation of the South American Plate. The second one presents σ_1 of extensional regime oriented parallel to the coast, seemly by influence of the outstanding adjacent relief or marginal sedimentary basins upon the first stress field.

The local stress field, which is important for engineering projects, results from reorientation and/or readjustments of regional stresses by influence of the internal characteristics of the rock masses, to the physiographic pattern and to the lithostatic pressure. The ten Brazilian cases here analyzed or reappraised have stress fields obtained from *in situ* determinations (overcoring, hydraulic fracturing) and/or analysis of faults. The fault sets indicate (1) in some areas a stress field of extensional regime related to the Cretaceous/Lower Tertiary South-Atlantic Reactivation, and (2) a younger and present tectonic regime of strike-slip type. The *in situ* determinations indicate stress tensor with the same geometry of the regional field, but with position interchanges of the axis. These modifications of the regional stress may be explained by influence of discontinuities, anisotropies and rock heterogeneities, of the topography, and of the determination depth.

The results here compiled are preliminary due to the lack of more data than those available for ten cases, but indicate that, beyond *in situ* determinations, the stress studies request

wider approach taking into account regional and local morphological, geological and structural characteristics.

1. INTRODUÇÃO

O estado de tensões naturais em maciços rochosos é reconhecido como um fator crítico para as atividades em engenharia de rochas por controlar a redistribuição e magnitudes dos esforços que podem ultrapassar a resistência do maciço e possibilitar sua ruptura e conseqüente instabilização, através da indução de deformações excessivas. Em escavações subterrâneas, como túneis, *shafts* e cavernas, ocorrem fechamento de tetos, movimentos de paredes ou subsidências em superfície (Hoek & Brown, 1980). Em escavações de paredes à céu aberto, tensões trativas podem abrir juntas ou criar fraturas, levando ao escorregamento ou tombamento de grandes blocos (Amadei & Stephansson, 1997).

Esse tema, de grande relevância para o planejamento, implantação e preservação de obras de engenharia, foi, até pouco tempo focado apenas em nível local, atribuindo as tensões à carga litos-tática, feições topográficas, erosão e aspectos geológicos restritos.

Nas últimas décadas, sem dúvida em decorrência dos avanços da Teoria da Tectônica Global no entendimento do meio físico em diferentes escalas, a abordagem passou a incorporar aspectos regionais. O estudo mais importante, de abrangência mundial, foi o Projeto do Mapa Mundial de Tensões, no âmbito do Projeto Internacional de Estudos da Litosfera (PIEL) da International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), concluído em 1992. Esse mapa considerou dados obtidos por determinações *in situ*, por análise de *breakout*, por soluções de plano focal e de mecanismo focal e por análise de falhas modernas, avaliados e interpretados com base em aspectos dinâmicos locais, regionais e globais. Ele enriqueceu sobremaneira o entendimento do assunto e tem inspirado abordagens mais amplas e holísticas.

No Brasil, o problema das tensões naturais em maciços rochosos foi muito pouco abordado até o momento, quando comparado ao que já se realizou em termos mundiais nos últimos 40 anos. Essa defasagem é devida à incipiência dos dados de determinações pelos principais méto-

dos utilizados e acima referidos, bem como à precariedade da informação geológica, que ainda se acha limitada ao nível de 1:1.000.000 na região amazônica e de 1:250.000 no restante do País.

A principal fonte de dados de tensões em projetos de engenharia é a determinação *in situ*. Com a crescente utilização de sofisticados programas computacionais para análises bi e tridimensionais da estabilidade de obras que envolvem escavações em rocha, o conhecimento do estado de tensões local torna-se um dado de entrada fundamental, dando mostras de que este tipo de informação será cada vez mais solicitado no País.

Os outros tipos de dados, advindos da Sismologia, da exploração petrolífera e dos estudos neotectônicos, são importantes por contribuir para o entendimento da tensões locais e permitirem delinear o quadro regional necessário para avaliações e previsões. Assim, é importante que a abordagem de tensões em maciços rochosos extrapole o âmbito local e não se limite às determinações *in situ*.

O escopo desse estudo é contribuir para o estudo das tensões no Brasil e se insere dentro desta perspectiva.

O enfoque é o da determinação e compreensão do estado de tensões local, que interessa diretamente à estabilidade de obras de engenharia de rochas e suas relações com as tensões regionais, o que implica confrontar o quadro tensão local de âmbito de obras de engenharia com o regional, sem deixar de considerar a redistribuição.

Os objetivos são:

1. Avaliar a informação existente sobre os campos de tensão regional e local, consubstanciando-a em síntese direcionada para um entendimento mais geral do assunto.

Os campos de tensões em maciços rochosos em âmbitos local e regional são regidos por fatores diversos, de diferentes escalas, e uma visão de conjunto faz-se fundamental para o entendimento do tema. As informações acham-se dispersas em inúmeras publicações, na maior parte referente a domínios de bordas de placas litosféricas, menos estáveis, e discretamente a contextos

intraplaca, mais estáveis, como os do território brasileiro. Elas contemplam principalmente estudos de casos em diferentes áreas do globo, abordando as tensões locais. Abordagens de tensões regionais e generalizações sobre as variações de tensões são menos numerosas, fixando-se em aspectos variados, ora amplos, de contextos geotectônicos, ora de detalhes como, por exemplo, de influência de feições como anisotropias das rochas.

2. Avaliar os dados sobre campos de tensões local e regional no Brasil, em busca de padrões gerais.

As informações constam de algumas publicações e na maior parte estão contidas em relatórios inéditos, referentes a estudos que enfocaram problemas específicos em nível local. Elas mostram a complexidade e variabilidade dos campos de tensões determinados, deixando abertas questões diversas que se referem desde aos procedimentos de determinação até as interpretações, que não são discutidas adequadamente. A avaliação dos dados torna-se importante, confrontando dados obtidos por diferentes métodos e buscando as explicações mais adequadas.

Os campos de tensões nos maciços rochosos e em âmbito regional são regidos por fatores diversos e, ainda que não se possa configurar um quadro detalhado de causas e efeitos, é importante buscar o padrão geral para o território brasileiro.

2. METODOLOGIA

A metodologia utilizada para atingir os objetivos propostos envolveu técnicas e procedimentos nas três etapas de estudo desenvolvidas, a saber:

1. Análise de documentação bibliográfica temática e regional com o propósito principal de levantar e analisar:
 - 1) os conceitos sobre tensões em maciços rochosos;
 - 2) os principais métodos utilizados para ensaios de determinação *in situ*;
 - 3) dados e conclusões do Mapa Mundial de Tensões (MMT) e dos estudos sobre o território brasileiro referentes aos campos de tensões regionais, dando ênfase à definição de províncias de tensões;
 - 4) os fatores que condicionam a redistribuição das tensões no interior dos maciços rochosos e em nível regional.
2. Estudos de casos, sintetizando, avaliando e interpretando dados para definição dos tensores locais. Esses casos referem-se a obras e áreas em diversos estados brasileiros, onde diversos métodos e técnicas foram utilizados, destacadamente determinação de tensões *in situ* e análises de falhas. As reavaliações foram embasadas nos modelos geológico-estruturais e nas interpretações das causas de variabilidade das tensões no interior de maciços rochosos.

Esses estudos envolveram:

- 1) coleta e interpretação de dados de determinação de tensões *in situ*, realizada na mina subterrânea Morro da Usina (Vazante, MG) no ano de 1996, através do método de sobrefuração;
- 2) análise e interpretação de dados inéditos referentes às campanhas de determinação de tensões *in situ* e de análises de falhas, realizadas na mina subterrânea de Baltar (Votorantim, SP) e a céu aberto de Salto (Salto de Pirapora, SP), e no Terminal Marítimo Almirante Barroso (TEBAR, São Sebastião, SP);

- 3) reavaliação e reinterpretação de dados referentes aos estudos sobre as tensões na mina de Caraíba (Jaguarari, BA), na UHE Salto Santiago (vale do Rio Iguaçu, PR-SC) e nas fundações e região da UHE Canoas I (vale do Rio Paranapanema, SP-PR);
 - 4) discussão dos resultados referentes à UHE Serra da Mesa (vale do Rio Tocantins, GO) e UHE Porto Primavera (vale do rio Paraná, SP-MS), à mina a céu aberto de Jacupiranga (Cajati, SP) e à área do Planalto de Poços de Caldas (Planalto de Poços de Caldas, MG);
 - 5) Comparação e síntese dos resultados obtidos pelos diversos métodos.
3. Confrontação e interpretação dos dados, à luz dos fatores que influem na redistribuição ou mudanças do tensor regional em âmbitos locais, e integração dos resultados.

3. TENSÕES LOCAIS E REGIONAIS

Neste capítulo apresenta-se uma avaliação da informação existente sobre os campos de tensão regional e local, assunto complexo e difusamente disseminado em inúmeras publicações, procurando consolidá-la em uma síntese sobre vários aspectos do estado de tensões em maciços rochosos e em âmbito regional, destacando as relações entre elas com o propósito de contextualizar os casos de estudos no Brasil.

3.1. TENSÃO

Sob o ponto de vista teórico, tensão é um atributo de um ponto. É uma grandeza tensorial, determinada em relação a um sistema de três eixos de referência (FIGURA 3.1A), por três componentes de tensão normal e três componentes de tensão de cisalhamento. Numa dada orientação dos planos triortogonais, as tensões de cisalhamento desaparecem, e as três componentes de tensão normal que permanecem são denominadas como as tensões principais, normais aos chamados planos principais (FIGURA 3.1B).

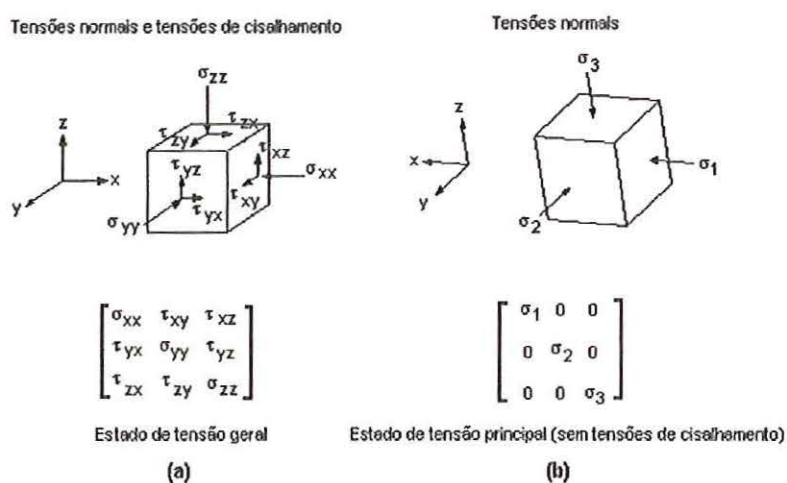


FIGURA 3.1. Estado de tensão geral e estado de tensão principal em um ponto em um sólido. Baseado em Hudson & Cooling (1988).

Convencionalmente, a caracterização do campo de tensão *in situ* nos maciços rochosos é dada pelas magnitudes e direções das três tensões principais ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, que são os autovalores e autovetores do tensor).

Diversos conceitos têm sido usados para se referir à tensão *in situ*. Hyett et al. (1986) apresentaram um glossário, sem a intenção de dar definições precisas, mas para prover maior clareza aos termos mais utilizados e introduzir alguma uniformização no seu uso. As expressões mais utilizadas, são:

1. **Tensão natural:** é o estado de tensão que existe na rocha antes de qualquer distúrbio artificial. Sinônimos incluem tensão virgem, tensão primitiva e tensão ativa.
2. **Tensão induzida:** é o estado de tensão decorrente das redistribuições de tensões naturais nos maciços rochosos quando perturbado por obras de engenharia.
3. **Tensão residual:** é o estado de tensão remanescente no maciço rochoso, após o mecanismo de origem ter cessado.
4. **Tensão tectônica:** é o estado de tensão devido à dinâmica interna do planeta, relacionada, principalmente, ao deslocamento relativo das placas litosféricas.
5. **Tensão gravitacional:** é o estado de tensão devido ao peso do maciço rochoso sobreposto a um ponto.
6. **Tensão termal:** é o estado de tensão resultante da variação de temperatura.
7. **Tensão físico-química:** é o estado de tensão estabelecido por mudanças físico-químicas na rocha.
8. **Paleotensão:** é o estado de tensão geologicamente há pouco tempo ativo ou ainda ativo, podendo ser inferida a partir de estruturas geológicas, como por exemplo as falhas.
9. **Campo de tensão proximal (*near field stress*):** é o estado de tensão perturbado por uma heterogeneidade, anisotropia ou descontinuidade.
10. **Campo de tensão distal (*far field stress*):** é o estado de tensão não perturbado por uma

heterogeneidade, anisotropia ou descontinuidade.

11. **Tensão regional:** é o estado de tensão em um domínio geológico relativamente grande.
12. **Tensão local:** é o estado de tensão em um domínio geológico pequeno, usualmente das dimensões de obras de engenharia.

Estas definições são apenas qualitativas para termos que têm sido utilizados com maior ou menor subjetividade, denotando a complexidade e a falta de entendimento da origem e significado das tensões, que refletem uma interação complexa basicamente de quatro fatores fundamentais: carga gravitacional, forças tectônicas, variação de energia termal e processos físico-químicos (Hyett et al., 1986). Destes, os dois primeiros são os mais gerais e importantes, principalmente em ambiente intraplaca, como é o caso do território brasileiro.

Nas abordagens do regime de tensão, um dos eixos principais é considerado vertical e referido como σ_v e os outros dois horizontais, sendo um maior, referido como σ_H , e outro menor, referido como σ_h .

Em Geologia, também considera-se que um dos eixos de tensão principal é vertical e dois horizontais. A disposição de σ_1 , σ_2 e σ_3 na vertical marca os regimes tectônicos distensivo, transcorrente e de cavalgamento, respectivamente, e tais regimes são identificados pelos padrões de estruturas que geram, sempre em âmbitos regionais.

3.2. DETERMINAÇÃO DE TENSÕES

A Terra não é um corpo estático, estando as placas litosféricas em contínua movimentação, com as tensões manifestando-se de modo mais conspícuo em suas bordas e mais discretamente em seus interiores.

Dois grupos gerais de forças foram identificados como sendo responsáveis pelas tensões tectônicas ((Zoback, 1992; Zoback et al., 1989), mostrados na FIGURA 3.2:

1. forças tectônicas de grande escala que agem nos limites das placas litosféricas. São:
 - a) forças de tração por cisalhamento na base da litosfera resultante do deslocamento da placa litosférica rígida sobre a astenosfera;
 - b) forças de afundamento da placa nas zonas de subducção, pelo efeito do peso maior da placa rígida em relação à astenosfera mais plástica;
 - c) forças de afastamento a partir das dorsais oceânicas, pelo vigor dos movimentos distensivos, impondo crescimento das placas e conseqüente expansão do soaço oceânico;
 - d) forças de sucção da placa superior na zona de fossa, induzido pela subducção da placa inferior.

2. tensões tectônicas relativas a:
 - a) ajustes de massas induzidos por cargas superficiais, como, por exemplo, uma pilha sedimentar;
 - b) compensação isostática, por efeito de desequilíbrio de massas adjacentes, como, por exemplo, em cinturões orogênicos;
 - c) arqueamento da litosfera oceânica em zonas de subducção, com inclinações muito variáveis e conseqüente do mergulho da placa inferior sob a superior e do afundamento daquela por efeito de seu peso.

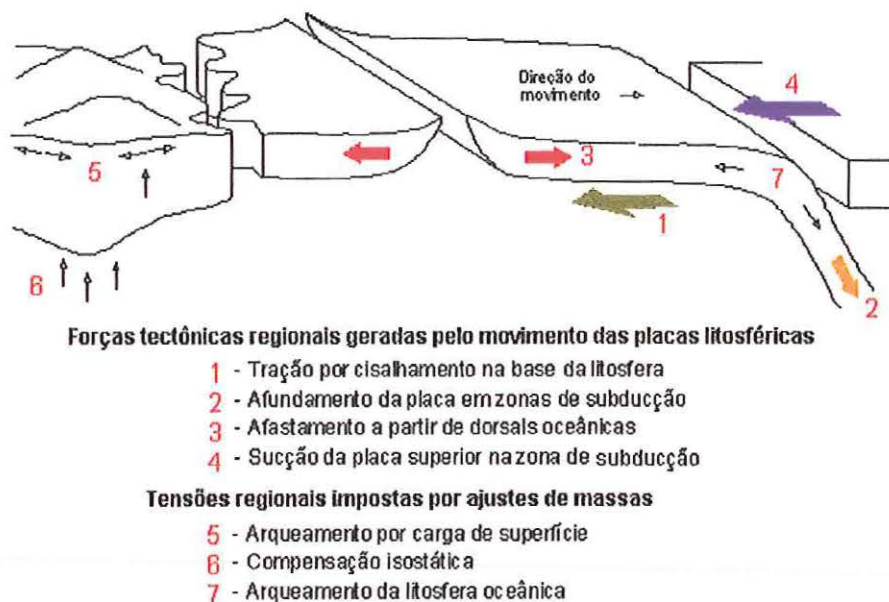


FIGURA 3.2. Os grupos gerais de forças atuantes na crosta. Baseado em Zoback et al. (1989).

A distribuição das tensões nos maciços rochosos não é homogênea, sendo influenciada sobretudo por:

1. presença de descontinuidades nas rochas. O caráter descontínuo é marcado destacadamente pela presença de famílias de juntas ou diaclases e de falhas de diversos tipos e ordens de grandeza;
2. presença de heterogeneidades das rochas. A heterogeneidade é dada pela variação de constituição mineralógica ou petrográfica, texturas e variações granulométricas, manifestas em estruturas como acamamento, bandamento composicional e sucessão de litotipos distintos;
3. presença de anisotropias nas rochas. A anisotropia resulta da orientação dos grãos minerais ou distribuição orientada dos mesmos no interior das rochas, sendo representada por feições como, xistosidade, foliação milonítica, etc;
4. topografia atual, que representa um estágio de evolução da paisagem e responde por alívios de esforços atuantes nos maciços próximo à superfície do terreno, de modo que sua configu-

- ração determina o padrão de orientação dos eixos de tensão;
5. proximidade de escavações, as quais representam vazios artificiais introduzidos nos maciços e também respondem por alívios e redistribuição de tensões em seus entornos;
 6. profundidade, que, sobretudo pelo efeito da carga litostática, é determinante de variações de tensões.

Esses fatores fazem com que o conceito de tensão em Mecânica das Rochas dependa da escala em que se trabalha, podendo-se definir desde um tensor de tensão pontual ou local até um campo de tensão regional, diferentes entre si.

As rochas e os maciços rochosos são descontínuos, anisotrópicos e heterogêneos para a aplicação direta dos conceitos da Mecânica do Contínuo. Contudo, na prática, a idealização da realidade pela definição de um modelo equivalente tem se verificado poderoso para o uso em projetos de engenharia em rocha (Cornet, 1993).

De forma geral, o estado de tensão pode ser considerado como um atributo básico pelo qual suas magnitudes e direções afetam como um todo a resistência, a permeabilidade, a deformabilidade e outras importantes características dos maciços rochosos (Goodman, 1989). Assim, por um lado, pode-se verificar um acréscimo de resistência em um maciço devido ao confinamento provocado pelo estado de tensão *in situ*, e por outro, verifica-se que o estado de tensão pode condicionar a permeabilidade do meio, na medida em que descontinuidades orientadas segundo σ_1 e perpendiculares a σ_3 apresentam tendência a se abrir, tornando-se mais permeáveis e possibilitando a alteração no interior dos maciços. Assim, o conhecimento do estado de tensões dos maciços rochosos é importante na avaliação da segurança de obras de engenharia de rochas, como grandes escavações subterrâneas e a céu aberto, construção de grandes barragens, exploração de campos de gás e óleo, entre outros.

Por mais de 40 anos têm sido desenvolvidos vários métodos para determinação de tensões *in situ*. O propósito da maioria destes sistemas de medida é determinar o tensor de tensão local,

ou alguns de seus componentes, independentemente dos vários mecanismos que possam tê-los gerado. A determinação completa do tensor de tensão local, como já referido, requer a avaliação das seis variáveis independentes, ou dos autovalores e autovetores dos componentes da tensão principal (σ_1 , σ_2 e σ_3). Entretanto, em muitos casos, busca-se o conhecimento de um ou apenas alguns dos componentes, como apontou Cornet (1993), como:

1. em projetos de fraturamento hidráulico em reservatórios de petróleo ou para algumas soluções em projetos mineiros, onde apenas a magnitude e a direção da tensão principal mínima (σ_3) são necessárias.
2. em projetos de revestimento e blindagem de túneis de pressão ou condutos forçados subterrâneos, em que somente a magnitude e a direção da tensão mínima (σ_3) são consideradas;
3. para a orientação apropriada de grandes cavidades subterrâneas, onde somente as direções das tensões principais serão necessárias. Na análise detalhada de estabilidade delas é necessário o tensor de tensões completo;
4. para entendimento da sismicidade induzida pelo acúmulo de grandes volumes de água dos lagos de grandes barragens, requer-se uma compreensão do campo de tensão completo no interior do domínio onde os eventos são observados.

De qualquer forma, o conhecimento das características fisiográficas, geológicas e estruturais do maciço rochoso em todas as escalas, é fundamental para o estudo das tensões locais, tanto para as primeiras estimativas de suas direções e possíveis variações, como no planejamento de campanhas para a sua determinação *in situ* e, principalmente, na interpretação de seus resultados.

A tensão não pode ser medida diretamente, e portanto as técnicas para a sua determinação nas rochas dependem das medidas de algum tipo de resposta (deslocamento, deformação, distensão) que é induzida através de uma perturbação no maciço rochoso. Estas técnicas baseiam-se no comportamento elástico ou frágil do material rochoso, e a maioria dos métodos de análise apoiam-se no comportamento isotrópico da deformação.

Existem vários métodos e técnicas para a determinação de tensões *in situ* em maciços rochosos, que se complementam e cada um oferece vantagens e desvantagens em relação a uma dada aplicação. Os métodos mais comumente utilizados são:

1. almofadas planas (*flatjack* - método de compensação),
2. sobrefuração (*overcoring*- método de alívio),
3. fraturamento hidráulico (método de indução de fratura),
4. eliptização da seção horizontal de poços de petróleo(*breakouts*),
5. solução de plano e mecanismo focais, utilizado em Sismologia,
6. análise estrutural.

3.2.1. Almofadas Planas (*flatjack*)

Este método é sugerido para determinação das tensões paralelas ou próximas a uma superfície exposta de uma escavação. Cada medida determina apenas a tensão em uma direção e, portanto, um mínimo de seis medidas em direções distintas são necessárias para a determinação do tensor de tensões (ISRM, 1987).

O método envolve a observação do movimento de pares de pinos localizados em cada lado de uma fenda aberta e, subsequentemente, quando é aplicada uma tensão na superfície interna da fenda (FIGURA 3.3).

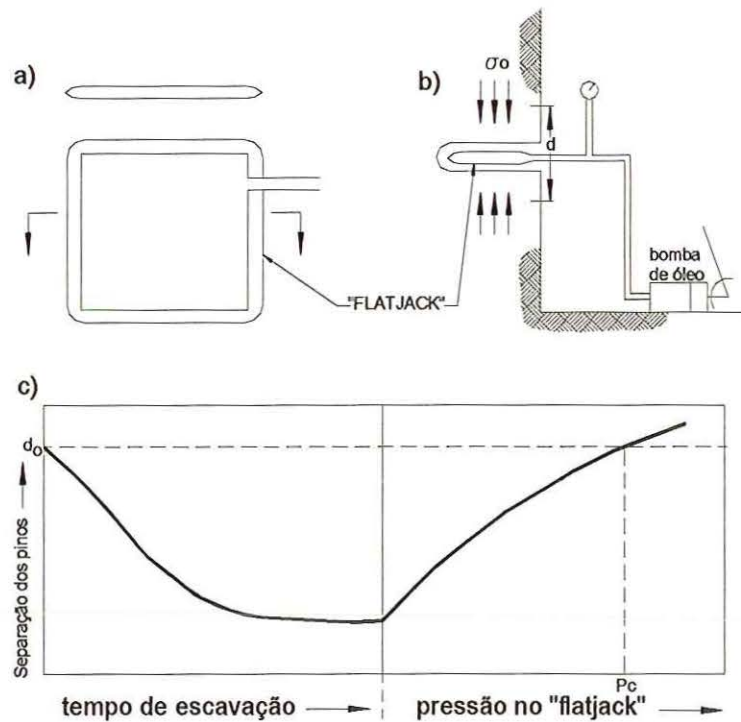


FIGURA 3.3. O ensaio *flatjack*: (a) vista plana da almofada; (b) configuração do ensaio; (c) gráfico separação do pino vs. tempo de escavação da fenda e pressão no *flatjack*. P_c = identificação da pressão de cancelamento. Baseado em ISRM (1987)

O método envolve três procedimentos:

1. uma linha é traçada numa superfície livre, e vários pinos são instalados em ambos os lados desta linha, constituindo pares com orientação normal a ela. A distância entre os pinos de cada par é medida com precisão (distâncias de 10 a 30 cm).
2. uma fenda perpendicular à parede é aberta sobre a linha com uma serra circular, e a tensão normal a esta fenda é aliviada causando a convergência dos pares de pinos.
3. uma almofada plana, feita de duas placas de aço ou cobre soldadas, é introduzida e bombeada com óleo até o retorno dos pinos à sua distância original. Teoricamente, a pressão requerida para restabelecer o deslocamento original associado ao alívio de tensão, é igual à tensão normal ao plano da fenda (Cornet, 1993).

3.2.2. Sobrefuração (*overcoring*)

Toda porção de rocha no interior do maciço rochoso está sujeita à ação das tensões. Quando se extrai um cilindro de rocha do maciço, ele se expande devido às suas propriedades elásticas. Se a deformação elástica for medida, e se as propriedades elásticas do material sobrefurado forem determinadas, então a tensão que estava agindo na rocha sobrefurada pode ser determinada de acordo com a lei de Hooke (a tensão é proporcional a deformação):

$$E \cdot \upsilon = \sigma,$$

sendo: E = módulo de Young

υ = deformação

σ = tensão

O procedimento para o método da sobrefuração é simples. Executa-se um furo de pequeno diâmetro no qual é inserido o equipamento de medição. Outro furo, coaxial ao primeiro e de maior diâmetro é executado para a extração do cilindro. Este procedimento causa um alívio de tensão registrado pelos deslocamentos no equipamento.

Para medir a deformação elástica durante o relaxamento, o instrumento de medida deve ser muito sensível, pois os deslocamentos são muito pequenos. Considerando um módulo de elasticidade em torno de 70 GPa, o equipamento tem que ser capaz de determinar deslocamentos da ordem de 0,0005 mm para identificar o nível de tensão. Isto pode ser conseguido através de delicados transdutores elétricos como os *strain gauges* (medidores de deformação).

São dois os equipamentos mais utilizados por este método: (1) o BDG (*borehole deformation gauge*) desenvolvido pelo USBM (U.S. Bureau of Mines), e (2) as células triaxiais dos tipos CSIR, com nove *strain gauges* (australiana) e CSIRO, com doze *strain gauges* (sul-africana).

A proposição do BDG, que consiste em um pequeno ‘torpedo’ com três pares de pinos

ortogonais ao seu eixo que medem o deslocamento das paredes do furo, é determinar a tensão a partir da mudança de diâmetro (deformação) de um furo, durante a sobrefuração. As propriedades elásticas da rocha e as deformações medidas são combinadas para o cálculo da tensão no plano perpendicular ao eixo do furo. A partir de ensaios em três ou mais furos não-paralelos, analisados pela técnica dos mínimos quadrados, são determinados as componentes do tensor (FIGURA 3.4a, b e c).

As células triaxiais são aplicadas para determinar o tensor de tensão na rocha pelas medidas da deformação que ocorrem nas paredes de um furo, quando as tensões são aliviadas pela sobrefuração. A vantagem das células em relação ao BDG, é a de que cada célula fornece um tensor de tensão completo, podendo-se obter vários tensores em um único furo. São recomendadas para o uso em rochas cujo comportamento não é significativamente diferente de um meio homogêneo e elástico (FIGURA 3.4d).

Existe também a célula biaxial (*doorstopper*), que não necessita da sobrefuração de maior diâmetro. É fixada na face de fundo do furo, e mede as deformações no plano perpendicular a ele, sendo necessário, por isso, pelo menos três furos para se obter um tensor (FIGURA 3.4e).

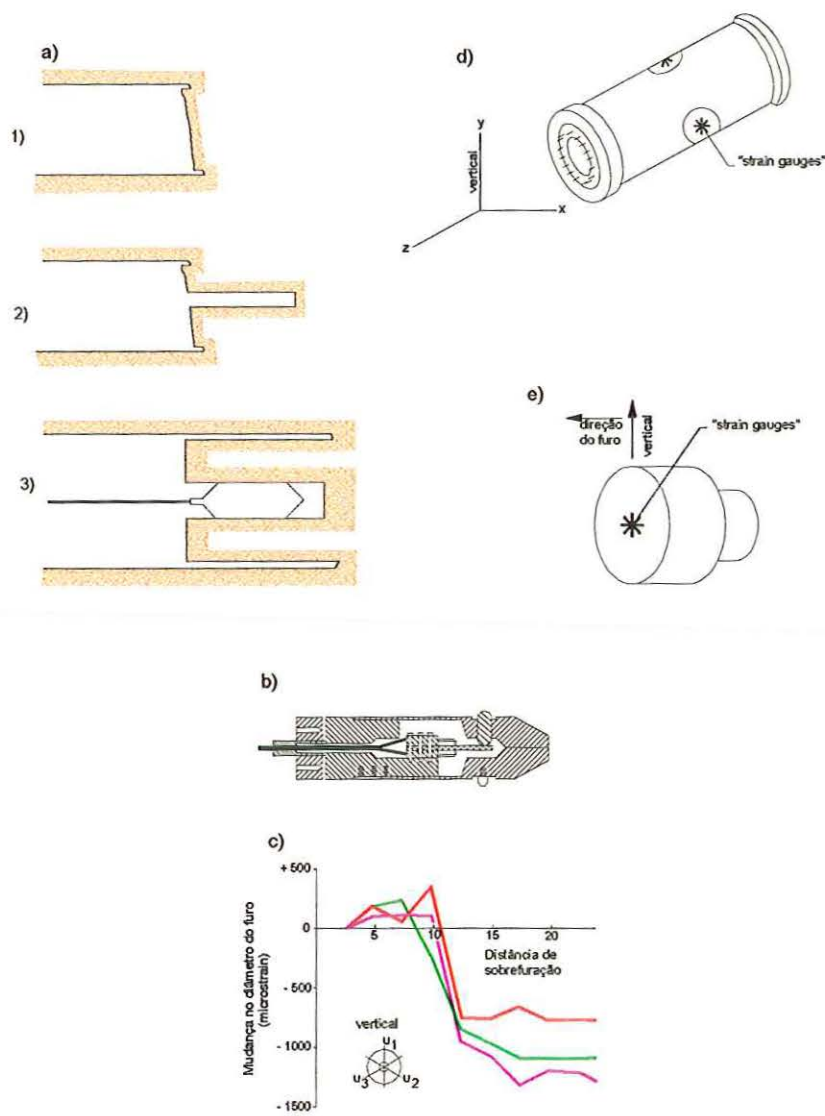


FIGURA 3.4. Determinação de tensão por sobrefuração: (a) seqüência da sobrefuração – 1 furo de grande diâmetro, 2 furo de pequeno diâmetro, 3 execução da sobrefuração; (b) medidor de deformação USBM - BDG; (c) gráfico da recuperação da deformação durante a sobrefuração; (d) célula triaxial; (e) célula biaxial - *doorstopper*. Baseado em Herget (1988).

3.2.3 Fraturamento Hidráulico – Método de Indução de Fraturas

O objetivo da técnica do fraturamento hidráulico é medir o estado de tensão *in situ* subterrâneo em trechos de um furo de sondagem. O ensaio se baseia na determinação das magni-

tudes e das direções de σ_H e σ_h no plano horizontal, perpendicular ao furo. Este método é o único capaz de realizar determinações de tensões em grandes profundidades.

A direção do furo é assumida ser uma direção de tensão principal. Esta suposição é considerada válida quando os furos são verticais e, neste caso, a tensão vertical é admitida a partir do peso da coluna de rocha sobrejacente.

O ensaio é realizado pela injeção de fluido (água) pressionando o trecho de ensaio, isolado por obturadores, até a ruptura. O surgimento da fratura e sua abertura pode ser identificada pela queda abrupta da pressão. Na maioria das vezes, a fratura gerada é vertical. As magnitudes e direções das tensões horizontais máximas e mínimas podem então ser determinadas através das propriedades de resistência da rocha, da orientação da fratura, da pressão do fluido no momento da ruptura, e da pressão para a manutenção da propagação da fratura (FIGURA 3.5).

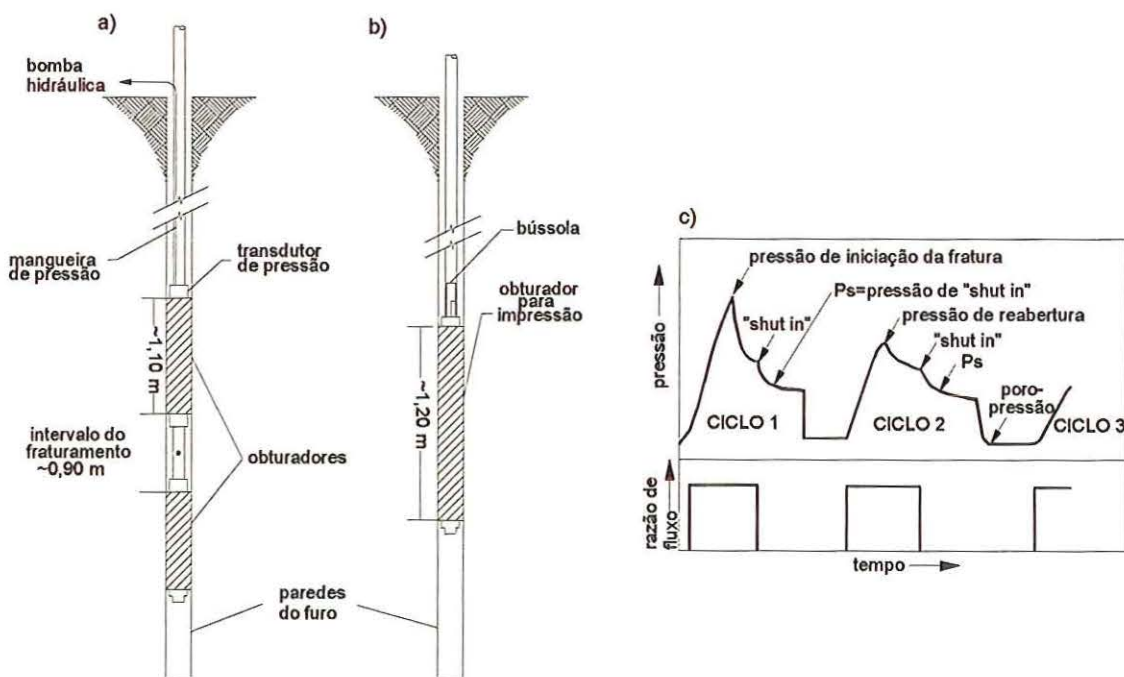


FIGURA 3.5. Fraturador hidráulico: (a) equipamentos do hidrofraturamento, (b) obturador de impressão, e (c) registro da pressão de um ensaio de fraturamento hidráulico idealizado. Baseado em ISRM (1987).

O cálculo das magnitudes são realizadas através de fórmulas simples:

$$\sigma_{\min} = P_s,$$

$$\sigma_{\max} = T + 3P_s - P_f - P_o \quad \Rightarrow \text{para o ciclo inicial de pressurização,}$$

$$\sigma_{\max} = 3P_s - P_r - P_o \quad \Rightarrow \text{para os ciclos subseqüentes de pressurização,}$$

sendo: σ_{\min} - tensão mínima (perpendicular à fratura),

P_s - pressão no instante da queda,

σ_{\max} - tensão máxima (paralela à fratura),

T - resistência à tração da rocha,

P_f - pressão de início da fratura,

P_o - pressão de água inicial em poros,

P_r - pressão de reabertura da fratura.

3.2.4. Eliptização da Seção Horizontal de Poços de Petróleo - *Breakout*

A perturbação de um poço num maciço rochoso submetido a tensões horizontais desiguais implica numa redistribuição do campo de tensões atuantes nas paredes e na vizinhança deste poço. Esta redistribuição pode levar à ruptura por cisalhamento ou por tração, que tem sido usadas na indústria do petróleo para determinar as direções principais do campo de tensões. O poço é assumido ser paralelo a uma direção de tensão principal, geralmente a direção vertical (Cornet, 1993).

Na FIGURA 3.6, as fraturas induzidas (ruptura por tração) tendem a se desenvolver na direção da tensão horizontal máxima, enquanto os *breakouts* (ruptura por cisalhamento) tendem a se desenvolver na direção da tensão horizontal mínima. A presença de cisalhamento acaba por conferir uma forma aproximadamente elíptica para a seção horizontal do poço (Lima, 1993).

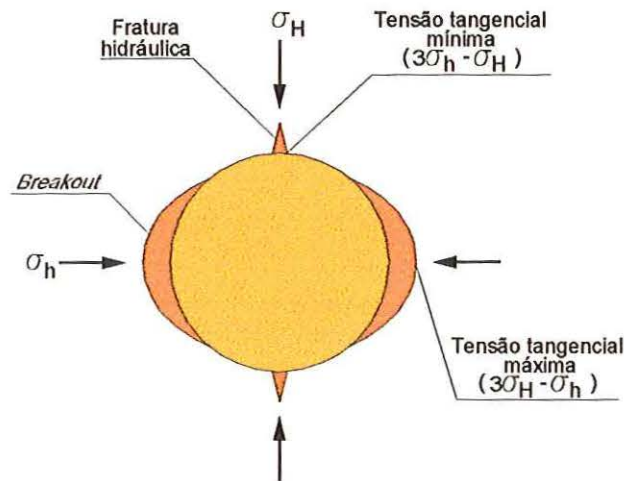


FIGURA 3.6. *Breakout*. Concentração de tensão ao redor de um poço circular vertical em um semiespaço elástico, submetido a um campo desigual de tensões horizontais, σ_H e σ_h . Formam-se *breakouts* e fraturas hidráulicas como resultado destas concentrações de tensão. Baseado em Zoback (1992).

Com o desenvolvimento recente de equipamentos de medição do calibre de poços, incluindo televisionamento, que dão medidas seguras do comprimento diametral em todas as orientações azimutais, tem se conseguido muitos dados de orientação de alongação de poços e suas relações com o campo de tensão natural.

3.2.5. Soluções de Plano e Mecanismos Focais de Terremotos

É conhecido há muito tempo que o primeiro movimento de um terremoto, causado pelas ondas P (ondas polarizadas na direção do movimento da radiação) é compressiva em algumas áreas e distensiva em outras. Nakano (1923, *apud* Cornet, 1993) mostrou, por exemplo, que um par de forças pontuais enviam compressões e distensões alternadas, dentro de quatro diedros retos no espaço separados por dois planos ortogonais, conhecidos como planos nodais (FIGURA 3.7). Mais tarde, vários autores propuseram que a liberação da energia sísmica num terremoto relaciona-se de deslocamento tangencial num plano de falha. Burridge & Knopoff (1964, *apud*

Cornet, 1993) mostraram que a radiação gerada numa descontinuidade envolve um par de forças (forças pontuais com movimento) aplicado no hipocentro do terremoto; um dos planos nodais coincide com o plano de falha e é conhecido por plano focal do sismo.

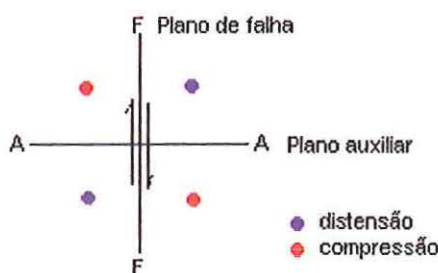


FIGURA 3.7. Plano e mecanismo focal. Os dois planos nodais, dos quais um é o plano de falha, separam diedros onde a chegada da primeira onda P é compressiva ou distensiva. Baseado em Cornet (1993).

Para a solução do mecanismo focal de um terremoto, isto é, da movimentação da falha, a partir da análise das ondas P:

1. localizado o hipocentro do terremoto, considera-se uma esfera de raio unitário centrada neste ponto;
2. define-se a direção da primeira chegada das ondas P em quantas estações sismográficas for possível;
3. acha-se o traçado da onda para cada estação e determina-se o ponto onde ela intersecta a esfera. Este traçado indica o caminho seguido pela onda sísmica a partir de sua fonte até o ponto de observação (estação). Este caminho depende fortemente da velocidade da onda através das rochas e pode ser de difícil determinação em meios muito heterogêneos;
4. usando-se a projeção estereográfica de igual-área, plota-se os pontos de interseção das ondas com a semiesfera superior;
5. define-se a projeção estereográfica de dois planos ortogonais que separam os quadrantes com primeiros movimentos distintos (compressivo ou distensivo). Estes planos são os

planos nodais, e um deles é o plano de falha (FIGURA 3.8).

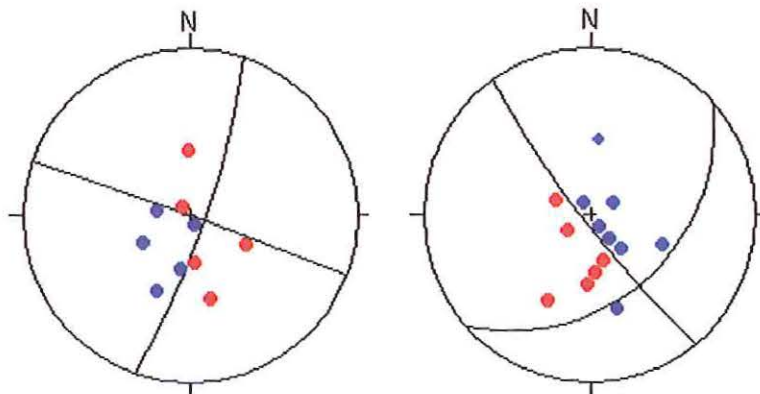


FIGURA 3.8. Mecanismo focal de dois eventos microssísmicos induzidos por injeção de água em granito. Pontos azuis - primeira chegada da onda P de distensão; pontos vermelhos - primeira chegada da onda P de compressão. Os dois planos nodais são traçados. Fonte: Cornet (1993).

As tensões máxima e mínima são associadas, então, aos quadrantes compressivos e distensivos, respectivamente. É impossível determinar qual dos dois planos nodais é o da falha apenas pela análise da radiação; são necessárias informações adicionais (por exemplo, geológico-estruturais) para se chegar a solução do plano focal.

Por este método obtêm-se as direções das tensões principais máxima e mínima.

3.2.6 Análise Estrutural

O estudo das tensões conduzido pela análise estrutural é realizado principalmente através das falhas encontradas nos maciços rochosos.

O esquema teórico, em que σ_1 é posicionado na bissetriz do ângulo agudo formado por falhas conjugadas (FIGURA 3.9), σ_3 na bissetriz obtusa e σ_2 na interseção (Anderson, 1951, *apud* Hasui & Mioto, 1992), pode ser aplicados diretamente apenas em casos muito simples, de falhas neoformadas em maciços isotrópicos e homogêneos, seja por deformação coaxial (não-rotacional) ou não-coaxial (rotacional).

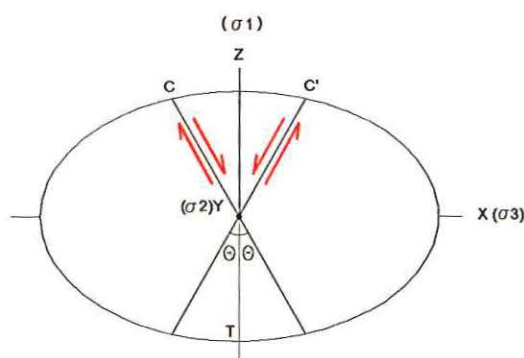


Figura 3.9. Esquema teórico dos eixos de tensão em relação ao par conjugado de falhas. Baseado em Hasui & Mioto (1992).

Normalmente, contudo, o quadro que se tem é o de uma população de falhas diversamente orientadas, envolvendo reativação de discontinuidades preexistentes, e com movimentos variados. Assim, os pólos de planos e das estrias de atrito, bem como os tipos de falhas, dispersam-se nos estereogramas, e a abordagem por estes elementos, dentro do esquema teórico referido, não permite avançar em considerações cinemáticas e dinâmicas.

A primeira técnica para resolver esta questão foi apresentada por Arthaud (1969). Ela considera que a deformação do maciço conduz a encurtamento segundo Z, estiramento segundo X e encurtamento ou estiramento menores segundo Y, com a massa rochosa aliviando as tensões através de deslocamentos dos blocos uns em relação aos vizinhos (FIGURA 3.10a). X, Y e Z correspondem ao sistema triortogonal de eixos de deformação. Sejam as falhas de neoformação ou de reativação de fraturas preexistentes, os deslocamentos não são caóticos, e guardam coerência com a deformação global. Esta coerência pode ser traduzida através do plano de movimento de cada falha, que é perpendicular à falha e contém a estria (FIGURA 3.10b). Esta técnica baseia-se no princípio de que a estria corresponde à projeção no plano de falha de um dos eixos de deformação principal (X, Y ou Z).

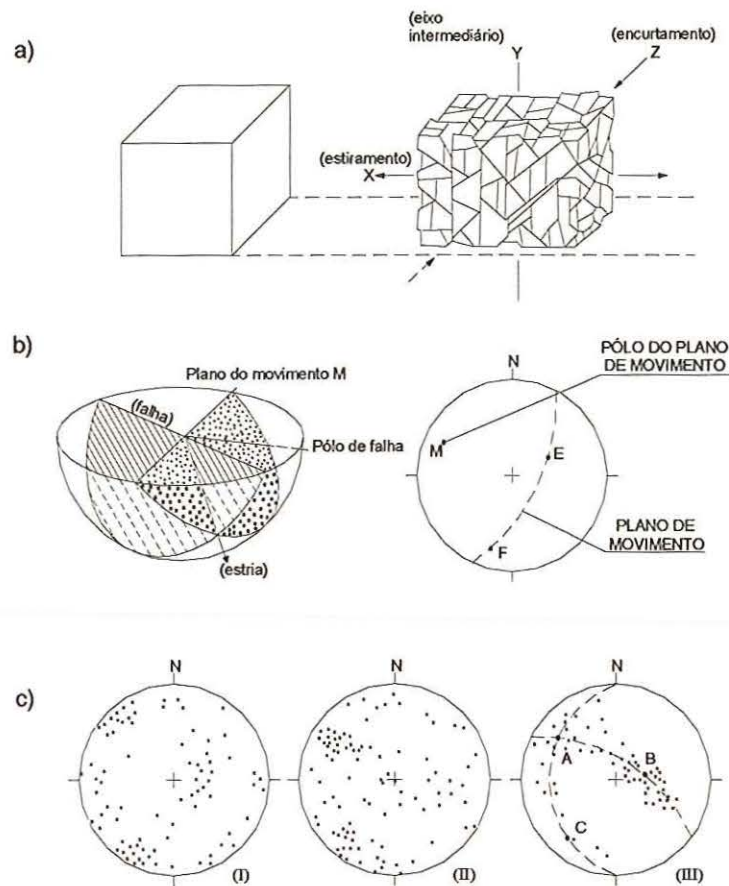


FIGURA 3.10. Técnica de Arthaud (1969): (a) esquema da disposição das direções de deformação de um bloco de rocha sob ação de esforços tectônicos (Blès & Feuga, 1981); (b) esquema para definição do plano de movimento de uma falha; (c) exemplo de aplicação da técnica - I pólos de falhas, II traços de estrias, III pólos dos planos de movimento (A, B, e C são os eixos de deformação indicados). A qualificação de A, B e C em termos de X, Y e Z é feita considerando-se dados geológicos indicativos de direções de encurtamento ou estiramento, ou por tentativa-e-erro considerando as falhas observadas.

Na prática, tendo-se as atitudes de falhas e de estrias de atrito, pode-se construir estereogramas dos planos de movimento. Nestes estereogramas, os pólos se apresentarão dispersos segundo uma, duas ou três guirlandas entrecruzadas ortogonalmente e formando concentrações em suas interseções (FIGURA 3.10c). Pode-se ter casos diversos, como uma guirlanda e um máximo, duas guirlandas cruzadas e um máximo etc., sendo possível o traçado ou dedução dos três planos correspondentes às guirlandas e as suas interseções. Estes planos representam os três planos de deformação e, as interseções, os três eixos cinemáticos X, Y e Z.

Existem programas computacionais que fornecem diagramas com as curvas de isofrequência dos pólos dos planos de movimento, indicando as posições os eixos de deformação. O Programa Trade (Tratamento de Dados Estruturais), desenvolvido pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT) (Carneiro, 1996), é um deles e foi utilizado neste estudo.

A qualificação dos eixos é feita considerando elementos indicadores de movimento, como movimentos relativos de falhas, fraturas de distensão (perpendicular a X), estilólitos de rochas carbonáticas (perpendiculares a Z) e outros.

Como X, Y e Z correspondem, respectivamente, a σ_3 , σ_2 e σ_1 , pode-se indicar os eixos de tensão.

Planos de movimento discrepantes do regime de deformação deduzido ou estereogramas de planos de movimento muito complexos, podem ser indicativos de redistribuição local de tensão ou de mais de um evento de movimentação. Somente relações observadas no terreno podem permitir a discriminação de grupos de falhas passíveis de tratamento em separado.

Outra linha de abordagem busca determinar diretamente σ_1 , σ_2 e σ_3 pelo método dos diedros retos (Angelier & Mechler, 1977; Angelier, 1984). O princípio geral é o de se considerar a estria e o movimento relativo de cada falha, para deduzir a orientação da tensão cisalhante e determinar o tensor de tensão.

Essa técnica, semelhante à técnica de mecanismo focal utilizada em Sismologia, considera que se pode deduzir para cada falha de uma população os quatro diedros que se sujeitaram, alternadamente, à compressão e distensão. Estes diedros são definidos pelo plano de falha e um plano auxiliar, este perpendicular àquela e à estria; pelo movimento relativo, pode-se deduzir os diedros compressivos e distensivos (FIGURA 3.11a). Em estereograma, tais diedros expressam-se por quatro setores (FIGURA 3.11 b).

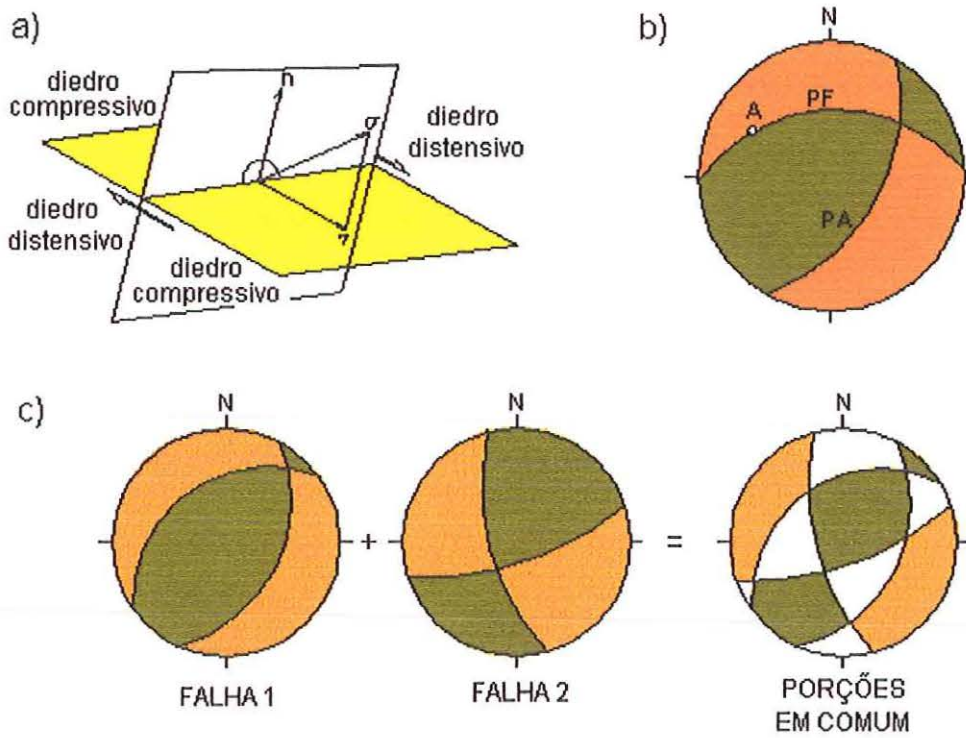


FIGURA 3.11. Método dos diedros retos (Angelier & Mechler, 1977): (a) definição dos diedros de distensão (E) e de compressão (C) pelo plano de falha e plano auxiliar perpendicular à falha e à estria; (b) projeção esferográfica dos diedros (PF = plano de falha, PA = plano auxiliar, A = estria); (c) somatória das projeções esferográficas de diedros – as áreas coloridas do diagrama à direita são comuns aos dois diagramas superpostos.

Considerando numerosas falhas, os muitos diedros de encurtamento e de extensão apresentam porções em comum, as quais definem as posições dos eixos σ_1 e σ_3 , tanto mais precisamente quanto menores forem essas porções (FIGURA 3.11c). O eixo σ_2 é deduzido por construção, a 90° de σ_1 e σ_3 .

Existem programas computacionais que fornecem diagramas de curvas de isoporcentagem de sobreposições de diedros compressivos e distensivos, a de mais baixo valor contornando σ_3 e as de mais alto valor contornando σ_1 . Um desses programas é o Trade, já referido, que foi utilizado neste estudo.

Com esta técnica chega-se às orientações dos eixos do tensor de tensão.

Existe tentativa proposta por Angelier (1989 e 1994) de se estimar as magnitudes das

tensões através da orientação das falhas e estrias e algumas características mecânicas de seus planos e da rocha, porém esta abordagem ainda se encontra em fase inicial, e não se tem uma avaliação definitiva.

3.3. VOLUMES AMOSTRADOS PELAS TÉCNICAS DE DETERMINAÇÃO DE TENSÕES

Os métodos de determinação de tensões mencionados referem-se a volumes rochosos que diferem em várias ordens de magnitude.

Amadei & Stephansson (1997) consideraram que o método de solução de plano e mecanismo focais fornece informações sobre as tensões relativas à escala crustal ou a grandes profundidades, envolvendo grandes volumes rochosos, da ordem de 10^9 m^3 , e a análise de falhas amostra volumes um pouco menores, da ordem de 10^8 m^3 , por serem elas observadas apenas em superfície ou proximidades dela. Cabe ressaltar, contudo, que um sismo é gerado ao longo de uma falha discreta e o regime de tensão deduzido a partir dos seus registros diz respeito aos esforços por ele aliviados, podendo corresponder a tensões redistribuídas ao longo de descontinuidade ou anisotropia preexistente. Também, a análise de falhas envolve sempre um população de dados de áreas que podem ser pequenas a grandes, até correspondentes a domínios geotectônicos, e as famílias de falhas obviamente têm expressão em profundidade, como mostram registros de sísmica de refração ou de reflexão. De todo modo, esses métodos expressam o campo de tensão médio, eliminando os efeitos a que as determinações de tensões *in situ* são sensíveis.

Em relação aos outros métodos apresentados, em particular aqueles que se utilizam de furos de sondagem, envolvem pequenos volumes rochosos, provendo determinações pontuais do campo de tensão *in situ*. Deste modo, os métodos de sobrefuração envolvem volumes que variam entre 10^{-3} e 10^{-2} m^3 , dependendo do diâmetro sobrefurado. O método de fraturamento hidráulico

envolve volumes entre 0,5 e 50 m³, de acordo com o trecho pressurizado, atingindo distâncias da ordem de dezenas de diâmetros do furo ensaiado. O método de Almofadas Planas ou outros métodos de alívio superficial podem envolver volumes entre 0,5 a 2,0 m³, e, finalmente, o método de eliptização de poços (*breakout*) envolvem volumes rochosos intermediários entre os métodos de profundidade e os métodos superficiais, que variam de 10⁻² a 10² m³ (Amadei & Stephansson, 1997).

Em geral, os métodos que envolvem pequenos volumes são mais sensíveis a distúrbios locais do campo de tensão regional. Por isso, podem ser comuns grandes variações das orientações e magnitudes das tensões, até mesmo entre pontos próximos no maciço.

3.4. RELAÇÕES ENTRE TENSÕES HORIZONTAIS E VERTICAL COM A PROFUNDIDADE

Em termos gerais, as orientações das tensões principais em profundidade apresentam-se praticamente paralelas e normal à superfície média do terreno. Assim, as componentes horizontais e vertical do tensor de tensões podem ser tratadas separadamente para descrever a mudança de suas magnitudes com a profundidade.

3.4.1 Variação da Tensão Vertical com a Profundidade

Considerando um elemento de rocha a uma profundidade de 1.000 m da superfície, o peso da coluna vertical de rocha sobre ele é o produto da profundidade e o peso específico do maciço rochoso sobrejacente (aproximadamente 2,7 t/m³). Deste modo, a tensão vertical no elemento ($\sigma_v = \gamma h$) será 2.700 t/m² ou 27 MPa.

Determinações da tensão vertical realizadas em várias minas e obras civis por todo mundo, apresentadas por Brown & Hoek (1978) e vários outros autores, confirmam que esta relação é válida (FIGURA 3.12), embora exista uma significativa dispersão nas medidas, principalmente nas profundidades menores.

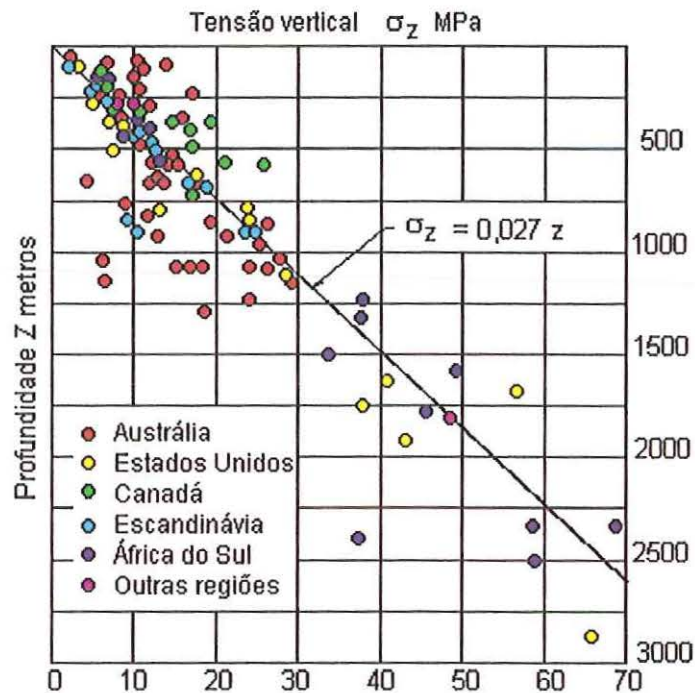


FIGURA 3.12. Tensões verticais em relação à profundidade. Baseado em Brown & Hoek (1978).

Entretanto, uma compilação de dados de tensões verticais no Escudo Canadense realizada por Herget (1988) mostra que, em locais próximos a falhas, zonas de cisalhamento e outros acidentes geológicos, esta relação não se verifica (FIGURA 3.13). As magnitudes da componente da tensão vertical que diferem da carga gravitacional, parecem existir apenas em áreas restritas. Geralmente, o princípio da isostasia (cargas gravitacionais balanceadas) é mantido.

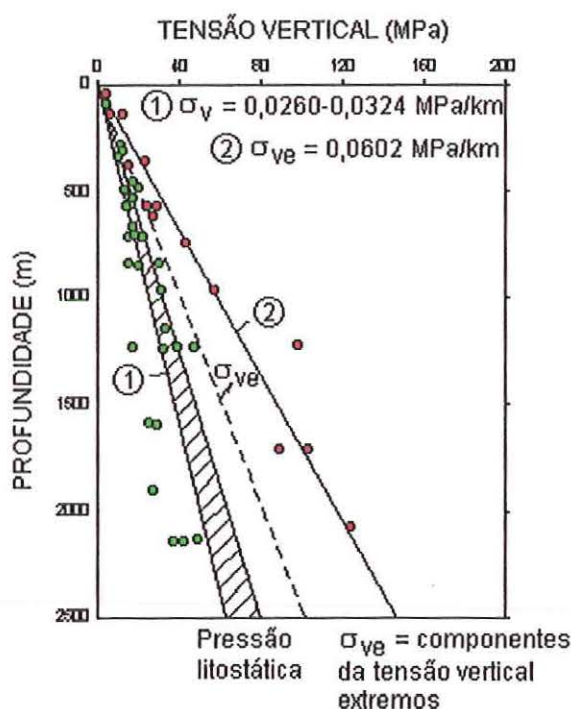


FIGURA 3.13. Mudança da componente da tensão vertical com a profundidade no Escudo Canadense. Baseado em Herget (1988).

É interessante lembrar o exemplo das grandes barragens, em que, durante e após a formação de seus lagos, são registrados eventos sísmicos a pequenas profundidades, provavelmente devido à sobrecarga da coluna hidráulica. Calcula-se que a crosta terrestre reage a mudanças de carga entre 0,5 a 1,0 MPa, se aplicada sobre grandes áreas (Artyushkov, 1971, *apud* Herget, 1988).

3.4.2 Variação das Tensões Horizontais com a Profundidade

As tensões horizontais agindo em um elemento de rocha a uma profundidade z abaixo da superfície são muito mais difíceis de se estimar do que a tensão vertical, principalmente próximo da superfície. Verifica-se que as tensões horizontais médias podem se apresentar maiores, iguais ou inferiores às da carga gravitacional. Porém, Herget (1988) apresenta dados de vários conti-

mentos, mostrando que os casos onde as tensões horizontais médias menores ou iguais à tensão vertical são muito raros, e que próximo à superfície são aproximadamente de 10 MPa (FIGURA 3.14).

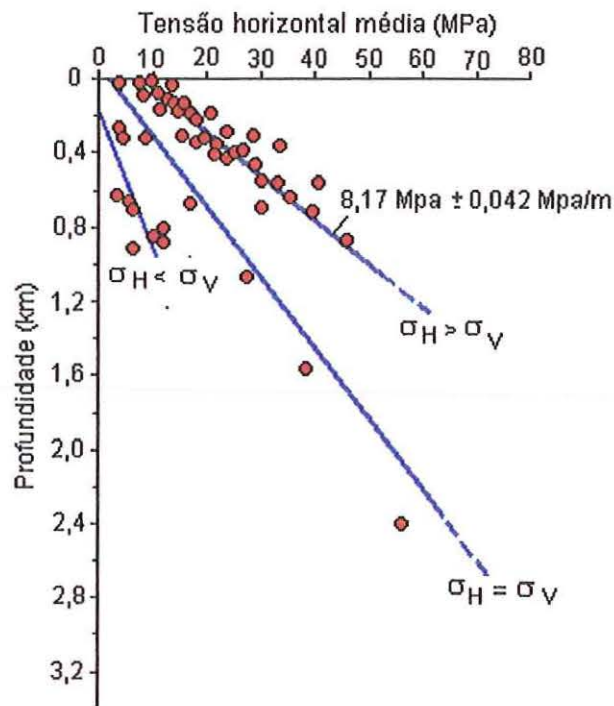


FIGURA 3.14. Aumento da componente da tensão horizontal com a profundidade, baseado em dados mundiais. Baseado em Herget (1988).

Dados adicionais do Escudo Canadense apresentado por Herget (1988) mostram três relações para as tensões horizontais médias maiores que a tensão vertical: $\sigma_{Hm} > \sigma_v$ (FIGURA 3.15). É interessante ressaltar que os tensores que apresentam tensões horizontais médias anormalmente altas, também possuem magnitudes da componente vertical maiores do que a carga litostática subjacente.

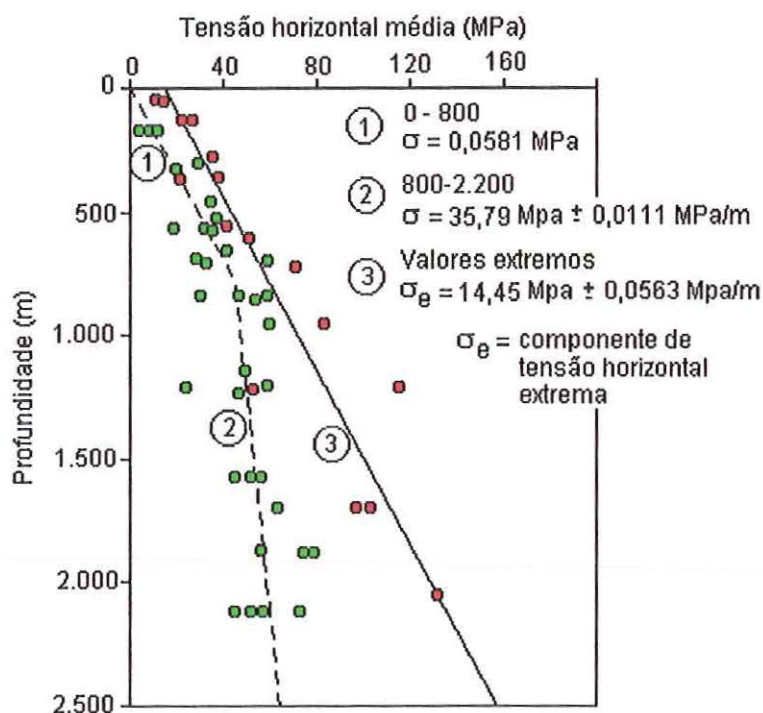


FIGURA 3.15. Mudança da tensão horizontal média com a profundidade. Baseado em Herget (1988).

Cooling et al. (1988) e Pine & Kwakwa (1989) discutem os resultados de um programa de determinações de tensões *in situ* pelo método de fraturamento hidráulico em Cornwall (granito Carnmenellis), sudoeste da Inglaterra, até a profundidade de 2,6 km. A tensão vertical foi calculada a partir do peso específico do granito, que coincidiu com os dados de um ensaio de sobrefuração realizado no nível 800 m. As posições das tensões principais são próximas da vertical e horizontal e a direção da tensão horizontal máxima persiste em NW-SE. Observa-se na FIGURA 3.16 dois fatos interessantes: a inversão de posição entre σ_v e σ_h entre as profundidades de 400 a 500 m, e a menor taxa de crescimento de σ_h em relação a σ_H com a profundidade.

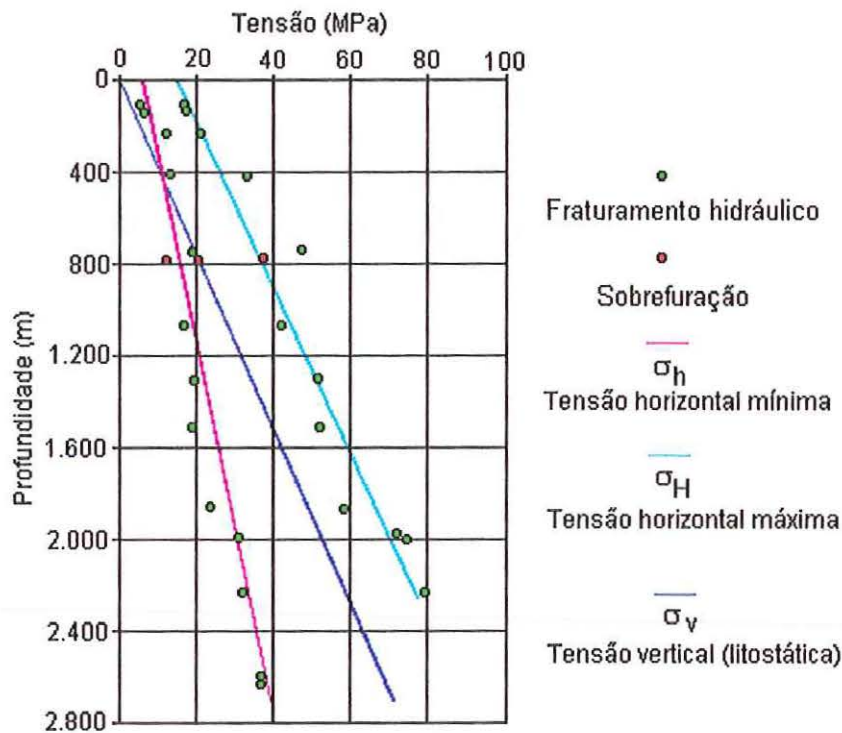


FIGURA 3.16. Tensão *in situ* x profundidade determinadas no granito Carnmenellis. Pontos verdes – fraturamento hidráulico, pontos vermelhos – sobrefuração. Baseado em Cooling et al. (1988) e Pine & Kwakwa (1989).

RUMMEL (1986) já havia observado estes fatos através de dados de ensaios de fraturamento hidráulico profundos e síntese de dados experimentais de resistência de rochas (FIGURA 3.17). Sobre o posicionamento relativo dos tensores, concluiu que a tensão de cisalhamento máxima [$\tau_{\text{máx}} = (\sigma_1 - \sigma_3) / 2$] na porção superior da crosta terrestre é determinada principalmente pelas duas componentes das tensões horizontais principais (σ_H e σ_h). Entretanto, em pequenas profundidades, a tensão de cisalhamento máxima é dada pela tensão horizontal máxima (σ_1) e pela tensão vertical, revelando que a posição relativa entre os eixos da tensão *in situ*, ou seja, o regime de tensão não é necessariamente constante com a profundidade.

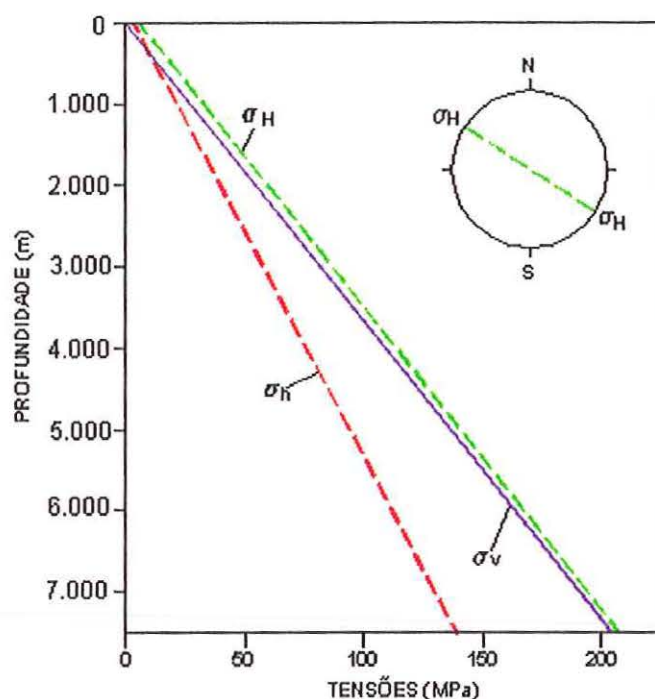


FIGURA 3.17. Perfil estimado de tensão para o poço profundo em Gravberg, no distrito de Siljan, Suíça. A orientação de σ_H é mostrada no canto superior direito. Baseado em Rummel (1986) e Stephansson (1993).

Porém, na comparação do estado de tensão na crosta terrestre, é importante conhecer o tipo do regime tectônico atuante em uma dada região. Uma compilação de tensões de um regime distensivo ($\sigma_1 = \sigma_v$) resultará em um gráfico tensão x profundidade totalmente diferente de um regime tectônico compressivo ou transcorrente ($\sigma_1 = \sigma_H$).

A menor taxa de crescimento das magnitudes de σ_h com a profundidade quando comparadas às de σ_H , observada pelos autores citados e outros (Lee, 1981; Doe et al. 1981; Stephansson et al., 1986; Li, 1986; Haimson et al., 1989; Stephansson, 1993), pode ser explicada pelo fato dos maciços rochosos também se comportarem anisotropicamente em profundidade.

3.4.3. A Relação K

Normalmente, a razão entre as magnitudes das tensões horizontais médias e da tensão

vertical é representada por K :

$$K = \sigma_{h\text{méd}} / \sigma_v.$$

Terzaghi & Richart (1952, *apud* Hoek et al., 1995) sugeriram que, para um maciço rochoso carregado gravitacionalmente no qual nenhum deslocamento lateral foi verificado durante a formação dos estratos sobrepostos, o valor de K independe da profundidade, e é dado por

$$K = \nu / (1 - \nu),$$

onde ν é o coeficiente de Poisson do maciço rochoso.

Assumindo um valor médio de 0,25 para o ν , chega-se a $\sigma_h = 1/3 \sigma_v$.

Esta relação foi amplamente utilizada no início da Mecânica de Rochas; porém, como indica o diagrama da FIGURA 3.18, esta relação não se verifica.

Determinações do campo de tensões *in situ* em minerações e obras civis em diversos continentes mostram que a razão K tende a ser alta a pequenas profundidades e decresce com a profundidade. Brown & Hoek (1978) mostraram, através da FIGURA 3.18 que os valores de K estão dentro de limites definidos por :

$$100/z + 0,3 < K < 1500/z + 0,5,$$

sendo z a profundidade (m).

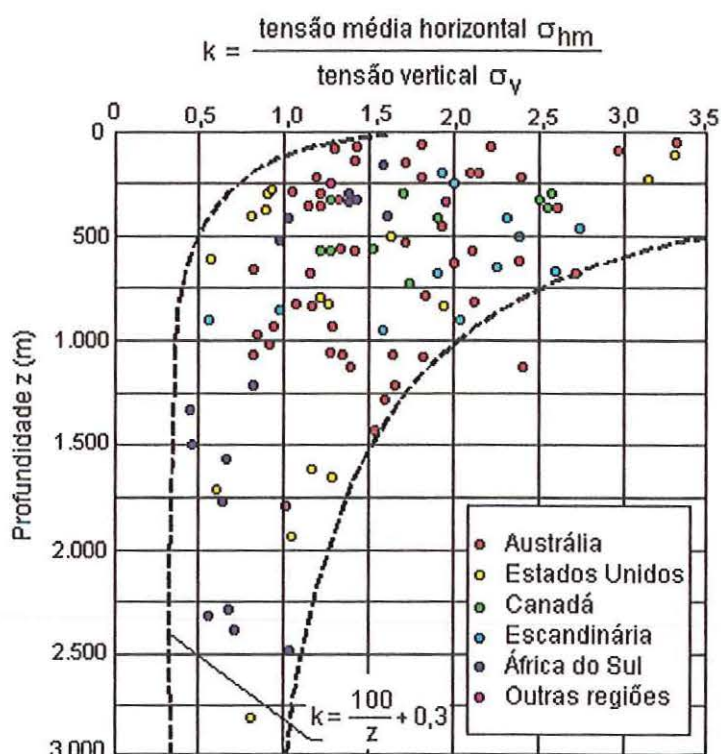


FIGURA 3.18. Variação da razão entre a tensão horizontal média e a tensão vertical com a profundidade. Baseado em Brown & Hoek (1978).

Observa-se que para profundidades maiores que 1 km, a média das tensões horizontais e a tensão vertical tendem a se equalizar.

Herget (1986) comparou os dados de Brown & Hoek (1978) com dados do Escudo Canadense (FIGURA 3.19), mostrando que existe uma excelente concordância até a profundidade de aproximadamente 1.500 m. A partir daí, diverge sensivelmente.

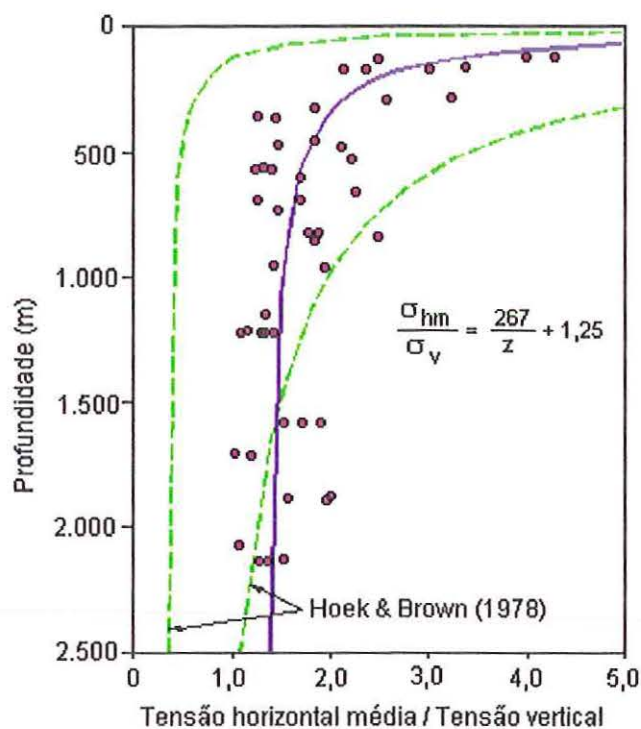


FIGURA 3.19. Razão entre tensão horizontal média e tensão vertical em função da profundidade. Baseado em Herget (1988).

Li (1986) apresentou uma síntese de dados da China para a variação de **K** com a profundidade (FIGURA 3.20), também mostrando boa concordância com os estudos de Brown & Hooke (1978), definindo **K** entre os limites:

$$100/h + 0,3 < K < 440/h + 0,5.$$

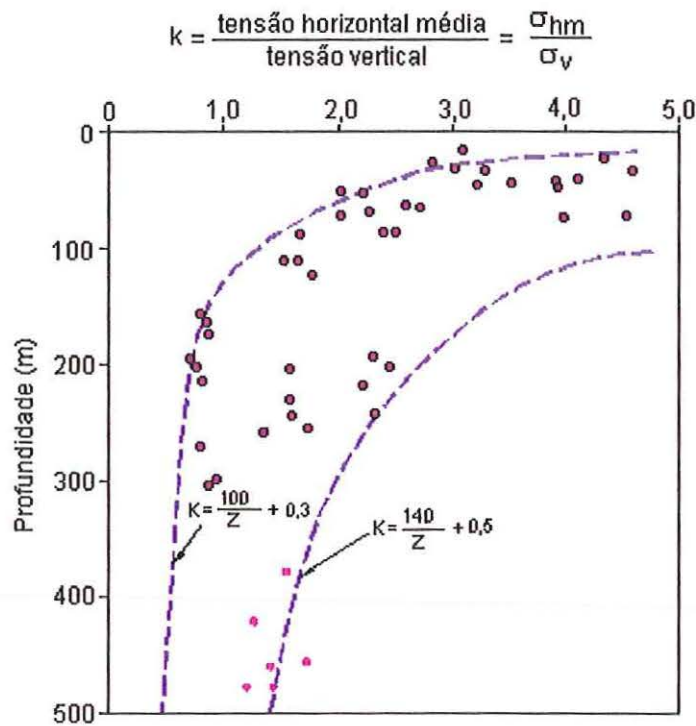


FIGURA 3.20. Variação de K com a profundidade, de acordo com dados da China. Baseado em Li (1986).

Esses gráficos mostram uma tendência de K para a unidade em profundidade, conduzindo à falsa impressão de um regime hidrostático. Porém, Rummel (1986) mostrou que as tensões horizontais principais (σ_H e σ_h) divergem (FIGURA 3.17), refletindo o aumento de resistência ao cisalhamento devido ao confinamento dos maciços rochosos em profundidade.

3.5. ORIENTAÇÕES REGIONAIS DA TENSÃO HORIZONTAL MÁXIMA (σ_1) - O MAPA MUNDIAL DE TENSÕES

O projeto do Mapa Mundial de Tensões (MMT), concluído em 1992, elaborado por mais de trinta cientistas de dezoito países (Zoback, 1992), compilou mais de 7.300 determinações de orientações e magnitudes relativas de tensões (e magnitudes absolutas onde avaliáveis) na crosta superior, em mais de 5.700 localizações. Destas, aproximadamente 4.400 orientações foram

consideradas indicadores confiáveis da tensão tectônica.

3.5.1 Padrões de Primeira Ordem da Orientação de Tensões na Litosfera

Os dados avaliáveis das orientações das tensões globais são mostrados nas FIGURA 3.21, indicadas a partir da tensão horizontal máxima (σ_H). Em áreas de regime extensional, σ_H corresponde à tensão intermediária σ_2 e, nas outras regiões, à tensão máxima σ_1 .

Os dados são provenientes da aplicação de diversas técnicas e métodos: mecanismo focal de terremotos (54% dos dados), *breakouts* de poços (28%), determinação de tensões *in situ* por fraturamento hidráulico (4,5%) e sobrefuração (3,4%), alinhamentos vulcânicos (4,1%) e análise da dinâmica de falhamentos (5,5%).

Os dados geológicos são geralmente de idade quaternária (em regiões com múltiplos episódios de deformação no Quaternário, os dados correspondem à última deformação). Em algumas áreas estáveis, como o leste dos Estados Unidos, também foram incluídos dados de falhas até o Mioceno.

O comprimento dos traços de orientação na FIGURA 3.21, corresponde à qualidade ou confiabilidade dos dados como indicadores de tensão tectônica. Cinco níveis de qualidade foram empregados, A>B>C>D e E. Este último indica dados de direção de tensões não-utilizadas. Este critério de qualidade inclui: acuidade dos ensaios; número de determinações; intervalo de profundidade e volume de rocha amostrado; e o grau de confiança geral de um determinado método em relação aos indicadores de tensão tectônica.

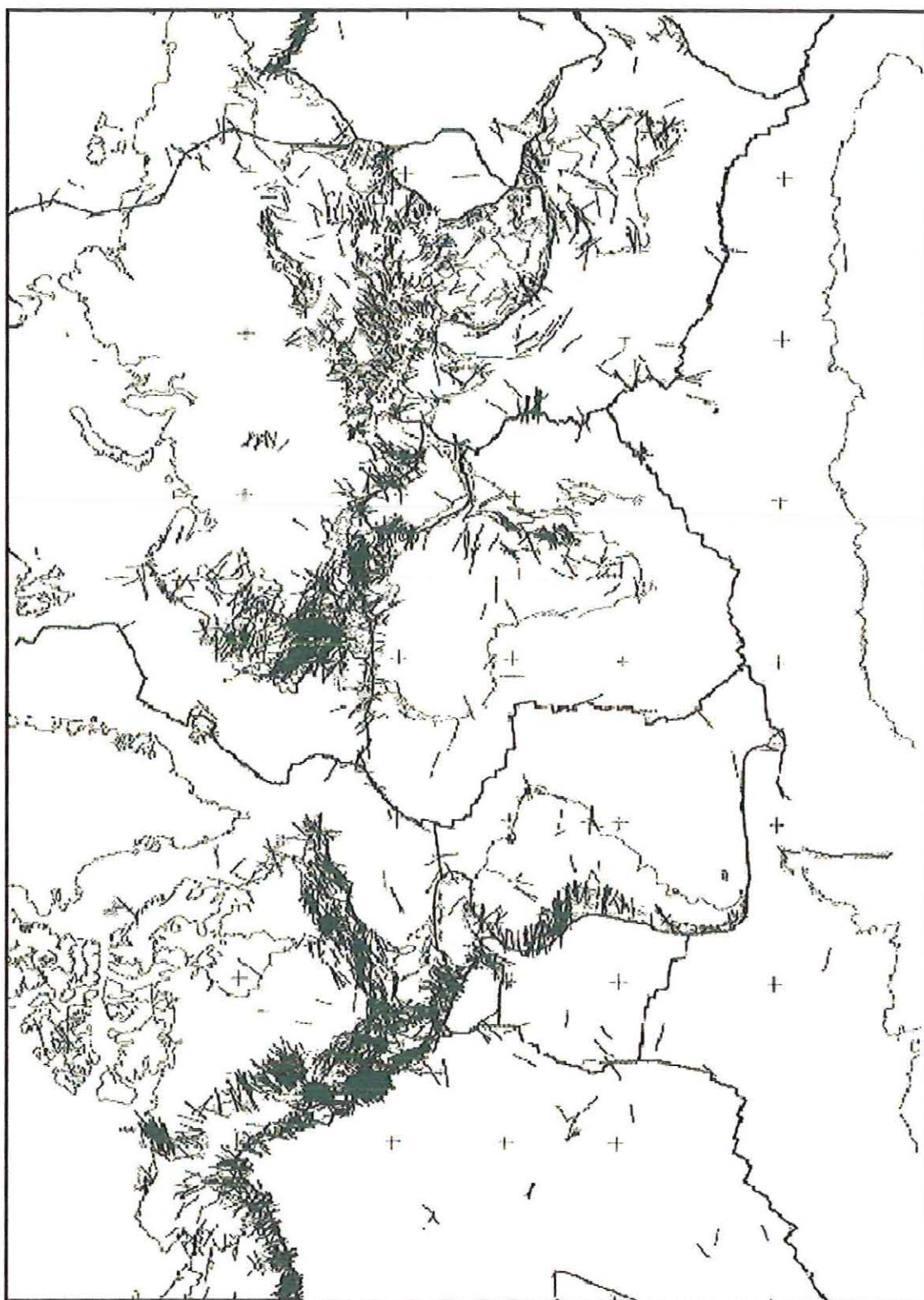


FIGURA 3.21. Mapa Mundial de Tensões apresentando orientações das tensões horizontais máximas. Simplificado de Zoback (1992).

A FIGURA 3.22 é uma generalização do mapa de tensões, definindo as orientações médias principais das tensões em regiões de grande densidade de dados.

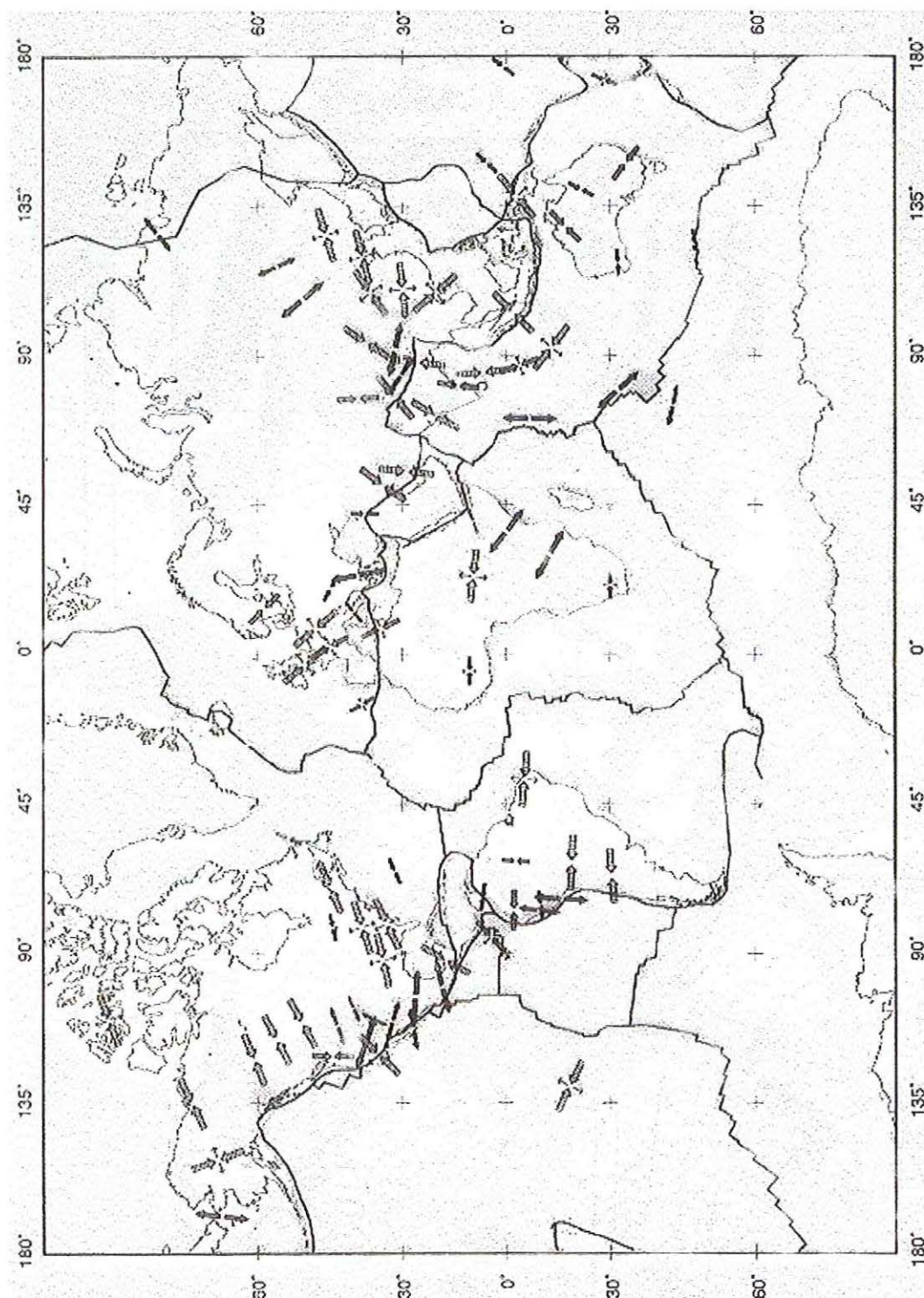
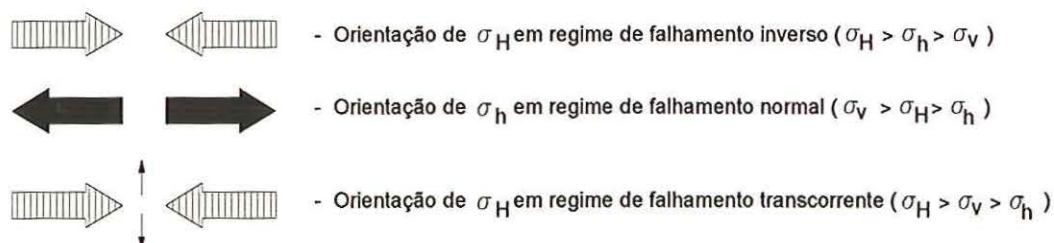


FIGURA 3.22. Mapa de tensões generalizado, mostrando as direções principais baseado nas médias dos dados apresentados na FIGURA 3.21. O significado dos símbolos é descrito no texto. Simplificado de Zoback (1992).

O tamanho dos símbolos referem-se à qualidade dos dados e são definidos como segue:



As principais conclusões do Projeto baseiam-se principalmente nas orientações de σ_H (Zoback et al., 1989; Zoback, 1992) que podem ser verificadas pela inspeção das FIGURAS 3.21 e 3.22. Elas são:

1. as orientações de σ_H inferido por diferentes técnicas mostram-se consistentes e similares, a despeito de diferentes profundidades e volumes de rocha amostrados; os dados indicam que tanto a orientação como a magnitude relativa do campo de tensões são geralmente uniformes em profundidade para rochas competentes;
2. os diferentes indicadores definem um campo de tensão tectônica homogêneo para vastas regiões da crosta terrestre (1.000 – 5.000 km em superfície), que estão submetidas a padrões uniformes de orientação de tensões, a despeito da complexidade geológica e estrutural da crosta superior; assim, a fonte destes campos de tensões regionalmente uniformes necessitam ser de grande escala;
3. existe uma correlação entre a orientação de σ_H e as direções do movimento absoluto das placas por vastas regiões.

Estas observações são confirmadas quando se enfoca, isoladamente, algumas regiões do globo terrestre.

A consistente direção ENE de σ_H no leste dos Estados Unidos e por quase todo Canadá é

generalizadamente paralela ao movimento da placa Norte-Americana. Zoback (1986, *apud* Zoback 1992) mostrou que esta direção é também coincidente com as forças de empurrão das dorsais oceânicas.

As orientações de σ_H são também subparalelas ao movimento absoluto da placa na porção ocidental da Europa. A compressão NNW a NW por todo oeste europeu tem sido modelada com sucesso, através da combinação do efeito da divergência de placas a partir da dorsal oceânica na borda noroeste da Placa Euro-asiática e convergência continental e colisão entre África e Eurásia ao longo da borda sul (Grunthal & Stromeyer, 1992).

Nas demais porções continentais do globo, as direções do σ_H parecem não se correlacionarem diretamente com a movimentação absoluta ou relativa das placas, provavelmente devido a escassez de informações, mas é evidente sua relação com as forças geradas nos limites das placas.

A imposição destas forças parece ser a causa dominante que influencia o campo de tensões até pelo menos 1.000 km para o interior das placas. Deste modo, as forças compressivas que as movimentam, geradas principalmente pelo afastamento de placas a partir das dorsais e pela colisão entre placas, têm um papel fundamental na determinação do campo de tensões em seus interiores (Zoback & Magee, 1991; Zoback, 1992).

3.5.2. Magnitudes Relativas das Tensões na Litosfera

As magnitudes das tensões utilizadas no MMT, avaliadas pelas determinações *in situ* representam apenas 2% dos dados (103/5701), e geralmente de apenas 1 - 2 km de profundidade. Para maiores profundidades, as magnitudes foram inferidas a partir de estudos de laboratório ou extrapoladas das determinações próximas da superfície.

Foram utilizadas informações das magnitudes relativas e absolutas a partir de mecanismo

focal de terremotos, determinações *in situ* e análise estrutural de falhamentos, para enquadrar os dados nos três regimes de tensão: distensivo, transcorrente e de cavalgamento (FIGURA 3.23). A localização dos dados correspondentes a estes regimes é indicado na FIGURA 3.22.

Outra importante conclusão geral que o MMT aponta é que a maioria das regiões intra-placa é caracterizada por deformação compressiva (regimes transcorrente e de cavalgamento), ou seja, com uma ou as duas tensões horizontais principais maiores que a tensão vertical, concordando com o estudo de Rummel (1986). Regiões de regime distensivo ocorrem principalmente em áreas topograficamente elevadas, tanto continentais (Andes, Platô do Tibete, *rift* do Leste Africano, por exemplo) como oceânicas.

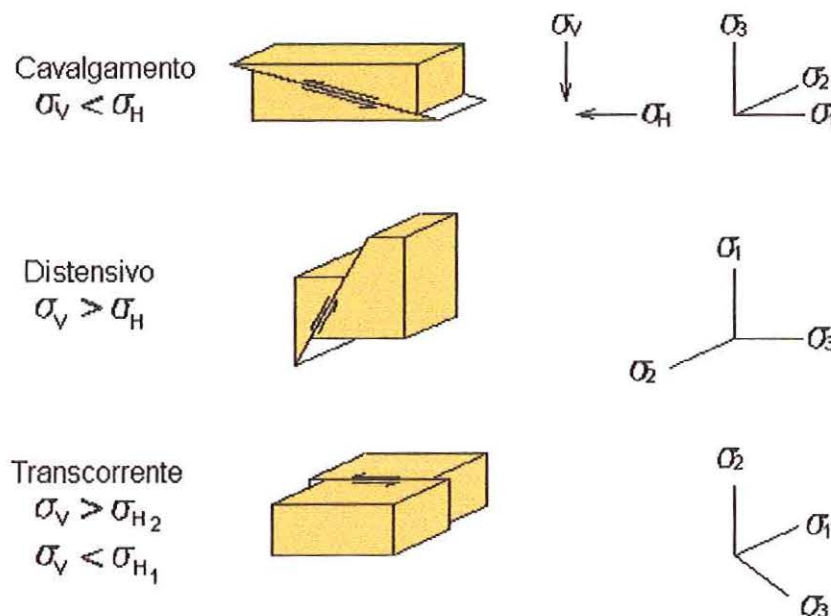


FIGURA 3.23. Regimes de tensões principais em relação ao desenvolvimento de falhas. Baseado em Anderson (1951).

3.5.3. A Utilização do MMT em Problemas de Engenharia

Deve-se ressaltar que o MMT, como visto, define grandes domínios de regimes unifor-

mes de tensões e, portanto, apresenta uma tendência à simplificação e generalização do campo de tensões regional. Assim, quando não se dispõe de qualquer tipo de dado, ele pode ajudar na identificação do padrão da tensão regional em grande escala.

Entretanto, suas informações podem não refletir o campo de tensões local, o qual é relevante a um problema particular de engenharia de rocha. No MMT é assumido que uma das tensões principais é vertical, porém a validade desta hipótese deve ser verificada para cada caso específico.

Além disto, a distribuição da densidade de dados é muito heterogênea, e este fato deve ser levado em conta para sua utilização na previsão das tensões em uma dada localidade. Sendo as direções e magnitudes das tensões de fundamental importância para o projeto de escavações subterrâneas, é essencial a programação de ensaios para determinações de tensões *in situ* para projetos civis e mineiros subterrâneos.

3.6. FATORES QUE INFLUEM NA REDISTRIBUIÇÃO DAS TENSÕES

As tensões regionais são afetadas por feições topográficas e geológico-estruturais, tanto em suas direções como em suas magnitudes. A amplitude desta influência está diretamente relacionada à escala destas feições. Discute-se neste ítem alguns aspectos relacionados à redistribuição de tensões, essenciais para a compreensão das relações existentes entre o estado das tensões local e regional.

3.6.1. Topografia e Superfícies de Escavação

Próximo a superfícies planas e horizontais, as orientações esperadas das tensões princi-

país são vertical e horizontais. Também é esperado que em profundidade, as tensões apresentem este mesmo comportamento (FIGURA 3.24a). Porém, em terrenos com topografia acidentada, as direções das tensões principais regionais próximas à superfície são redistribuídas. Em vales em forma de v, por exemplo, a tensão principal mínima (σ_3) é normal à encosta e sua magnitude próxima à zero, enquanto as outras duas tensões principais (σ_1 e σ_2) posicionam-se em um plano paralelo a ela (FIGURA 3.24b). As magnitudes destas tensões (σ_1 e σ_2) também se aproximam de zero onde a encosta rochosa for convexa, mas ampliam-se onde a encosta for côncava. Abaixo do fundo do vale, σ_1 e σ_2 posicionam-se sub-horizontalmente e apresentam as maiores magnitudes (Goodman, 1989).

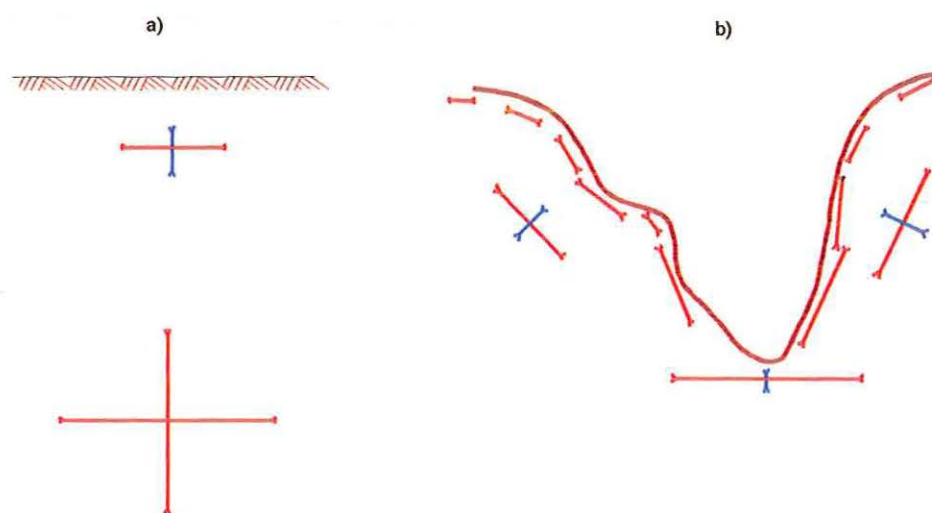


FIGURA 3.24. Influência da topografia nas tensões naturais. Fonte: Goodman (1989).

Estes comportamentos foram verificados por Zhu et al. (1985) e Li et al. (1986), que apresentaram as determinações de tensões na casa de força subterrânea da Hidrelétrica de Ertan (China). A barragem situa-se em um vale assimétrico profundo no rio Yalong, o qual tem orientação N60W. As determinações *in situ* pelo método de sobrefuração indicaram tensões elevadas (de 26 a 60 MPa), sendo que as maiores tensões foram determinadas na parte inferior do vale, sob o rio, local de maior concentração de tensões.

O modelo geológico regional indica orientação da tensão tectônica principal N-S, e a técnica de mecanismo focal de terremotos mostra orientação entre N10-20W para a tensão tectônica atual (σ_1). Porém, no local da barragem, a orientação determinada de σ_1 é de N30E, perpendicular à direção do rio (próximo ao fundo do vale) com mergulho um pouco menor em relação à inclinação da encosta, deixando clara a influência topográfica nas direções das tensões principais. As determinações *in situ* mostraram também que o maciço rochoso pode ser subdividido em três zonas: de alívio, de concentração e de tensões constantes, mostrando a tendência de alívio das tensões próximo à superfície livre (FIGURA 3.25).

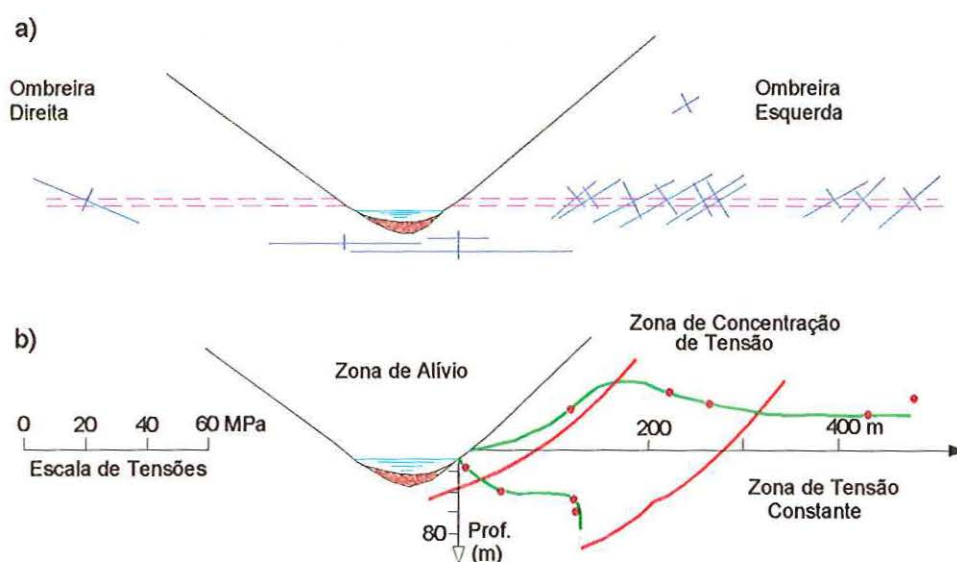


FIGURA 3.25. Tensões na barragem de Ertan (China). (a) Tensões principais em sienito numa seção transversal ao vale do rio Yalong. (b) Caracterização de três zonas pelas determinações de tensões. Baseado em Li et al. (1986).

Existem inúmeros estudos (Amadei & Stephansson, 1997) que relatam que em regiões acidentadas (montanhas e vales) a topografia é o fator dominante que afeta as tensões naturais, onde a direção de σ_1 condiciona-se geralmente paralela ao alinhamento da crista das montanhas nos locais próximo ao topo e perpendicular ao rio próximo junto ao fundo dos vales.

Com relação às superfícies livres geradas quando um maciço rochoso é escavado artifici-

almente (embora a escala seja bem inferior quando comparada à das superfícies das encostas naturais), os fenômenos de redistribuição de tensões seguem os mesmos fundamentos, exceto em caso de maciços sobretensionados, que podem gerar explosões de rocha (*rockburst*), reflexo da liberação abrupta das tensões. Assim, em superfícies de escavação, verificam-se três efeitos principais (FIGURA 3.26):

1. a resistência da rocha escavada é eliminada, e a nova superfície livre tende a se mover;
2. nesta nova superfície, as magnitudes das duas tensões de cisalhamento e da componente da tensão normal a ela tendem a ser zeradas. Assim, toda superfície escavada autoportante tenderá a ser um plano de tensão principal. Normalmente isto distorce o campo de tensões através da rotação das direções principais, mudando suas magnitudes e fazendo com que a tensão principal normal à superfície tenda a zero;
3. nível da água na escavação tende a zero, com o fluxo convergindo para a superfície livre.

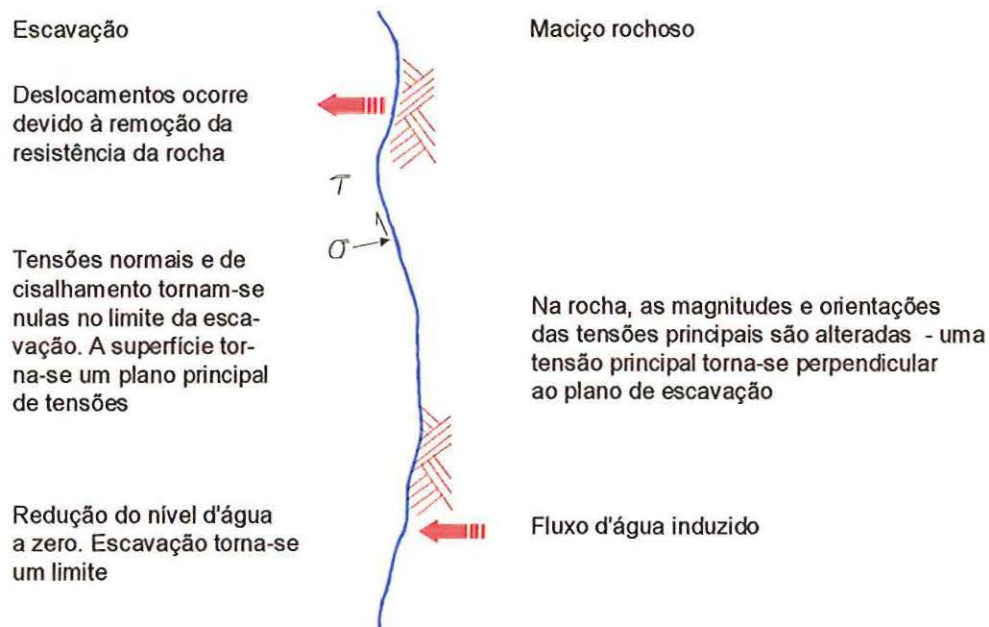


FIGURA 3.26. Os três efeitos primários da escavação em rocha. Baseado em Hudson & Cooling (1988).

3.6.2. Feições Geológicas e Estruturais

Assume-se freqüentemente em Mecânica de Rochas, modelos em que a rocha ou maciço rochoso são contínuos, homogêneos, isotrópicos, linearmente elásticos e que seu comportamento não é uma função do tempo. No contexto da determinação de tensões *in situ*, a validade destas hipóteses necessita ser examinada, principalmente no que tange às feições geológicas e estruturais. Pode-se fazer as seguintes observações sobre estes pontos :

1. a rocha ou maciço rochoso não são contínuos e o campo de tensões local pode ser significativamente alterado por descontinuidades, sendo que esta perturbação pode se dar em escalas muito grandes até muito pequenas. Assim, o campo de tensões altera-se a partir de microfissuras, fissuras, planos de juntas até grandes falhas regionais. Como resultado destes distúrbios naturais, é esperado que as tensões determinadas *in situ* sejam muito variáveis ao longo de um maciço rochoso fraturado;
2. a rocha intacta (matriz) pode não ser homogênea. Num maciço rochoso, as tensões tendem a ser maiores em locais onde a rocha for mais rígida;
3. a rocha pode não ser isotrópica. Isto tem um significado duplo para as determinações de tensões *in situ*: não só as tensões são afetadas pelas anisotropias, como os métodos de tratamento dos dados devem levar isto em conta, se for usada uma solução elástica.

Vários exemplos ilustram estes fatos.

Uma das mais significativas perturbações locais do campo natural de tensões é causado por descontinuidades persistentes (FIGURA 3.27). Se a descontinuidade for aberta, σ_1 será desviado paralelamente a ela. Se o material de preenchimento tiver as mesmas propriedades da rocha encaixante, σ_1 não será afetado. Por outro lado, se o material da descontinuidade for mais rígido do que o meio, σ_1 será desviado perpendicularmente a ela. Naturalmente, os casos reais

estão entre os dois extremos, com a maioria ocorrendo no caso onde o material de preenchimento da descontinuidade é mais fraco do que o da rocha encaixante. Propositadamente, a FIGURA 3.27 não apresenta escala, pois estes fenômenos são observados tanto na média como na macro-escala.

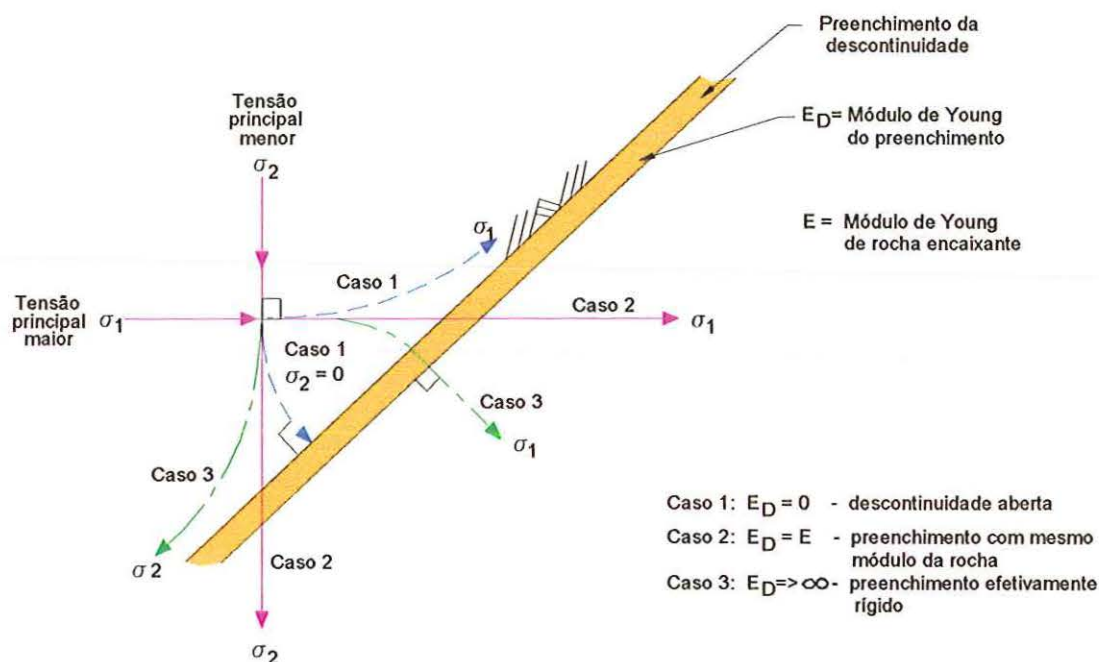


FIGURA 3.27. Efeito de uma descontinuidade em relação ao estado de tensão. Casos extremos: preenchimento com um módulo de Young próximo a zero (caso 1) e infinito (caso 3). Caso intermediário: preenchimento com o mesmo módulo da rocha encaixante. O modelo é genérico e o posicionamento preciso das direções das tensões principais dependerá das condições específicas de cada caso particular. Baseado em Hudson & Cooling (1988).

Outro exemplo de uma descontinuidade modelada matematicamente é ilustrado na FIGURA 3.28, onde se observa sua influência na perturbação do campo proximal das tensões.



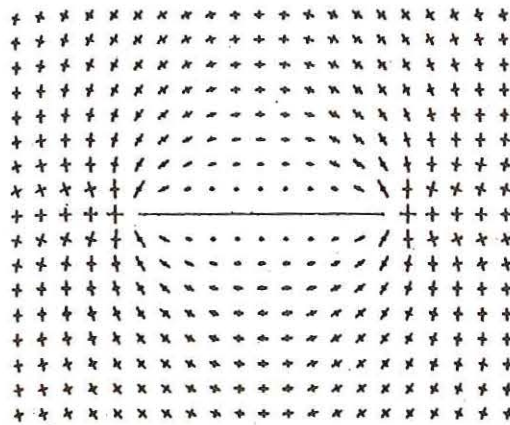


FIGURA 3.28. Exemplo do efeito de uma descontinuidade no campo de tensão próximo. Modelo com tensão hidrostática 2-D e descontinuidade com módulo de Young igual a 10% do da rocha encaixante. As cruzes representam as magnitudes e direções das tensões principais. Notar como o campo de tensão na proximidade da descontinuidade difere do campo de tensões distal. Fonte: Hudson & Cooling (1988).

O efeito de heterogeneidades nas tensões em maciços rochosos pode ser visualizado usando-se um modelo simples, como o ilustrado na FIGURA 3.29.

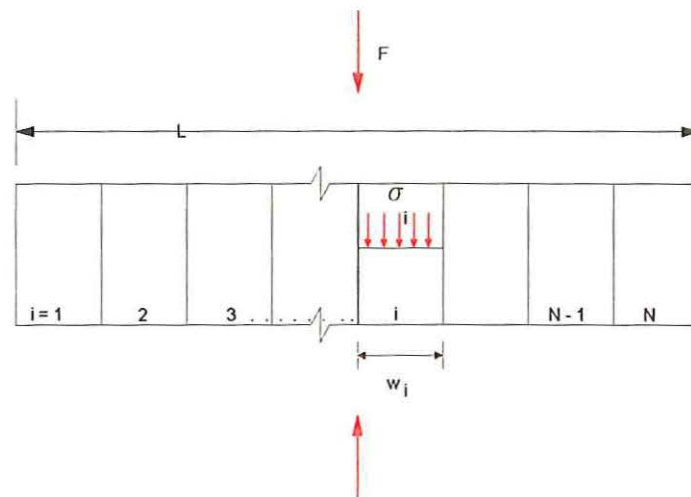


FIGURA 3.29, Tensões em um maciço rochoso idealizado, composto por N elementos justapostos com diferentes módulos E_i ($i = 1, N$). Fonte: Amadei & Stephansson (1997).

Nela, um meio composto de N elementos conectados e justapostos, com módulos de Young E_i ($i = 1, n$) é submetido a uma força normal F aplicada sobre uma área $A = \sum A_i = L \cdot 1$,

onde $A_i = w_i \cdot l$ é a área de cada elemento i . Usando-se conceitos básicos da resistência dos materiais e assumindo um deslocamento uniforme sobre a área A (ou comprimento L), a tensão σ_i em cada elemento será igual a:

$$\sigma_i = \frac{E_i L}{\sum_{k=1}^n w_k E_k} \cdot \sigma_{av}$$

onde σ_{av} é a tensão média e é igual a F/A .

Essa equação mostra que a tensão local em um elemento pode diferir da tensão média, e que ela é controlada pelo valor do módulo de Young de cada elemento (E_i). Elementos mais rígidos apresentam tensões mais elevadas enquanto elementos menos rígidos mostram menores tensões. Se, por exemplo, todos os elementos da FIGURA 3.29 estivessem localizados lado a lado a uma profundidade z com $\sigma_{av} = \gamma z$, em uma escavação através destes elementos podem-se esperar mudanças na tensão vertical, que dependem da rigidez local da rocha.

A FIGURA 3.30 é outro exemplo, e mostra como a tensão vertical pode variar ao longo de planos horizontais que cortam uma sucessão de camadas dobradas em sinformas e antiformas, com diferenças de rigidez entre elas. Um túnel ao longo da linha AA' atravessaria uma camada menos rígida (tracejada) sob a antiforma com tensões praticamente nulas e crescentes até a camada mais rígida (pontilhada), onde se verifica tensões constantes e elevadas. Da mesma forma, um túnel ao longo da linha BB' passaria de uma rocha com tensões relativamente baixas na camada menos rígida para uma rocha com elevadas tensões na camada mais rígida, na passagem sob a charneira da sinforma.

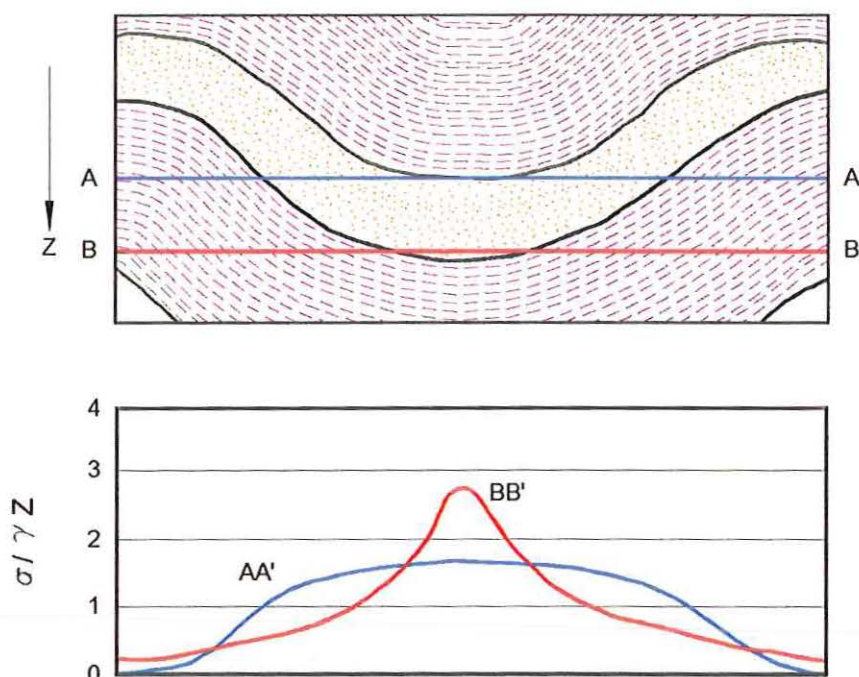


FIGURA 3.30. Influência de dobras em rochas estratificadas heterogêneas em relação à tensão vertical. Baseado em Goodman (1989).

Estes exemplos evidenciam que, devido a heterogeneidades relativas à variação de rigidez e à estrutura das rochas, em determinados locais a tensão vertical não corresponde ao peso da coluna sobrejacente.

Em relação às anisotropias das rochas, o grau de influência causada no estado de tensões *in situ*, depende das características e orientações dos planos principais de anisotropia.

A maioria das rochas e maciços rochosos é anisotrópica, significando que suas propriedades mecânicas variam com a direção. Esta variação é freqüentemente relativa à trama das rochas, na forma de planos de foliação, contatos litológicos e outras. Deste modo, o comportamento anisotrópico é característico de rochas metamórficas foliadas, rochas sedimentares estratificadas e rochas cortadas por famílias de juntas de pequenos espaçamentos.

As rochas apresentam uma ou mais direções de simetria. Geralmente, utilizam-se os sistemas ortotrópico e transversalmente isotrópico para descrever as simetrias das anisotropias das rochas (Amadei & Stephansson 1997). Para descrever a simetria de rochas que apresentam um

sistema dominante de planos, como as rochas foliadas e sedimentares, utiliza-se comumente a isotropia transversa (maciços transversalmente isotrópicos).

As constantes mecânicas usadas para descrever a deformabilidade das rochas são: (1) E e E' – módulos de Young paralelo e normal ao plano anisotrópico, respectivamente; (2) ν e ν' – coeficiente de Poisson caracterizando a deformação lateral no plano anisotrópico em relação à tensão aplicada paralela e perpendicularmente a ele; e (3) G e G' – módulos de cisalhamento no plano anisotrópico e normal a ele, respectivamente. Para a maioria das rochas transversalmente isotrópicas, as razões E/E' e G/G' variam entre 1 e 3; e os coeficientes ν e ν' entre 0,15 e 0,35 (Amadei *et al.*, 1987).

Amadei (1996) apresenta dois exemplos numéricos que ilustram o grau de influência das anisotropias das rochas nos resultados de ensaios simulados de sobrefuração.

No primeiro exemplo, o plano de anisotropia é assumido ser horizontal e paralelo ao furo de sondagem. As propriedades elásticas adotadas foram: $E = 35$ GPa, $\nu = 0,25$ e $G = 14$ GPa. As razões adotadas para E/E' foram de 1, 1,5, 2 e 3. As razões G/G' utilizadas foram 1 e 2. Os coeficientes de Poisson ν' foram de 0,25 (para o caso isotrópico) e 0,27 (para os casos anisotrópicos).

A TABELA 3.1 indica que, para um dado valor de G/G' , a magnitude das tensões aumentam com E/E' , ou em outras palavras, com a rocha tornando-se mais deformável na direção perpendicular ao plano de anisotropia. O erro envolvido negligenciando a anisotropia (quando $E/E'=1$) pode ser grande. Considerando $E/E'=3$ e $G/G'=1$, os erros em σ_1 , σ_2 e σ_3 são 8, 23 e 112%, respectivamente.

TABELA 3.1. Magnitudes das tensões principais (em MPa) para diferentes valores de E/E' e G/G' . $E/E'=G/G' = 1$ corresponde ao caso isotrópico. Fonte: Amadei (1996).

	$G/G' = 1$				$G/G' = 2$			
	$E/E' = 1$	$E/E' = 1.5$	$E/E' = 2$	$E/E' = 3$	$E/E' = 1$	$E/E' = 1.5$	$E/E' = 2$	$E/E' = 3$
σ_1	3,83	3,87	3,93	4,14	3,04	3,08	3,15	3,34
σ_2	3,07	3,26	3,42	3,78	2,57	2,65	2,74	2,93
σ_3	0,24	0,32	0,38	0,51	0,33	0,37	0,41	0,48

A FIGURA 3.31 mostra a orientação das tensões principais. Para um dado valor de G/G' , as direções de σ_1 e σ_2 rotacionam-se com o aumento de E/E' , enquanto a orientação de σ_3 não é essencialmente afetada pela anisotropia da rocha. A FIGURA 3.31a mostra que a diferença angular, comparando-se o meio isotrópico ($E/E' = 1$) ao meio anisotrópico ($E/E' = 3$), fica em 15° para σ_1 , 18° para σ_2 , e 3° para σ_3 .

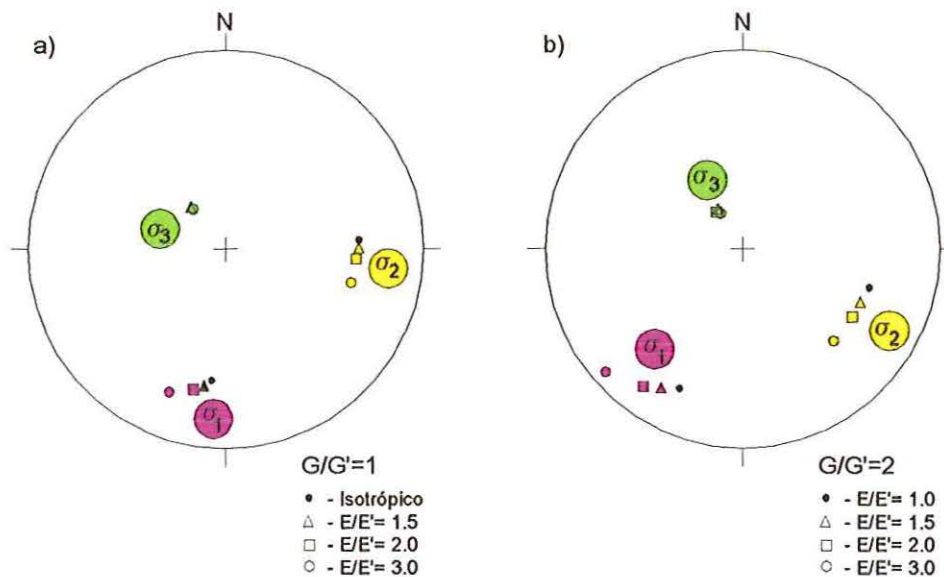


FIGURA 3.31. Estereograma das orientações das tensões principais para $E/E'=1, 1,5, 2$ e 3 , e $G/G'=1$ e 2 em a) e b), respectivamente. O caso isotrópico corresponde a $E/E' = G/G' = 1$. Semi-esfera inferior. Baseado em Amadei (1996).

No segundo exemplo, a rocha também é assumida como transversalmente isotrópica, mas

com $E = 35 \text{ GPa}$, $E' = 17,5 \text{ GPa}$, $\nu = 0,25$, $\nu' = 0,27$, $G = 14 \text{ GPa}$ e $G' = 7 \text{ GPa}$, fixando-se E/E' e G/G' a 2. O plano de anisotropia da rocha mergulha 30° . Simula-se neste exemplo os resultados dos ensaios com a variação do ângulo (α) do plano anisotrópico em relação ao furo de sondagem entre 0° (paralelo) e 90° (normal).

A TABELA 3.2 indica que a magnitude das tensões principais é dependente do ângulo α . Considerando-se o meio isotrópico, os erros máximos encontrados são de 19% para σ_1 (quando $\alpha = 0^\circ$), 22% para σ_2 (quando $\alpha = 0^\circ$), e 104% para σ_3 (quando $\alpha = 90^\circ$).

TABELA 3.2. Magnitude das tensões principais (em MPa) para diferentes valores de α , variando entre 0° e 90° , com $E/E' = G/G' = 2$. O caso isotrópico é mostrado para comparação. O plano de anisotropia mergulha 30° Fonte: Amadei (1997).

	Isotrópico	$\alpha = 0^\circ$	$\alpha = 15^\circ$	$\alpha = 30^\circ$	$\alpha = 45^\circ$	$\alpha = 60^\circ$	$\alpha = 75^\circ$	$\alpha = 90^\circ$
σ_1	3,83	3,08	3,10	3,14	3,20	3,28	3,36	3,44
σ_2	3,07	2,38	2,47	2,58	2,71	2,84	2,96	3,06
σ_3	0,24	0,29	0,33	0,38	0,43	0,47	0,49	0,49

A FIGURA 3.32 mostra que σ_1 e σ_2 rotacionam-se segundo o plano de anisotropia. O eixo σ_3 permanece essencialmente perpendicular ao plano, representado pelo grande círculo, praticamente não sendo afetado pela variação de α . Considerando o meio isotrópico, os erros máximos encontrados são de 120° para σ_1 (quando $\alpha = 0^\circ$), 125° para σ_2 (quando $\alpha = 60^\circ$), e 12° para σ_3 (quando $\alpha = 90^\circ$).

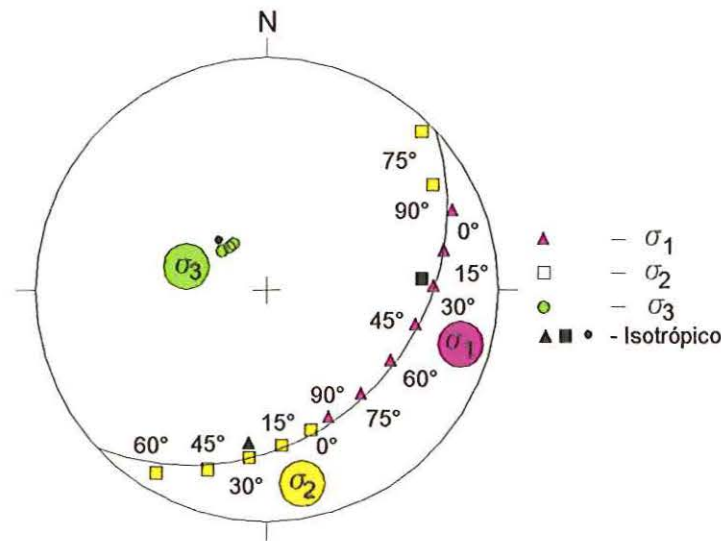


FIGURA 3.32. Estereograma das orientações das tensões principais quando o plano de anisotropia mergulha 30° e o ângulo entre ele e o furo (α) varia entre 0° e 90° . A solução isotrópica é mostrada para comparação. Semiesfera inferior. Baseado em Amadei (1996).

À parte desses exemplos teóricos que mostram com clareza a influência das feições geológico-estruturais na redistribuição das tensões, encontra-se na bibliografia internacional inúmeros casos de determinação de tensões *in situ* onde se verificou esse fenômeno. Apresenta-se, a seguir, dois estudos com intuito de ilustrar esse fato.

As determinações das orientações das tensões, a partir de *breakouts* em volta de um domo salino no norte da Alemanha (Schneider, 1985, *apud* Breerton & Müller, 1991), comparadas com as direções das tensões principais de um modelo de elementos finitos (FIGURA 3.33), mostra uma clara concordância entre os resultados. As tensões principais se realinham próximo ao domo, ao passo que no seu interior as tensões encontradas são mais próximas das tensões regionais. A extensão da rotação depende das diferenças entre os parâmetros elásticos. Assim, o domo salino funciona como uma inclusão macia (*soft*) no material circundante mais rígido.

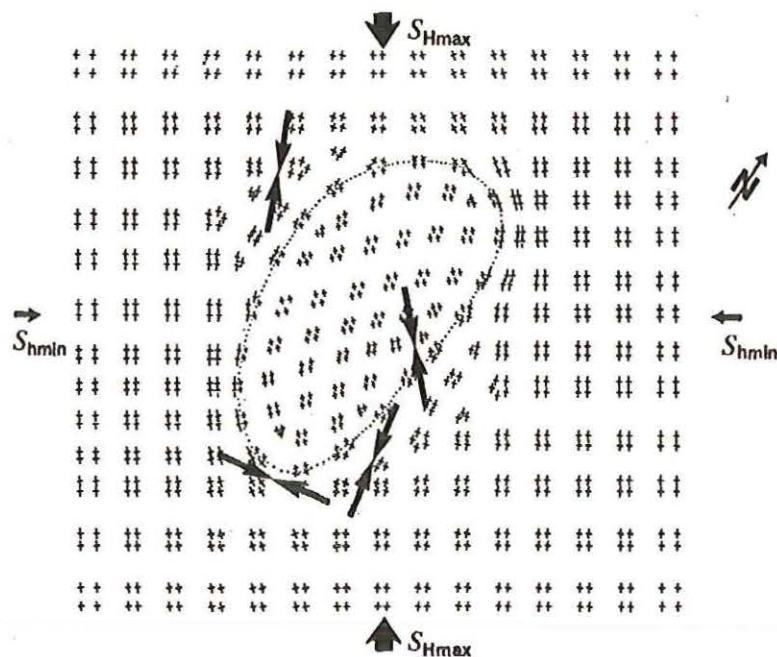


FIGURA 3.33. Orientações da tensão horizontal principal determinadas ao redor de um domo salino no Norte da Alemanha, comparado com as orientações de tensões calculadas (cruzes) usando modelo de elementos finitos. Fonte: Brereton & Müller (1991).

Martin & Chandler (1993) apresentam outro exemplo interessante sobre perturbação do campo de tensões em relação a estruturas geológicas, enfocando essa influência em várias escalas. Os estudos desenvolveram-se no Underground Research Laboratory (URL), do Atomic Energy of Canada Limited (AECL), localizado no sudeste de Manitoba, Canadá, onde se realizou várias pesquisas geomecânicas para a viabilização da disposição de resíduos nucleares em profundidade. Nesse local foram determinados mais de 350 tensores de tensões através de células triaxiais, entre outras técnicas.

O URL situa-se no interior do batólito granítico Lac du Bonet, uma das muitas intrusões graníticas do Escudo Canadense. O batólito é composto por um granito-granodiorito maciço, porfirítico e relativamente indiferenciado.

A escavação do *shaft* interceptou duas zonas de falha de empurrão que mergulham de 25 a 30° para sudeste (FIGURA 3.34). Estas falhas são referidas como Zona de Fratura 3 (ZF-3) e

Zona de Fratura 2 (ZF-2) e uma de suas ramificações de Zona de Fratura 2,5 (ZF-2,5). O maciço rochoso apresenta duas ou mais famílias regulares de juntas, que decrescem em persistência em profundidade até a ZF-2,5. Abaixo da ZF-2 o maciço rochoso não apresenta juntas.

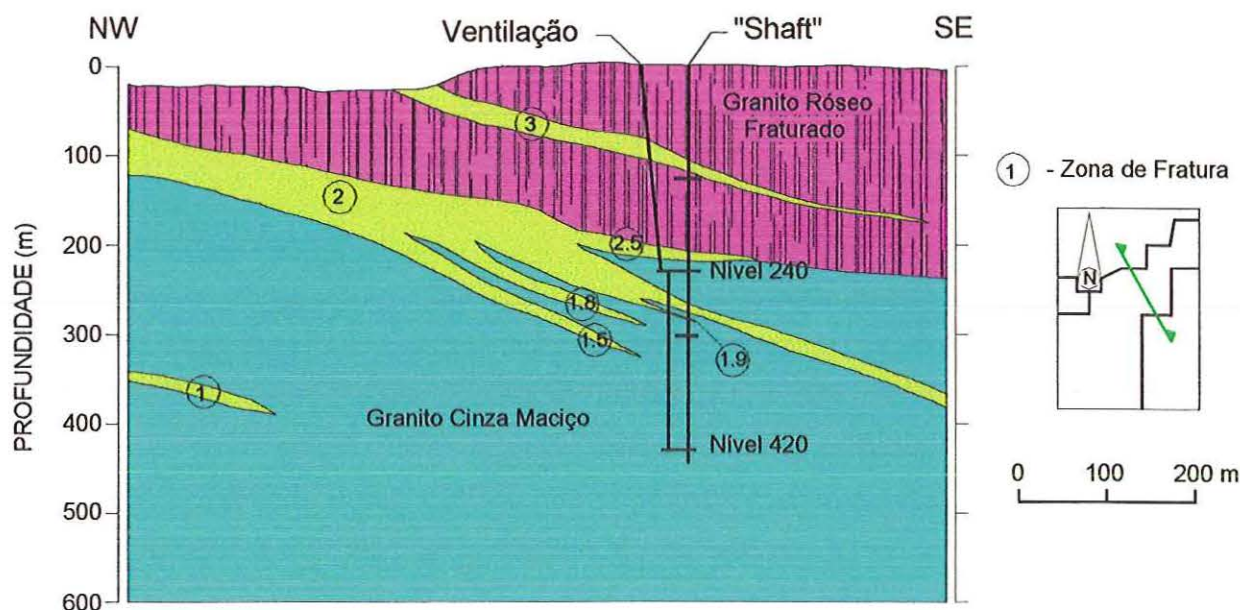


FIGURA 3.34. Seção geológica do URL mostrando as zonas de fratura principais e o fraturamento vertical no granito róseo. Abaixo da ZF-2 a rocha é o granito cinza maciço, predominantemente não fraturado. Baseado em Martin & Chandler (1993).

Os pesquisadores verificaram que as estruturas geológicas afetam as tensões *in situ* em suas diferentes escalas: na microescala, relacionadas às microfissuras; na escala média, influenciada por fraturas discretas; e na macroescala, pelas zonas de falha inversa:

1. **Microescala** – observou-se nas amostras sobrefuradas do nível 240 m a presença de microfissuras muito discretas, alinhadas com a direção das juntas subverticais (FIGURA 3.35). Rochas competentes como as ensaiadas neste local são propensas à microfissuração. O módulo de Young determinado na direção perpendicular a estes planos foi 50% do valor do módulo paralelo. Os coeficientes de Poisson paralelo e perpendicular foram de 0,25 e 0,15, respectivamente. Estas informações foram usadas para o desenvolvimento de um modelo

transversalmente isotrópico.

Os resultados das sobrefurações no nível 240 m foram inicialmente interpretados assumindo uma rocha elástica linear, isotrópica, homogênea e contínua. Posteriormente, foram reanalisados usando o modelo transversalmente isotrópico. A variação dos resultados das direções dos tensores é mostrada na FIGURA 3.36. As magnitudes também foram modificadas para esta solução anisotrópica, sendo reduzidas para todas as tensões principais.

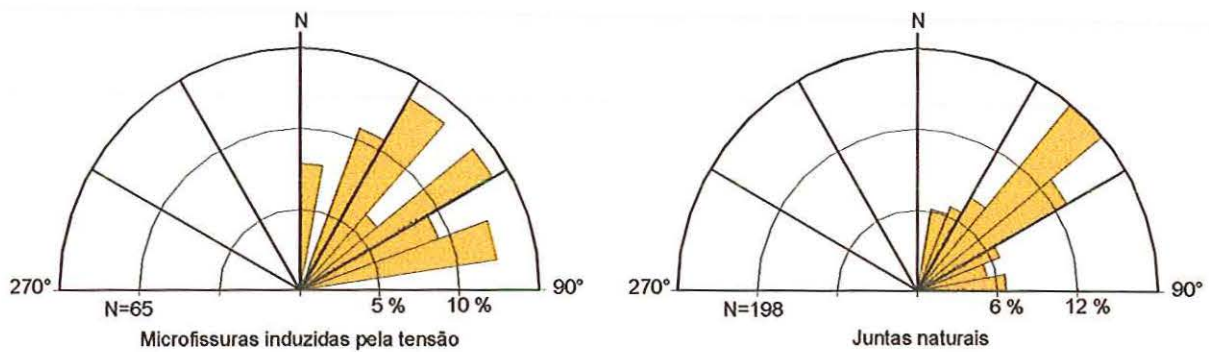


FIGURA 3.35. Diagrama em rosácea das microfissuras das amostras sobrefuradas e das juntas subverticais. Baseado em Martin & Chandler (1993).

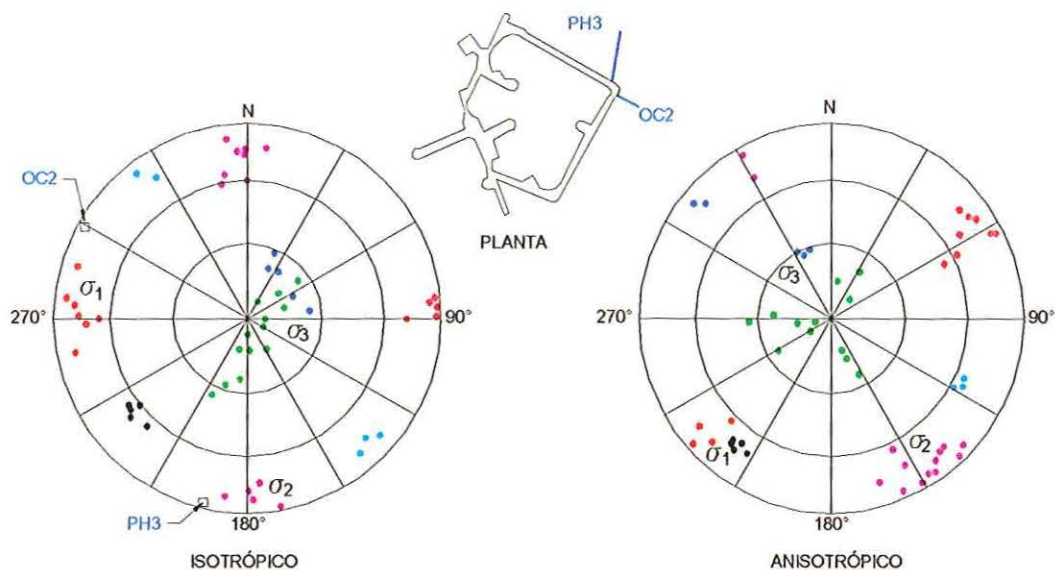


FIGURA 3.36. Estereogramas mostrando os resultados dos ensaios de sobreperfuração triaxial dos furos PH 3 (pontos pretos, azuis claros e escuros) e OC 2 (pontos marrons, vermelhos e verdes). A análise isotrópica não considera as microfissuras nas amostras sobreperfuradas. A análise anisotrópica considera as microfissuras e indica resultados similares entre os furos. Baseado em Martin & Chandler (1993).

2. **Escala média** – utilizou-se uma zona de fratura discreta (fratura da galeria 209 - FG-209) interceptada no nível 240 m para investigar a perturbação causada na tensão *in situ* próxima a ela (FIGURA 3.37). Esta fratura é composta por planos escalonados (em *échelon*), de espessuras entre 0,4 e 2,0 metros. Executaram-se 38 ensaios de sobreperfuração com células triaxiais na galeria 210 e na junção das galerias 209 e 210, além de outros 30 ensaios nas proximidades da FG-209. A comparação das orientações é mostrada na FIGURA 3.38. Nota-se que, próximo à FG-209, σ_3 é perpendicular ao plano da fratura, porém fora de sua influência, σ_3 é subvertical. As magnitudes, do mesmo modo, indicam ser afetadas em ambos lados da fratura (FIGURA 3.37).

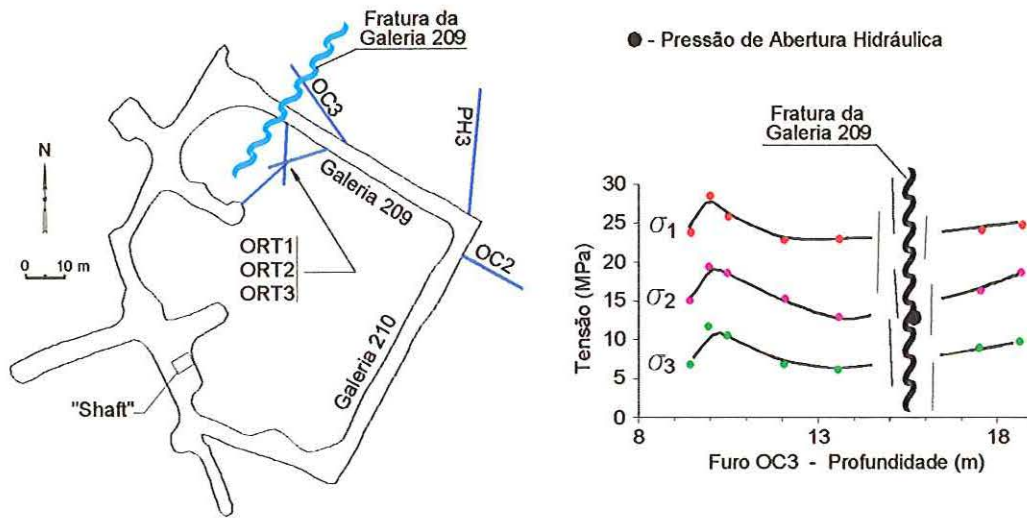


FIGURA 3.37. Ensaios realizados no nível 240 m. (a) Planta de localização da FG-209. (b) Magnitudes das tensões determinadas nos ensaios em ambos os lados da fratura. Baseado em Martin & Chandler (1993).

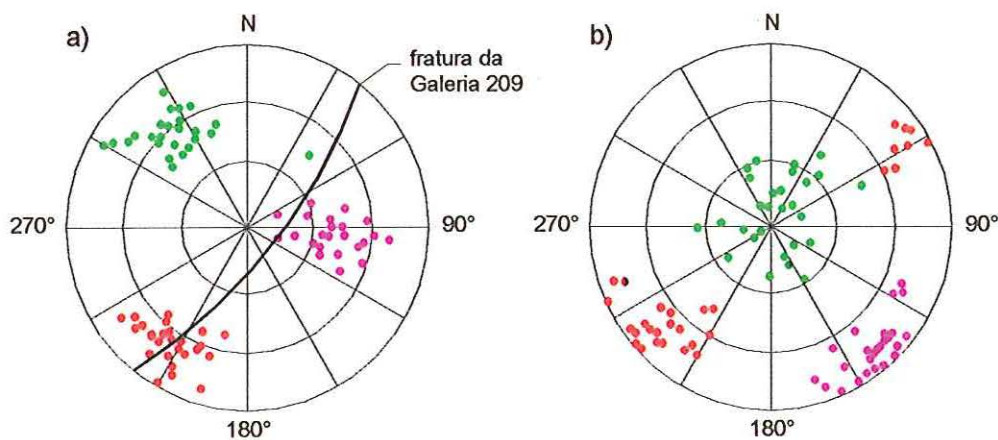


FIGURA 3.38. Comparação das orientações das tensões próximas (a) e distantes (b) 30 m da FG-209. Nota-se que σ_3 é normal à fratura quando próximo a ela, mas posiciona-se na vertical quando distante da fratura. Baseado em Martin & Chandler (1993).

3. **Macroescala** - a orientação da tensão horizontal máxima em relação à profundidade, indica dois domínios distintos de tensões: um, a partir da superfície até a ZF- 2, onde σ_1 é paralelo à família principal de juntas subverticais e alinhado à direção da ZF-2 - N40E(FIGURA

3.39); e outro, abaixo da ZF-2, onde σ_1 está rotacionado 90°, coincidente com a direção da maior compressão regional nesta área do Escudo Canadense (Herget 1990, *apud* Martin & Chandler, 1993).

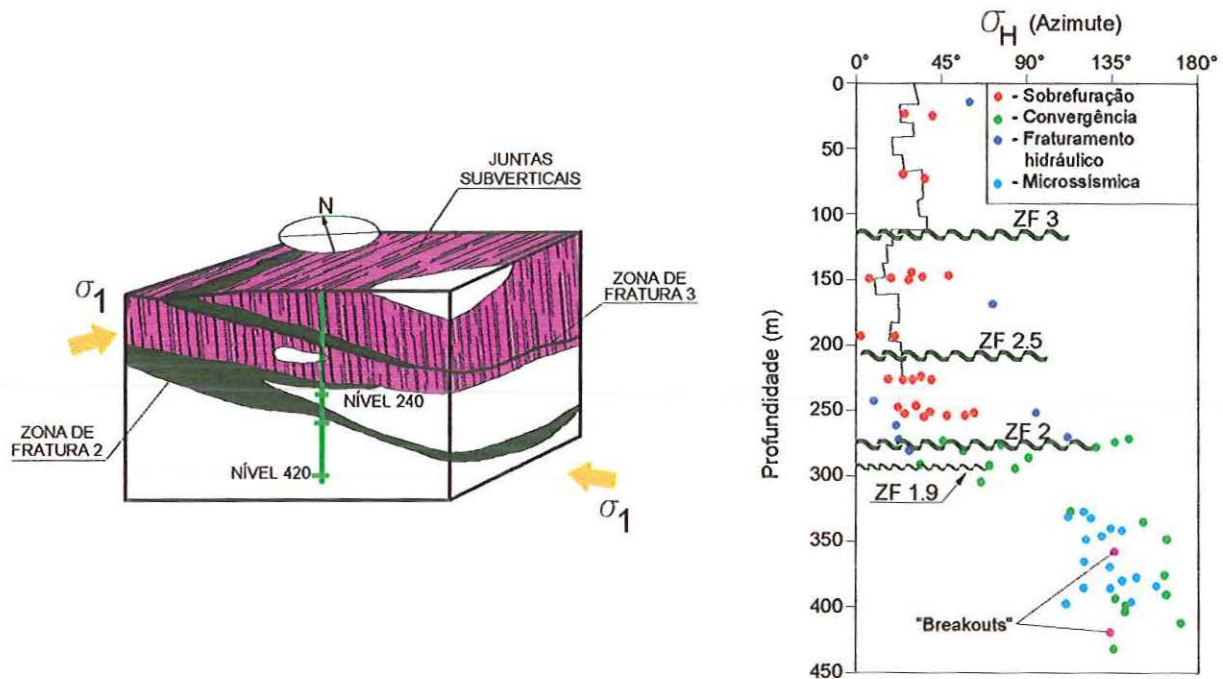


FIGURA 3.39. Tensão horizontal máxima x profundidade. Note-se a rotação da tensão horizontal máxima acima e abaixo da ZF-2. O bloco-diagrama ilustra a orientação da tensão relativa à direção e mergulho da ZF-2. Baseado em Martin & Chandler (1993).

Desenvolveu-se também um modelo numérico através do UDEC (*Universal Distinct Element Code* - da *Itasca, Inc.*), o qual foi comparado com os resultados dos ensaios realizados acima e abaixo da ZF-2. Os resultados foram coincidentes, constatando-se o aumento abrupto das magnitudes das tensões abaixo desta estrutura (FIGURA 3.40).

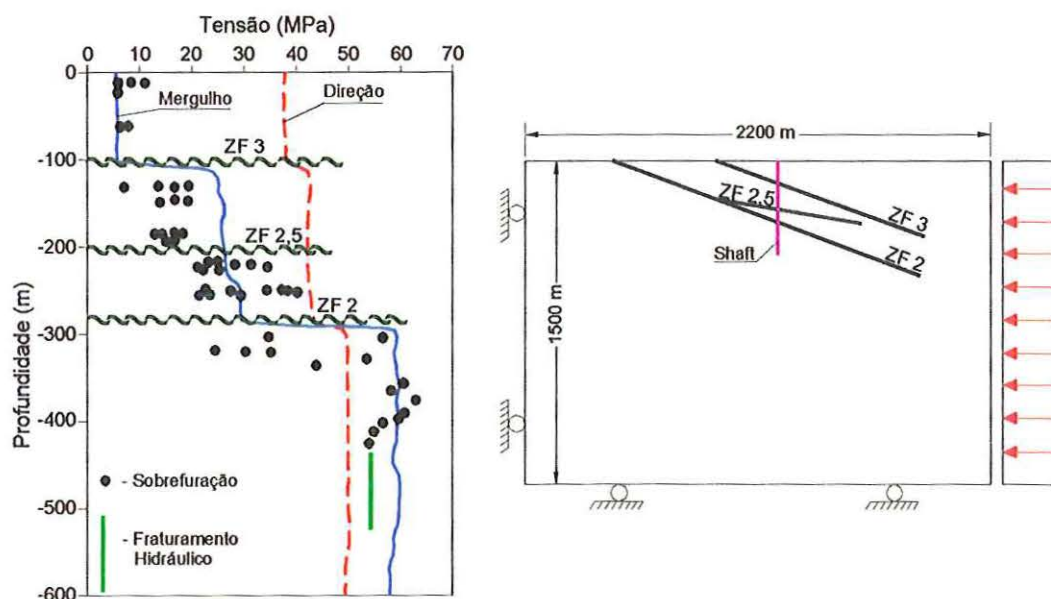


FIGURA 3.40. Magnitudes das tensões a partir do modelo de deformação plana - UDEC, paralelo ao mergulho da ZF-2, comparado com os valores da tensão horizontal máxima determinada *in situ*. Parâmetros do modelo: ângulo de atrito – 20° , rigidez normal à fratura - $K_n = 100\text{MPa/mm}$, rigidez ao cisalhamento - $K_s = 0,01 K_n$, coeficiente de Poisson - $0,2$, módulo de Young - $E = 60\text{ Gpa}$. Baseado em Martin & Chandler (1993).

Martin & Chandler (1993) verificaram ainda que os módulos da tensão principal menor (σ_3), determinados na posição subvertical ao longo do *shaft*, excedem a carga litostática próxima à ZF-2. Fora da influência desta estrutura, σ_3 (σ_v) equivale-se ao peso da coluna litostática (FIGURA 3.41).

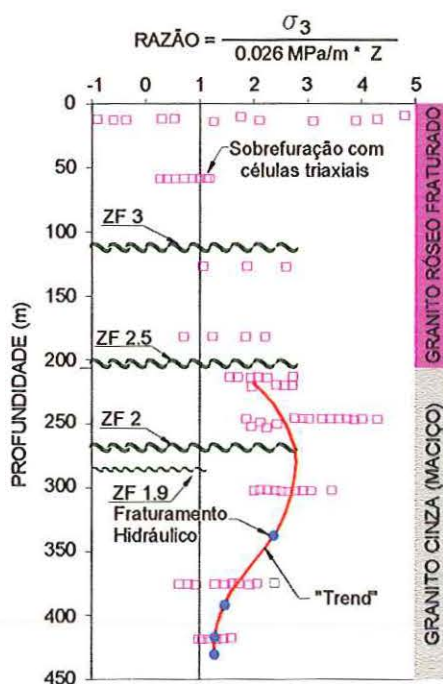


FIGURA 3.41. Valor de σ_3 (σ_v) normalizado pela carga litostática. Nota-se o aumento de σ_3 próximo à ZF-2 e sua aproximação da carga litostática acima e abaixo dessa Zona. Baseado em Martin & Chandler (1993).

3.6.3 Tensões Residuais

Tensões residuais são componentes de tensão que se autoequilibram, permanecendo na estrutura da rocha quando as forças externas e movimentos cessam. Elas podem desenvolver-se após os processos que conduzem a deformação de um corpo sob ação de tensão externa quando algumas partes deste corpo sofrem deformação permanente, ou aquecimento e esfriamento de um corpo no qual o coeficiente de expansão térmica não é homogêneo através do corpo (Voight, 1966).

Apesar de muito estudado e abordado em diversos trabalhos publicados principalmente nas décadas de 60 e 70, este tema ainda é controverso, e parece estar longe de uma compreensão segura e definitiva.

Não acidentalmente, as principais publicações que abordam tensão residual em rocha

admitem dificuldades cruciais na interpretação dos dados determinados. Por exemplo, Swolfs et al. (1974, p. 566) relata que *...a interpretação apropriada de nossos resultados não está totalmente clara, embora se tenha a sugestão de muitas possibilidades...* Friedman (1972, *apud* Bock, 1979) apresenta um catálogo de questões sobre este tema que ainda permanecem insolúveis.

Embora existam evidências para tensões residuais em metais, em maciços rochosos sua existência e influência no estado de tensões naturais é ainda assunto de discussões por geólogos, geofísicos e engenheiros.

Parece haver consenso entre pesquisadores do assunto, de que a importância das tensões residuais em engenharia de rocha é relativa ao volume de rocha no qual são armazenadas (volume de rocha no qual o equilíbrio é atingido). De acordo com Hyett *et al.* (1986), a importância das tensões residuais deve aumentar na medida em que o volume de rocha decresce da macro para a microescala. Esta tendência pode ser atribuída ao fato de que quando o volume aumenta, descontinuidades são mais comumente encontradas, não sendo capazes de transmitir as tensões residuais, aliviando-as.

As tensões residuais são determinadas em amostras retiradas do maciço, geralmente pelas técnicas de alívio, como por exemplo a sobrefuração. As magnitudes encontradas são por vezes elevadas, atingindo cifras de até 100 MPa (Gay, 1975). Por outro lado, estudos realizados no URL por Lang *et al.* (1986) mostraram que as tensões residuais encontradas são praticamente desprezíveis (1,5 a 2,5% das tensões determinadas) e seus efeitos neste caso puderam ser negligenciados no programa de determinação das tensões *in situ* pelo método de sobrefuração.

Os resultados apresentados pelo Mapa Mundial de Tensões indicam que as direções da tensão horizontal máxima, consistentes e homogêneas por vastas regiões, são reflexo das forças provenientes dos movimentos relativos e absoluto das placas tectônicas, não sendo sustentável assim, tensões residuais de magnitudes elevadas capazes de influenciar de forma efetiva o campo de tensões local.

3.7. TENSÕES E PROVÍNCIAS DE TENSÕES NA AMÉRICA DO SUL

Os esforços atuantes na América do Sul têm sido avaliados por diferentes métodos. No Brasil, os estudos referentes a determinações das tensões naturais em maciços estão ainda em fase inicial, e a quantidade de dados existentes é insuficiente para se elaborar um quadro definitivo. As abordagens neste campo estão sendo feitas através do estudo dos mecanismos focais de terremotos, de *breakout* em poços de petróleo, da análise estrutural de falhamentos, e das determinações de tensões *in situ* em obras civis e mineiras.

O principal reflexo da tectônica contemporânea intracontinental é a sismicidade. Os sismos representam alívios de tensão ao longo de falhas, em geral através de ciclos recorrentes de carga/descarga de tensão ou quiescência/manifestação de abalos. Uma linha interpretativa para seu entendimento tem considerado a existência de suturas antigas (zonas de colisão continental) e largas faixas pré-cambrianas termotectonizadas (antigos cinturões orogênicos) que se comportaram como zonas de fraqueza crônica e se manifestam atualmente. A estruturação fundamental do território brasileiro foi delineada por dados geofísicos e litoestruturais e a ela relacionam-se domínios preferenciais denominados zonas sismogênicas (Hasui, 1990), demarcadas pelos eventos registrados (FIGURA 3.42).

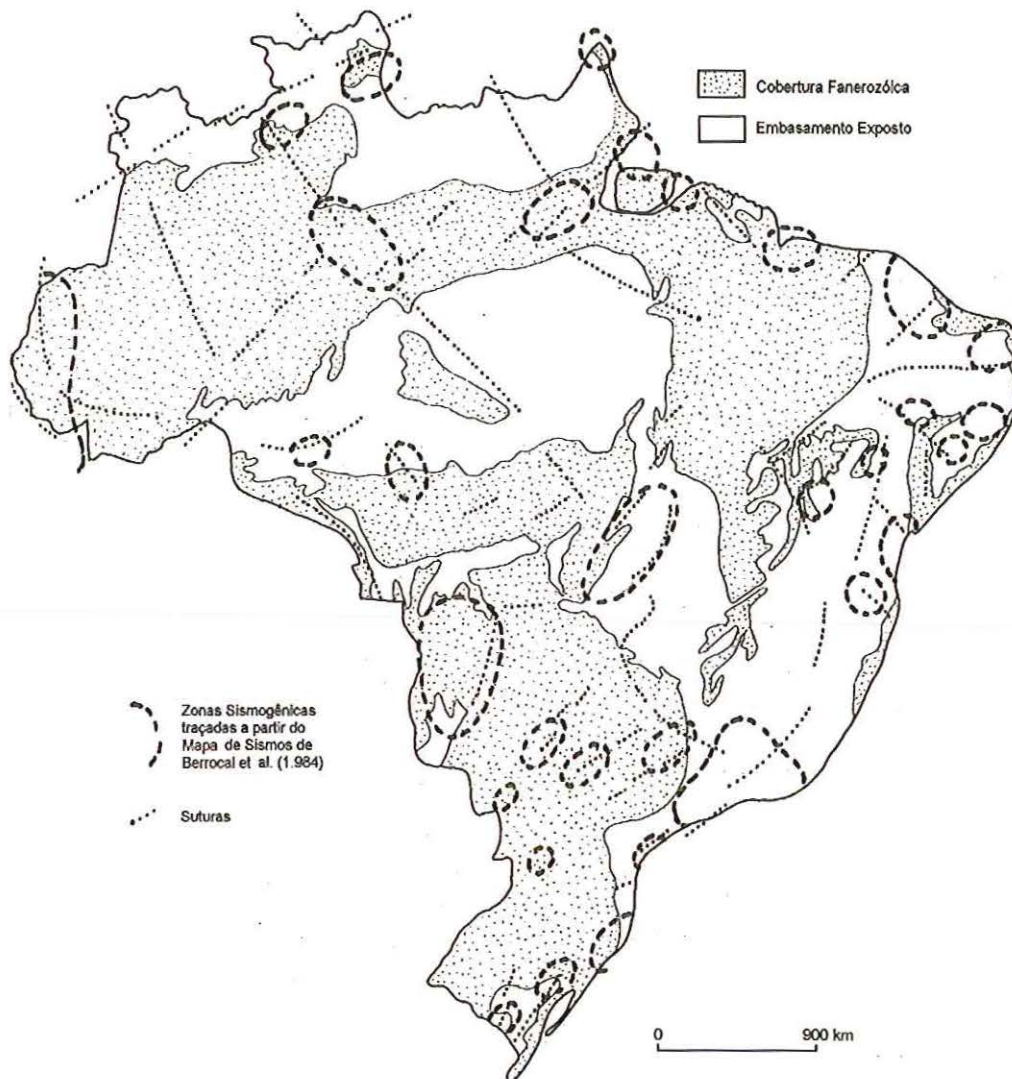


FIGURA 3.42. Zonas sismogênicas do Brasil. Fonte: Hasui (1990).

Assumpção (1990) avaliou os esforços litosféricos para a América do Sul e descreveu os padrões principais do esforço regional intraplaca. As orientações dos esforços são baseadas principalmente em dados de mecanismos focais e de falhas quaternárias publicados na literatura (FIGURA 3.43).

Esse mapa indica que a tensão horizontal máxima está orientada uniformemente segundo E-W em toda região andina, na parte oeste do continente. A colisão entre a Placa de Nazca e a Placa Sul-Americana responde por esta compressão horizontal. Apesar da pobreza de dados, essa porção distingue-se claramente do restante do continente, um amplo domínio intraplaca, onde se situa o Brasil.

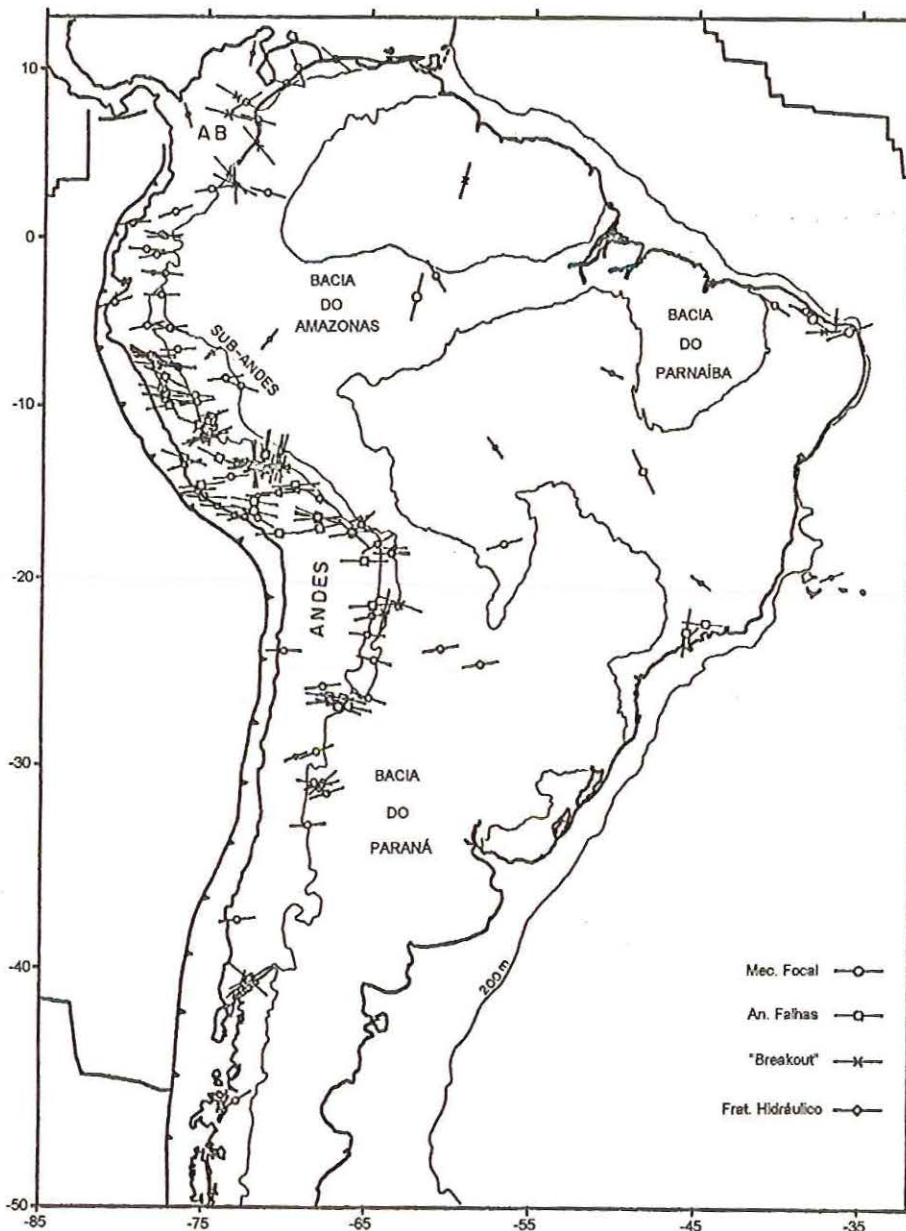


FIGURA 3.43. Orientações de σ_H na América Latina. Fonte: Assumpção (1990).

Mendigürem & Richter (1978), Assumpção et al. (1985) e Assumpção & Suarez (1988) determinaram mecanismos focais de onze sismos intraplaca no Brasil. Estudos da atividade sísmica induzida pelo reservatório de Paraibuna em São Paulo (Mendigürem, 1980) e de alguns eventos sísmicos no Nordeste do Brasil (Ferreira et al., 1987; Sophia & Assumpção, 1989; Assumpção et al., 1989) possibilitaram a determinação de mecanismos focais próximos da costa Atlântica.

Mendigüem & Richter (1978) mostraram que os dados de mecanismo focal disponíveis na época eram compatíveis com a interpretação de um esforço regional compressivo uniforme no Brasil, de direção aproximada NW-SE; relacionaram-no ao afastamento da placa Sul-Americana para oeste a partir da Cadeia Mesoatlântica.

Os estudos de Assumpção (1987) e Perez et al. (1987), entre outros, sobre a atividade sísmica de 1986 em João Câmara (RN), permitiram comprovar a existência de movimentos em uma falha subsuperficial, constituindo-se no primeiro exemplo de falha ativa no território brasileiro (FIGURA 3.44). As observações das características dos esforços e movimentos na área permitiram identificar uma falha orientada segundo N45E e mergulho NW, com deslocamento predominantemente transcorrente dextral e pequena componente de movimento normal.

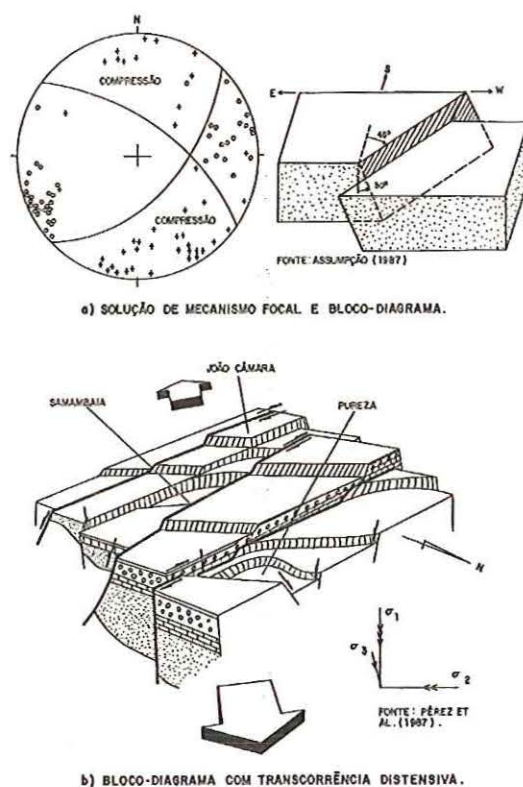


FIGURA 3.44. Concepção das rupturas associadas aos sismos de João Câmara (RN) por análise de mecanismo focal e de elementos estruturais. Fonte: Mioto (1993).

Assumpção (1990), ao contrário de Mendigüem & Richter (1978), relata que *os dados disponíveis atualmente, embora insuficientes para uma definição clara do padrão de esforços no ambiente intraplaca brasileiro, já permitem prever que o campo de esforços não é uniforme, e muito possivelmente causas variáveis locais são bastante importantes comparados com as fontes regionais.*

No entanto, estudos recentes de tensões naturais através da Neotectônica, que vêm sendo realizados no Brasil, mostram resultados tendendo às conclusões de Mendigüem & Richter (1978).

Este campo das Geociências tem por objeto o estudo dos movimentos tectônicos mais novos da história geológica de um determinado continente ou região continental, ou seja, decorrentes do último regime tectônico ainda em vigor (Hasui & Costa, 1996). O contexto neotectônico no Brasil relaciona-se ao deslocamento da Placa Sul-Americana de leste para oeste, cujos limites caracterizam-se pela zona de acreção na Dorsal Meso-Atlântica a leste, e pela zona de subducção da Placa de Nasca a oeste (FIGURA 3.45).

Hasui (1990) apontou que o início das movimentações neotectônicas no Brasil, relacionadas ao campo atual das tensões, vincula-se à mudança do regime da Reativação Wealdeniana ou Sul-Atlantiana, de caráter distensivo e responsável pela separação continental da América do Sul e África com a conseqüente abertura do Atlântico, para um regime transcorrente, ora atuante, relacionado com o deslocamento rotacional da Placa Sul-Americana para oeste, com o pólo de rotação localizado hoje a sul-sudeste da Groelândia (FIGURA 3.46).

Segundo esse pesquisador, a rotação impõe um binário E-W de deslocamento dextral, a que se liga o tensor de tensão geral, tendo eixos orientados aproximadamente com as seguintes atitudes: σ_1 = NW-SE/horizontal, σ_3 = NE-SW/horizontal e σ_2 = vertical (FIGURA 3.46).

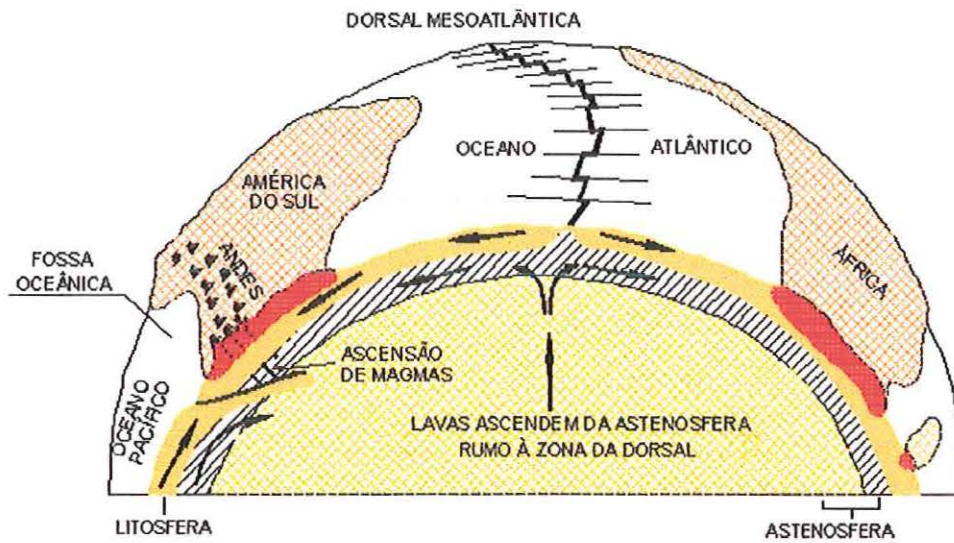


FIGURA 3.45. Perfil ilustrativo do deslocamento da Placa Sul-Americana.

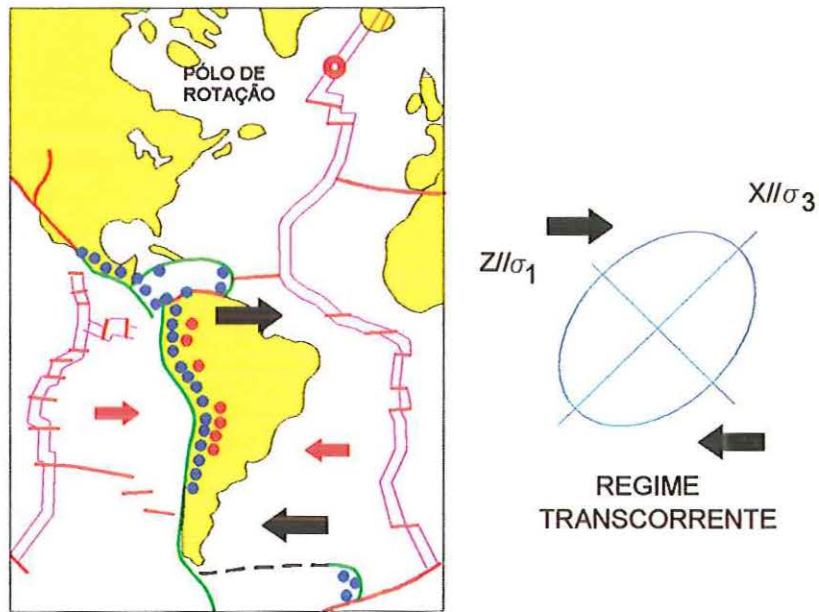


FIGURA 3.46. Esquema da rotação horária da Placa Sul-Americana segundo um pólo de rotação a SSE da Groenlândia. Cf. Hasui (1990).

A datação precisa do início do advento do regime atual intraplaca no Brasil é evidentemente questão difícil, porquanto a mudança de regime tectônico não é instantânea, mas diácrona e requer o reconhecimento de marcos precisos no registro geológico. Pode-se, contudo,

considerar as últimas manifestações de magmatismo alcalino no Nordeste (12 milhões de anos), ligadas à tectônica distensiva, o início da deposição dos sedimentos da última seqüência nas bacias costeiras e da Formação Barreiras na área emersa, como balizadores da época de início das manifestações neotectônicas. Estes processos datam do Mioceno. Isto significa que podem ser consideradas neotectônicas as manifestações tectônicas do Neogeno e Quaternário (Hasui, 1990; Hasui & Costa, 1996).

Ainda segundo Hasui (1990), *a expressão estrutural desta movimentação se dá eminentemente por falhas, cuja atividade é de caráter ressurgente, condicionada pelas zonas de cisalhamento e suturas antigas, ligadas à estruturação de primeira ordem da crosta. As falhas são predominantemente transcorrentes, mas outros tipos também podem aparecer em função do ângulo entre as feições reativadas e as tensões.*

Um exemplo que corrobora e ilustra esta interpretação é o quadro neotectônico da região amazônica, apresentado por Costa & Hasui (1997). Este trabalho focaliza, além da neotectônica, a fase anterior definida entre o Mesozóico e o Paleogeno, devido seu interesse ao estudo das tensões através de feições geológicas.

A fase mesozóico-paleogênica relaciona-se com os processos que culminaram com a abertura do Atlântico e a separação dos continentes sul-americano e africano. Tais processos impuseram desnivelamentos de blocos, gerando altos e depressões, sedimentação e magmatismo em todo o Brasil, que na região amazônica resultou no desenvolvimento de dois compartimentos (FIGURA 3.47).

No compartimento ocidental instalam-se depressões ao longo das bacias do Solimões, Amazonas e Parecis - Alto Xingu, e do Tacutu sob vigência de um eixo distensivo de direção NW-SE. No compartimento oriental encontram-se as bacias do Marajó, Bragança-Vizeu, São Luís, e a do Parnaíba, controladas por um eixo extensional em torno de NE-SW.

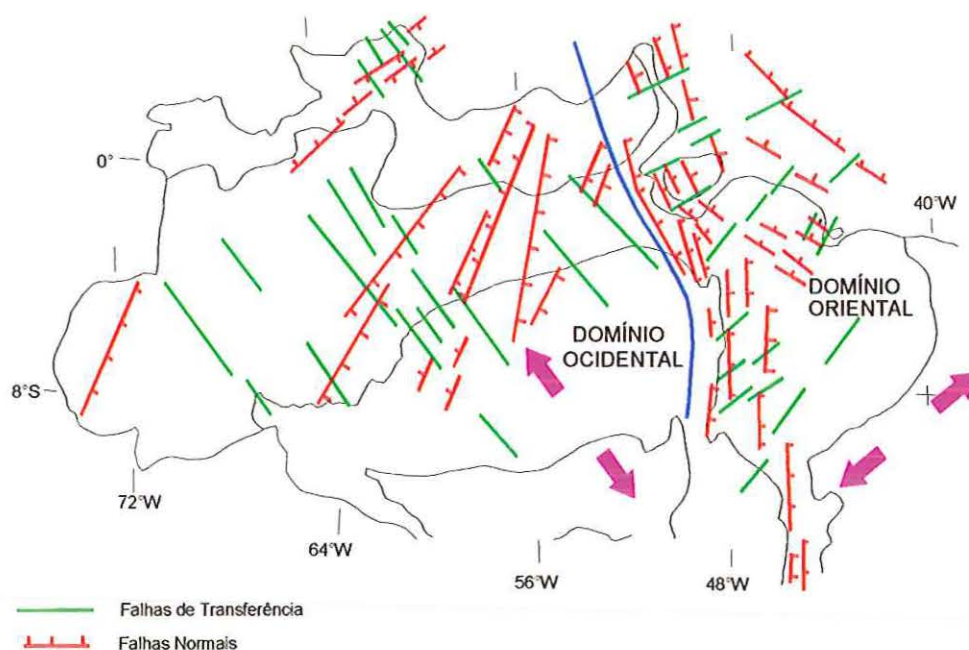


FIGURA 3.47. Quadro tectônico do mesozóico-paleogênico da Amazônia. Costa & Hasui (1997)

As feições neotectônicas da Amazônia passaram a ser melhor entendidas a partir de investigações de campo em diversas áreas, acompanhadas de análise sistemática de cartas planialtimétricas, de imagens de sensores remotos e seções sísmicas das bacias sedimentares, a elas relacionando-se depósitos supergênicos e vários aspectos da drenagem e do relevo.

Reconhecem-se dois pulsos de movimentação transcorrente: do Mioceno/Plioceno e do Pleistoceno Superior/Recente, a eles relacionando-se deslocamentos, sedimentação, morfogênese e controle de drenagens.

A FIGURA 3.48 mostra a distribuição dos principais elementos estruturais do quadro neotectônico da região.

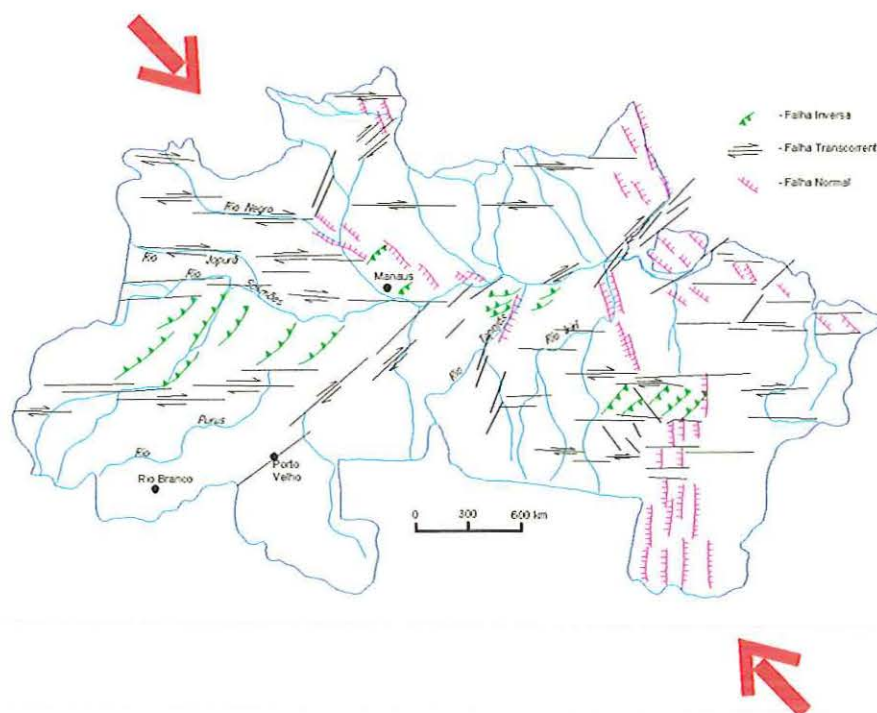


FIGURA 3.48. Arcabouço neotectônico da Amazônia. Cf. Costa & Hasui (1997).

Todas as feições estruturais e unidades litológicas vinculam-se a um regime tectônico transcorrente definido pelo binário dextral decorrente da rotação da Placa Sul-Americana para oeste. Ao longo dos numerosos sistemas direcionais e entre eles estabeleceram-se estruturas transtensivas e transpressivas que tiveram papel importante no modelado do relevo, desenvolvimento da rede de drenagem e instalação de sedimentação moderna. Esses elementos estruturais dizem respeito essencialmente a bacias em cunha e de afastamento, falhas transcorrentes dextrais E-W e NE-SW, falhas normais N-S e NW-SE inclinadas para SW e NE, falhas inversas e dobras com mergulhos e vergências para NW e SE.

Neste quadro define-se o tensor de esforços neotectônicos para a região amazônica, com σ_1 NW-SE / horizontal, σ_2 vertical e σ_3 NE-SW / horizontal.

Costa & Hasui (1997) referem-se aos sismos intraplaca representando alívios de tensão preferencialmente ao longo das discontinuidades preexistentes, indicando assim movimentação tectônica atual.

A distribuição dos epicentros da região mostra concentração em áreas limitadas, que correspondem à zonas sismogênicas, separadas por vastas regiões onde aparecem apenas epicentros ocasionais (FIGURA 3.49).

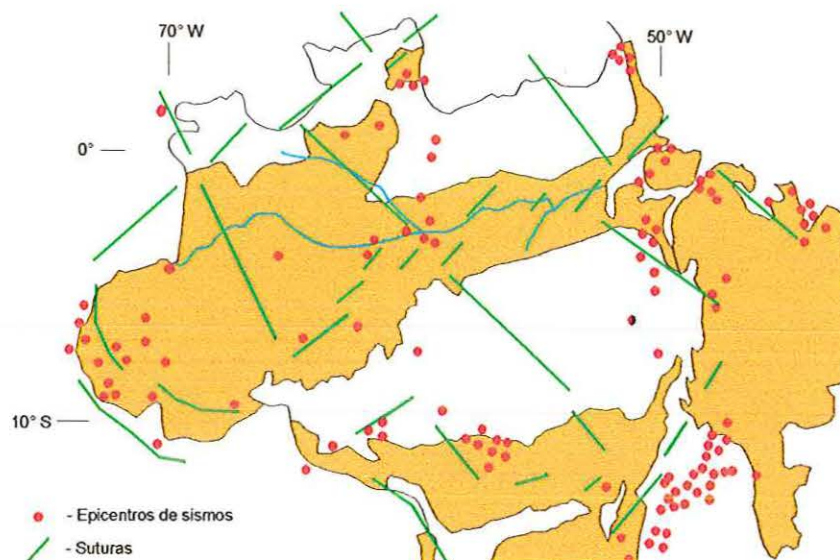


FIGURA 3.49. Distribuição dos epicentros na região Amazônica. Cf. Costa & Hasui (1997).

Outro exemplo que vai ao encontro ao modelo de esforços é o estudo apresentado por Saadi *et al.* (1991), que abrange diversas áreas do estado de Minas Gerais investigadas com o enfoque da Geomorfologia, Tectônica e Sedimentação Moderna, permitindo esboçar um quadro neotectônico regional.

Neste estudo, observou-se que os depósitos sedimentares plioceno-pleistocênicos (neocenozóicos) correlatos à evolução do quadro morfotectônico regional e o embasamento pré-cambriano adjacente mostram-se afetados por falhas de tipos diversos, que foram analisadas no sentido de se definir o regime gerador. Essa análise foi feita a partir das atitudes de seus planos, estrias e movimentos relativos utilizando-se a técnica de Arthaud.

Para as oito áreas examinadas (Datas, Serro, Arcos, São Sebastião do Sapucaí, São Sebastião da Vitória, Rio das Mortes, Prados e maciço de Itatiaia) foram obtidos eixos que configuraram o tensor médio mostrado na FIGURA 3.50.

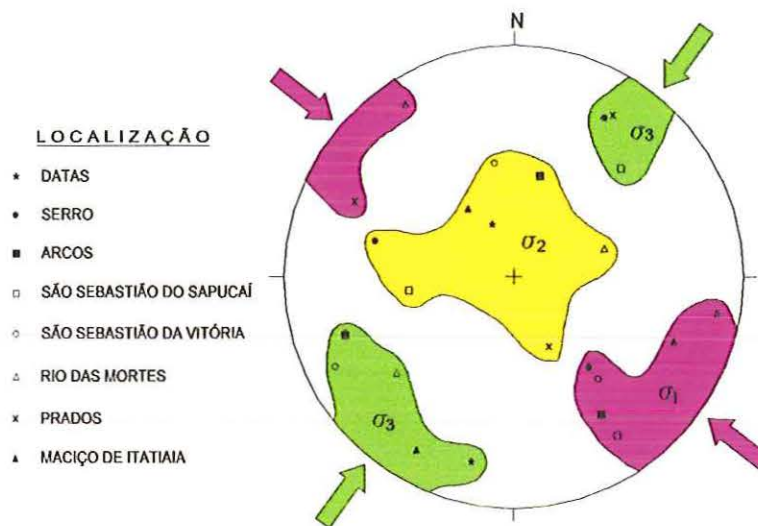


FIGURA 4.9. Estereograma de igual área indicando o campo de tensões deduzidos a partir de falhas utilizando-se a técnica de Arthaud. Semi-esfera inferior. Cf. Saadi *et al.* (1991).

Deste modo, essa orientação do tensor com σ_1 NW-SE configura uma província de tensão no território brasileiro, contrastando com a dos Andes, onde prevalece σ_1 E-W (Assumpção, 1990, 1992).

Mais recentemente, Lima *et al.* (1997) apresentaram um estudo detalhado de orientações de tensões em bacias sedimentares brasileiras através de análises de *breakouts* realizados em 540 poços de petróleo. Destes, 481 localizam-se nas bacias da margem continental e 59 na bacia Amazônica. Os resultados foram comparado com os dados de mecanismos focais apresentados por Ferreira *et al.* (1995) e Assumpção (1994).

Nesse estudo, as orientações regionais de σ_H determinados a partir dos *breakouts* apresentam boa concordância com as orientações obtidas pelos dados de mecanismo focal, notadamente na região da Bacia Potiguar.

Na FIGURA 3.51, Lima et al. (1997) mostram as orientações de σ_H dos *breakouts* em conjunto com outros indicadores de tensão (principalmente mecanismo focal) obtidos do Mapa Mundial de Tensões (Assumpção, 1992; Assumpção & Araújo, 1993).

As direções preferenciais de σ_H encontradas pelo estudo podem ser sumariadas como segue: 1. NW-SE na média Bacia Amazônica; 2. NW-SE, paralelo à costa, ao longo da costa equatorial; 3. E-W na Bacia de Alagoas; 4. NNE-SSW, paralelo à costa, nas Bacias de Sergipe e e Recôncavo. As orientações obtidas nos *breakouts* da bacias de Santos, Campos e Espírito Santo apresentaram-se muito dispersas para definir direções principais significativas.

A principal conclusão dos estudos de Lima et al. (1997) foi de que nas margens continentais equatorial e oriental, ao norte do paralelo 15° S, as orientações de σ_H obtidas através dos métodos de mecanismo focal e *breakouts* são, em termos gerais, paralelas à linha de costa, obedecendo a um ângulo de 90° da costa do nordeste brasileiro. Os autores interpretam que este paralelismo tem como causa as tensões flexurais originadas pelo peso de sedimentos na plataforma continental e pelo efeito do contraste de densidade lateral entre as crostas continental e oceânica.

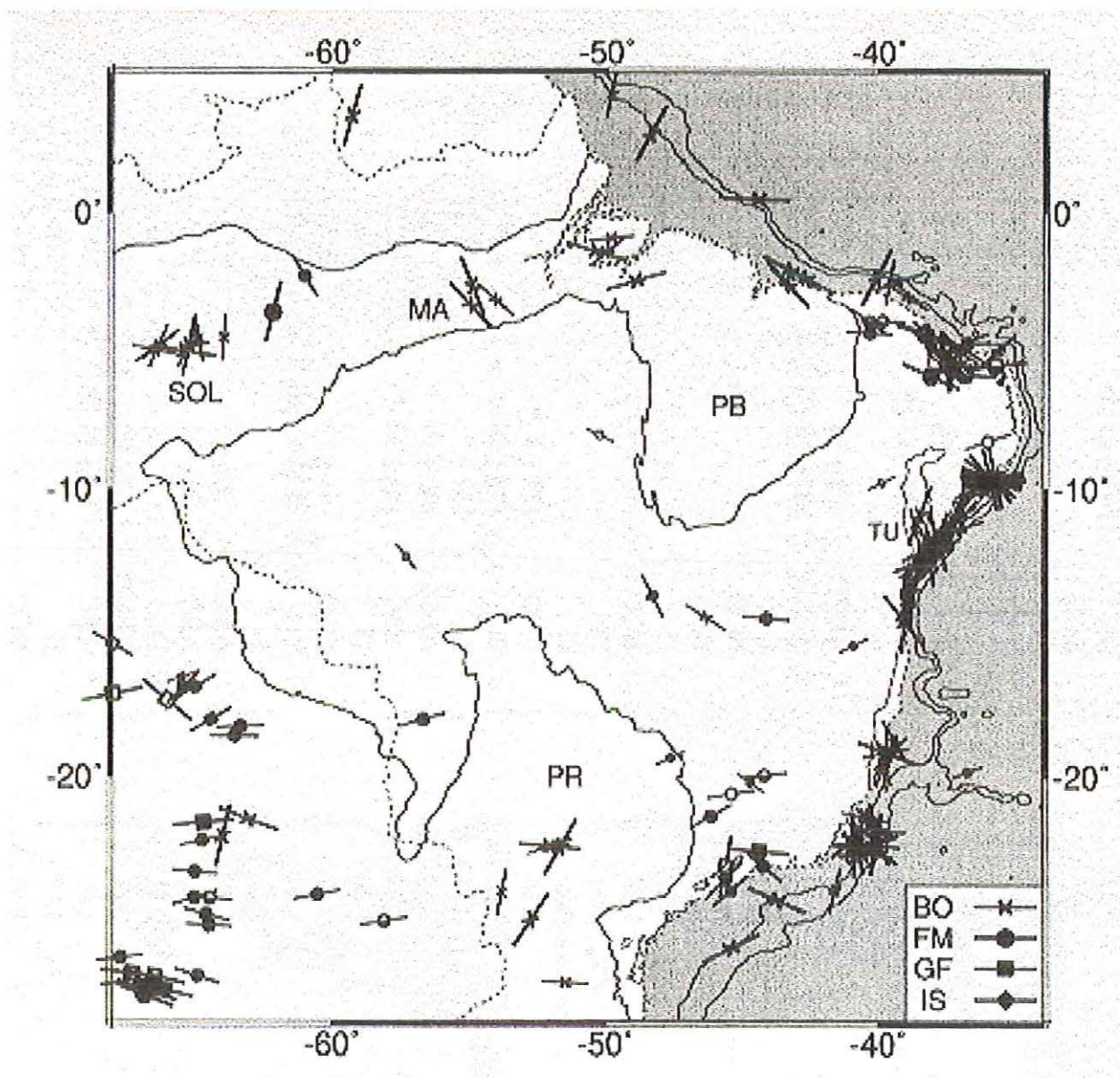


FIGURA 3.51. Direções de σ_H na porção leste da América do Sul a partir de dados de *breakouts* (BO), mecanismo focal (FM), análises de falhas (GF) e determinações *in situ* (IS). Símbolos preenchidos e abertos indicam falhas inversas e normais (ou regime de tensão), respectivamente; símbolos semi-preenchidos indicam falhas transcorrentes. As linhas sólidas no continente delimitam as principais bacias Paleozóicas: Solimões ou Alto Amazonas (SOL), Médio Amazonas (MA), Parnaíba (PB) e Paraná (PR). A área sombreada representa o Oceano Atlântico, com as linhas indicando a batimetria de 200 e 2.000 m. As linhas pontilhadas marcam as fronteiras do Brasil. Cf. Lima et al. (1997).

3.7.1. Províncias de Tensão do Brasil

Com isso, chega-se ao estado de conhecimento atual sobre as tensões regionais na América do Sul. Examinando-se esse quadro, pode-se reconhecer, ainda que as informações sejam poucas em relação às da Europa Ocidental e América do Norte, três grandes províncias de tensão na América do Sul:

1. a Província dos Andes, com σ_H ou σ_1 orientado segundo E-W;
2. a Província do Interior, com σ_H ou σ_1 orientado segundo NW-SE;
3. a Província da Costa, com σ_H tendendo ao paralelismo com a linha de costa, pelo menos ao norte do paralelo de 15°S.

Essas províncias delineiam-se claramente, mas por ora seus limites não podem ser traçados senão de forma muito geral e preliminar. De todo modo, ao território brasileiro interessam as duas últimas. A última, conquanto abranja a costa e a margem continental, é possível que adentre por expressivas extensões interiores, faltando dados para a delimitação com a província do Interior.

4. TENSÕES LOCAIS EM DEZ ÁREAS DO TERRITÓRIO BRASILEIRO

Apresenta-se neste capítulo, as determinações dos eixos da tensão em uma dezena de áreas, comparando as abordagens por análise de falhas, dados de determinações de tensão *in situ*, contexto geológico-estrutural local, tratamento estatístico de fotolineamentos de drenagem entre outros, e discutindo as divergências.

As análises das dez áreas localizadas em diversos estados do Brasil, mostradas na FIGURA 4.1, serão abordadas na seguinte ordem:

1. Usina Hidrelétrica Serra da Mesa, norte de Goiás;
2. Mina subterrânea de Baltar e mina a céu aberto de Salto, municípios de Votorantim e Salto de Pirapora, SP, respectivamente;
3. Projeto de cavernas para armazenamento de gás liquefeito de petróleo (GLP) no Terminal Almirante Barroso (TEBAR), Município de São Sebastião, SP;
4. Mina subterrânea do Morro da Usina, Município de Vazante, MG;
5. Mina subterrânea e a céu aberto de Caraíba, Município de Jaguarari, BA;
6. Usina Hidrelétrica Porto Primavera, Rio Paraná, SP/MS;
7. Usina Hidrelétrica Salto Santiago, Rio Iguaçu, PR;
8. Usina Hidroelétrica Canoas I, Rio Paranapanema, SP/PR;
9. Mina a céu aberto de Jacupiranga, Município de Cajati, SP;
10. Planalto de Poços de Caldas, MG.

Dentre essas dez áreas, a única que não se refere a uma obra específica com escavação em rocha é a última, que diz respeito a um estudo regional aplicado à prospecção de fontes termais no Planalto de Poços de Caldas.

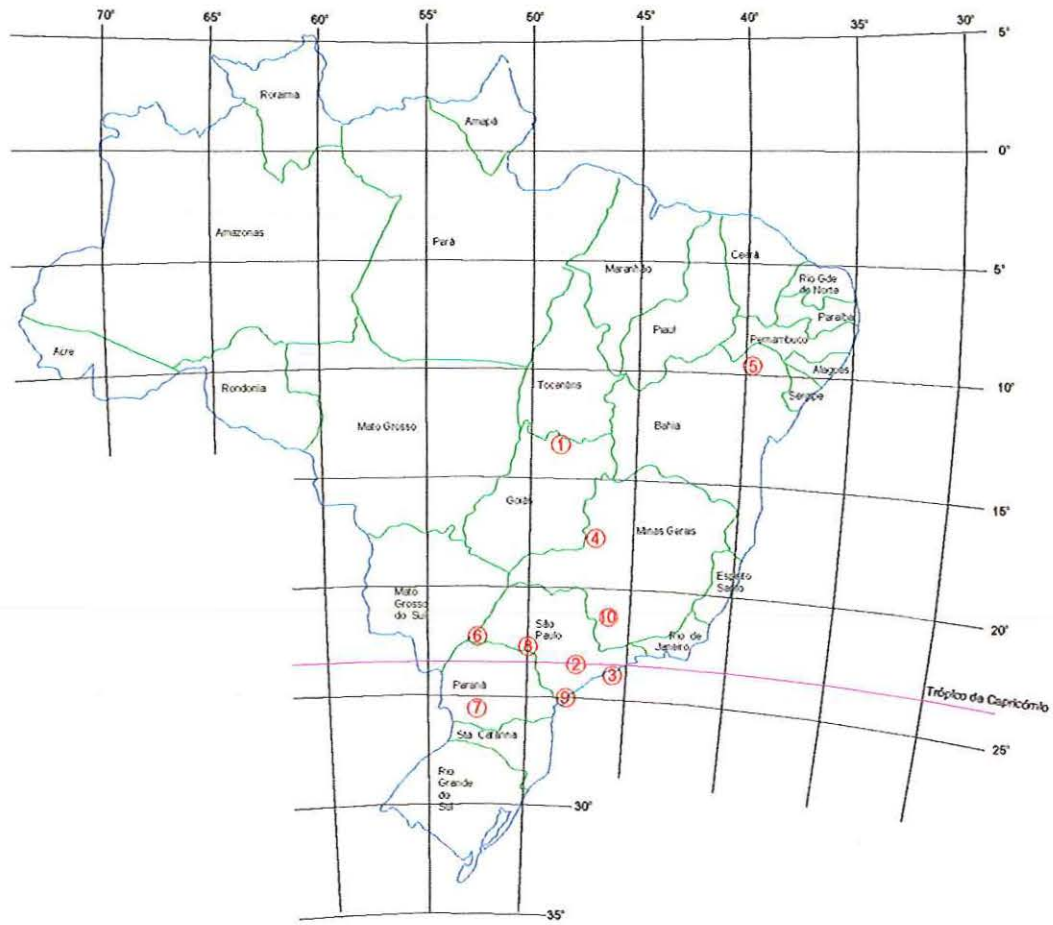


FIGURA 4.1. Localização das áreas estudadas.

4.1. USINA HIDRELÉTRICA SERRA DA MESA

A Usina Hidrelétrica de Serra da Mesa localiza-se no Rio Tocantins, município de Minaçu, norte do Estado de Goiás (FIGURA 4.2).

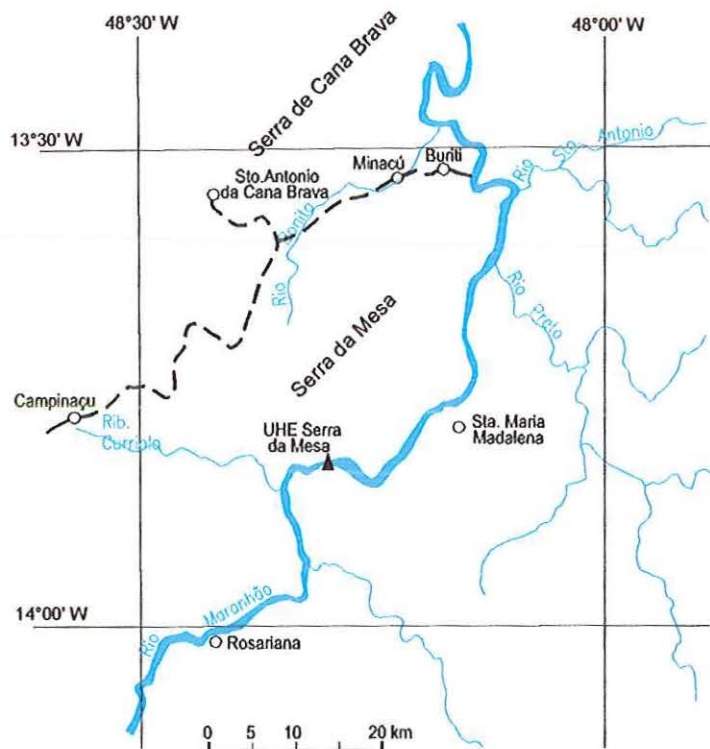


FIGURA 4.2. Mapa de localização da UHE Serra da Mesa.

Situa-se na borda sul do domo de Serra da Mesa composto por granitos mais ou menos gnaissificados e envolvidos por quartzitos e micaxistos, essencialmente (FIGURA 4.3). Próximo ao eixo da barragem, a foliação é onipresente apresentando-se desde pouco evidente até configurando uma laminação, com atitudes variando em torno de N45E/53SE, isto é, paralela à borda do domo e mergulhando para fora com ângulo médio.

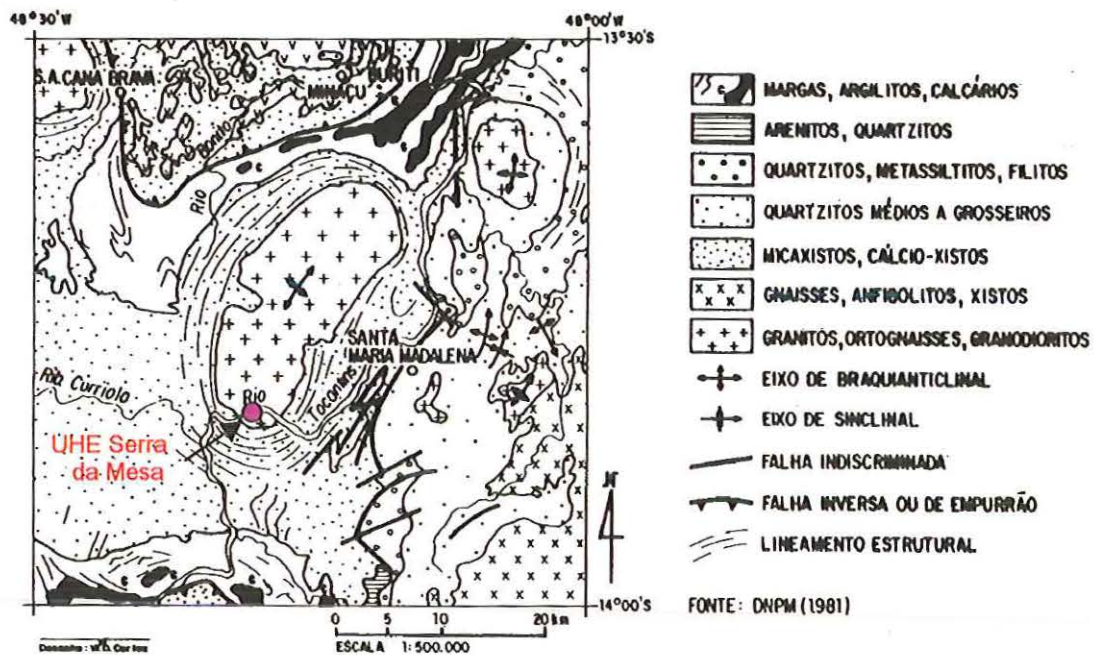


FIGURA 4.3. Mapa geológico da região da UHE Serra da Mesa.

As investigações geotécnicas abaixo de 20 m mostraram um maciço intacto e de ótimas qualidades geomecânicas (recuperação e RQD de 100%). Acima dessa profundidade ocorrem juntas de alívio com baixa frequência, porém com persistência e abertura significativas.

Os estudos em Serra da Mesa constituem o exemplo brasileiro mais completo em termos de análise do quadro das tensões em maciços rochosos, realizados a partir de elementos geológicos (análise de falhas) e de vários métodos de determinação *in situ* (fraturamento hidráulico, métodos de sobrefuração e almofadas planas). Este autor colaborou na análise das falhas e teve a oportunidade de acompanhar todos os ensaios *in situ* realizados.

4.1.1. Determinação de Tensões por Fraturamento Hidráulico

Os ensaios de fraturamento hidráulico foram executados em duas sondagens rotativas verticais – SR-63 e SR-65 (Haimson, 1988). A FIGURA 4.4 apresenta a planta de localização e o

perfil rebatido dessas sondagens em relação ao projeto das escavações subterrâneas. Realizaram-se 10 ensaios em cada sondagem, sendo descartados dois resultados em cada furo.

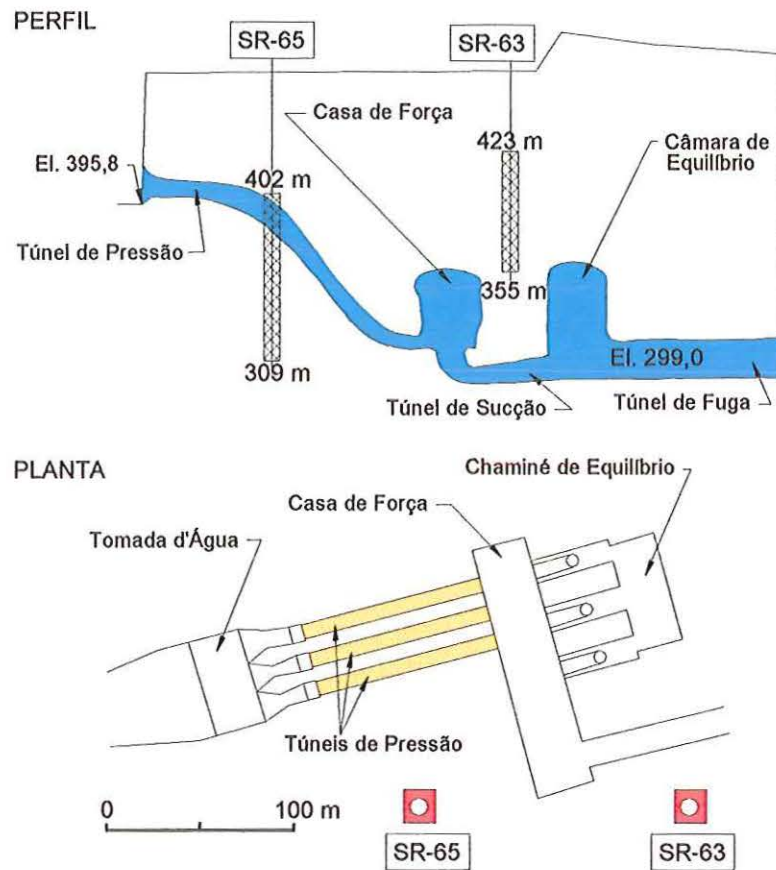


FIGURA 4.4. Localização das sondagens SR-63 e SR-65 em relação às escavações. Fonte: Melo Franco et al. (1994).

Para o tratamento dos dados, a tensão vertical (σ_v) foi calculada a partir do peso da coluna de rocha sobrejacente, considerando-se a seguinte expressão:

$$\sigma_v = 0,0265 \text{ (MPa/m)} \cdot z \text{ (m)},$$

sendo z a profundidade do ensaio.

Os resultados dos ensaios encontram-se listados nas TABELAS 4.1 e 4.2.

TABELA 4.1. Tensões principais dos ensaios da SR-63. Fonte: Haimson (1988).

Profundidade (m)	Elevação (m)	σ_v (MPa)	σ_h (MPa)	σ_H (MPa)	σ_H – direção
25,7	423	0,7	4,9	7,2	N5°W
31,8	417	0,9	9,7	18,2	NS
39,5	409	1,1	9,4	15,0	N41°W
49,5	399	1,3	7,2	10,4	N23°W
61,5	387	1,7			
66,0	383	1,8			
70,5	378	1,9	9,0	13,6	N47°W
82,5	366	2,2	9,3	14,9	N40°W
88,8	360	2,4	10,5	18,6	N47°W
93,5	355	2,5	10,2	19,4	N38°W

TABELA 4.2. Tensões principais dos ensaios da SR-65. Fonte: Haimson (1988).

Profundidade (m)	Elevação (m)	σ_v (MPa)	σ_h (MPa)	σ_H (MPa)	σ_H – direção
61,0	402	1,7	9,1	17,9	N3°W
70,5	393	1,9	8,2	13,5	N7°W
80,5	383	2,2	7,5	14,0	NS
91,4	372	2,5	9,9	17,6	N10°W
100,0	363	2,7	7,9	12,3	N8°W
111,5	352	3,0			
121,5	342	3,3	5,6	8,2	N19°W
137,3	326	3,7			
145,4	318	3,9	10,0	18,7	N19°W
154,0	309	4,2			

A direção da tensão horizontal maior (σ_H) mostra uma variação com a profundidade nos ensaios das duas sondagens.

Nos primeiros 30 m da SR-63 (FIGURA 4.5a), a direção de σ_H é praticamente N-S, e entre 40 e 94 m de profundidade varia entre N23W e N47W. Esta rotação foi atribuída à influência da topografia nos dois ensaios superiores. Assim, a direção de σ_H foi considerada apenas pelos seis ensaios inferiores, resultando na média de N39W ($\pm 8^\circ$).

A direção de σ_H na SR-65 (FIGURA 4.5b) mostra clara diferença em relação à da SR-63, apesar da proximidade entre essas sondagens. Apresenta o mesmo tipo de rotação com os ensaios superiores, porém variando de N-S a N7W entre as profundidades de 60 a 80 m, N8-10W entre 90 e 110 m, e N19W entre 120 e 150 m. Na zona de particular interesse ao projeto (90 a 150 m de profundidade, ou cotas entre 310 e 370 m) a direção média de σ_H é de N14W ($\pm 5^\circ$).

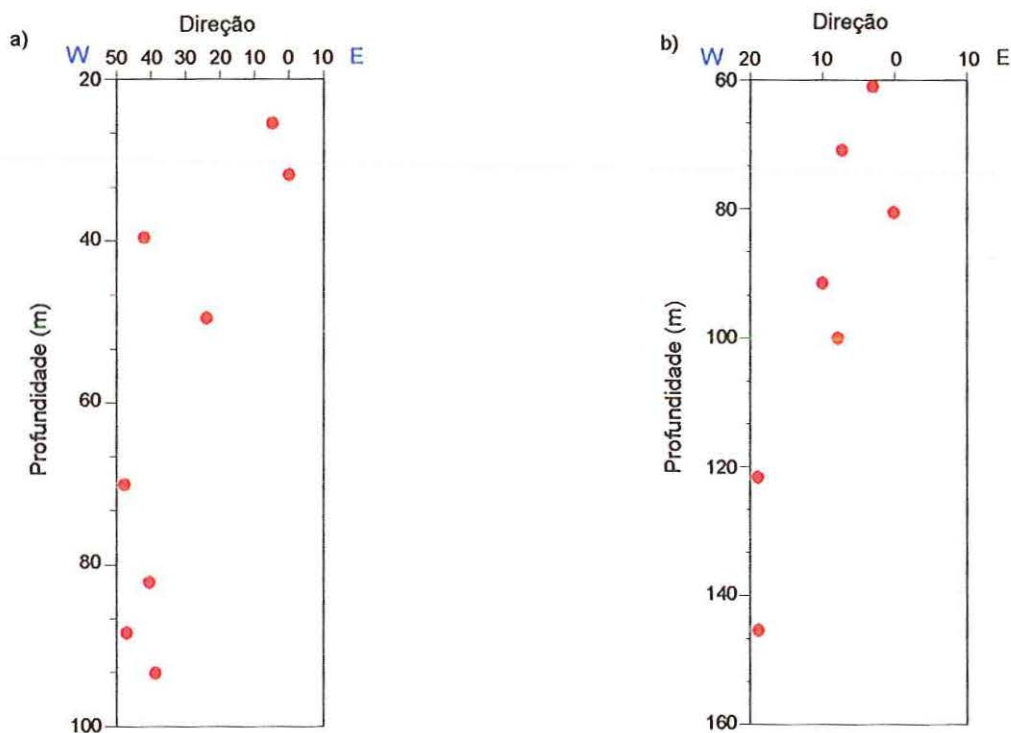


FIGURA 4.5. Direções de σ_H em relação à profundidade. (a) SR-63, (b) SR-65.
Fonte: Haimson (1988).

A diferença é aproximadamente de 25° entre as direções médias, com a direção de σ_H entre N15W e N40W.

Em relação às magnitudes, os ensaios nas duas sondagens apresentaram-se coerentes. Os valores das tensões horizontais principais (σ_H e σ_h) são consistentemente superiores às tensões verticais (FIGURA 4.6). Nas FIGURAS 4.6a e 4.6c plotou-se todos os valores obtidos de σ_h e σ_H

em relação à profundidade, e nas FIGURAS 4.6b,d os valores mais consistentes, apresentando as regressões lineares, que foram para a SR-63 (FIGURA 4.6b):

- $\sigma_h = 6,8 \pm 0,03$ (MPa) . z (m),
- $\sigma_H = 7,6 \pm 0,11$ (MPa) . z (m),

e para a SR-65 (FIGURA 4.6d):

- $\sigma_h = 7,2 \pm 0,017$ (MPa) . z (m),
- $\sigma_H = 13,0 \pm 0,029$ (MPa) . z (m).

Assim, o estado de tensão *in situ* dominante nos entornos das estruturas subterrâneas, entre as cotas 310 e 410 m, é:

- $\sigma_v = \sigma_3 = 0,00265$ (MPa) . z (m),
- $\sigma_h = \sigma_2 = 9,5 (\pm 1,0)$ MPa,
- $\sigma_H = \sigma_1 = 15,5 (\pm 3,0)$ MPa.

Direção de σ_H na SR-65 entre as cotas 310 e 370 m – N15W ($\pm 10^\circ$).

Direção de σ_H na SR-63 entre as cotas 355 e 410 m – N40W ($\pm 10^\circ$).

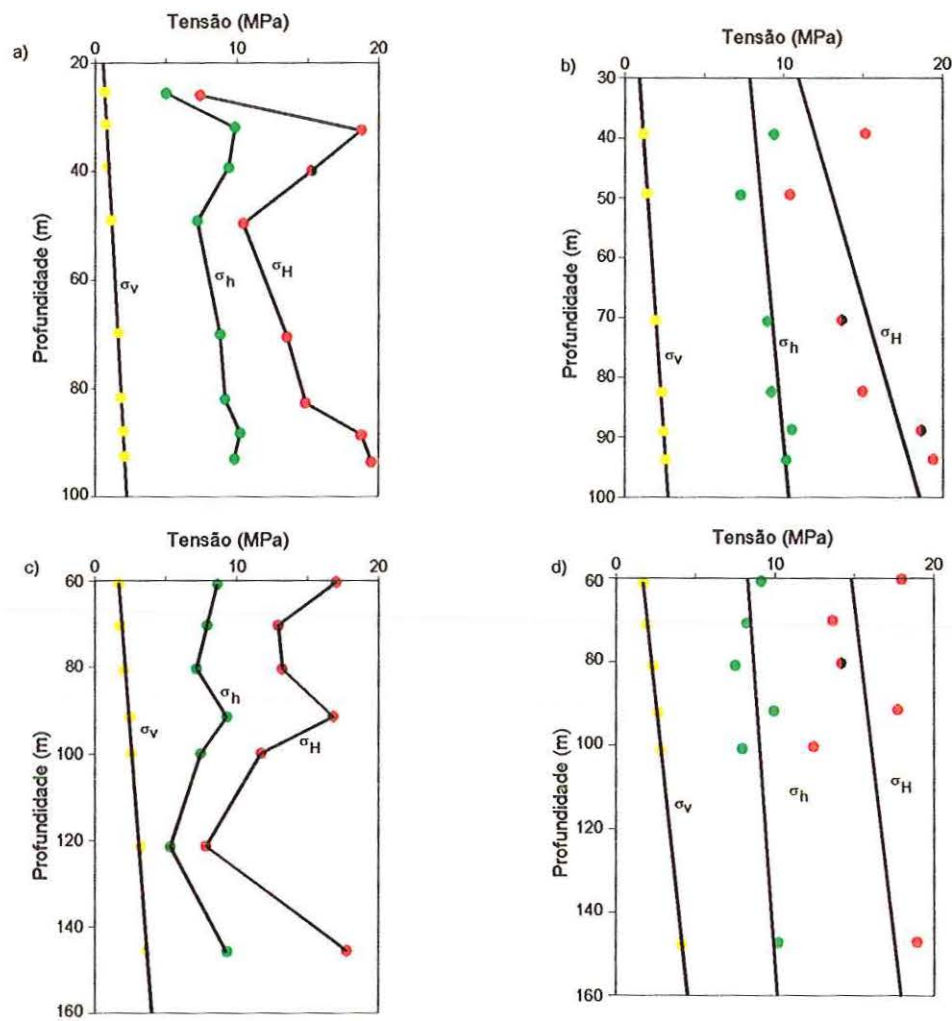


FIGURA 4.6. Valores das tensões principais em relação à profundidade. (a) Valores gerais da SR-63. (b) Valores selecionados da SR-63. (c) Valores gerais da SR-65. (d) Valores selecionados da SR-65. Fonte: Haimson (1988).

Verifica-se, no caso de Serra da Mesa, pelas retas das regressões lineares, fato similar àquele observado nas FIGURAS 3.16 e 3.17: o aumento dos módulos de σ_h com a profundidade é menor comparado ao crescimento de σ_H .

Os resultados obtidos pelos ensaios de fraturamento hidráulico foram considerados, em nível de projeto, sob os seguintes aspectos:

1. a direção de σ_1 praticamente coincide com a direção das dimensões maiores tanto da casa de força quanto da chaminé de equilíbrio (FIGURA 4.7). Tal fato, associado à magnitude e

orientação de σ_2 , à baixa relação σ_1/σ_2 , e à forma retangular alongada das cavidades, favorece uma distribuição aproximadamente igual das tensões tangenciais ao redor da escavação;

2. a determinação das tensões propiciou a utilização de valores realistas como dados de entrada nos modelos matemáticos disponíveis, possibilitando a visualização de situações específicas que foram seguidas pelas soluções mais adequadas para cada caso.

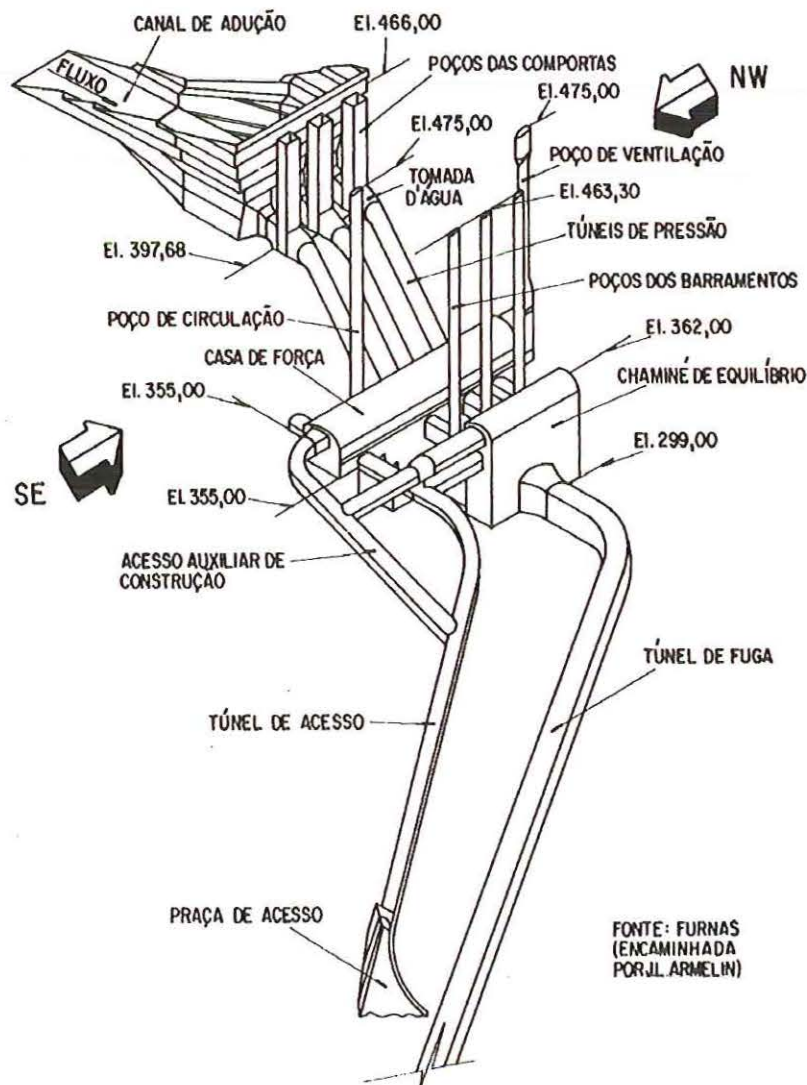


FIGURA 4.7. Posicionamento do circuito hidráulico de geração escavado em rocha em relação à direção dos esforços compressivos sub-horizontais NW-SE. Fonte: Hasui et al. (1992)

4.1.2. Determinação de Tensões *In Situ* por Sobrefuração

Após o término da abertura das estruturas subterrâneas realizou-se outra série de ensaios para a determinação de tensões através dos métodos de sobrefuração (BDG e STT – *Stress Tensor Tube*) e de almofadas planas de pequena área (SFJ – *Small Flat Jack*). Os ensaios foram realizados numa galeria cuidadosamente escavada através de perfuração de contorno, tendo 35 m de comprimento e 3,5 m de diâmetro no local dos ensaios, situada na cota 356,4 m (110 m de cobertura) próximo à região da casa de força e chaminé de equilíbrio (Fernandes et al. 1994).

Os resultados dos tensores obtidos pelo STT e SFJ apresentaram problemas de triortogonalidade (Armelin et al., 1994; Matos & Armelin, 1994), não foram aqui considerados.

Os ensaios com o BDG foram executados em três sondagens de uma mesma seção, sendo um furo vertical para baixo, outro a 45° (inclinado) e o terceiro a 90° (horizontal). Em cada furo realizaram-se três ensaios, totalizando nove determinações em diferentes profundidades: de 8,2 a 10,8 m no vertical; de 6,0 a 7,6 m no inclinado; e de 6,0 a 7,5 m no horizontal.

Os valores das tensões principais foram obtidos com uma prévia eliminação de medidas com problemas, através do exame dos gráficos das variações diametrais *versus* avanço da sobrefuração, adotando-se o critério de eliminação das componentes que apresentaram comportamento atípico desde o início da sobrefuração. As atitudes dos eixos das tensões principais obtidas após os descartes estão apresentados na FIGURA 4.8, na qual se pode verificar a consistência dos dados.

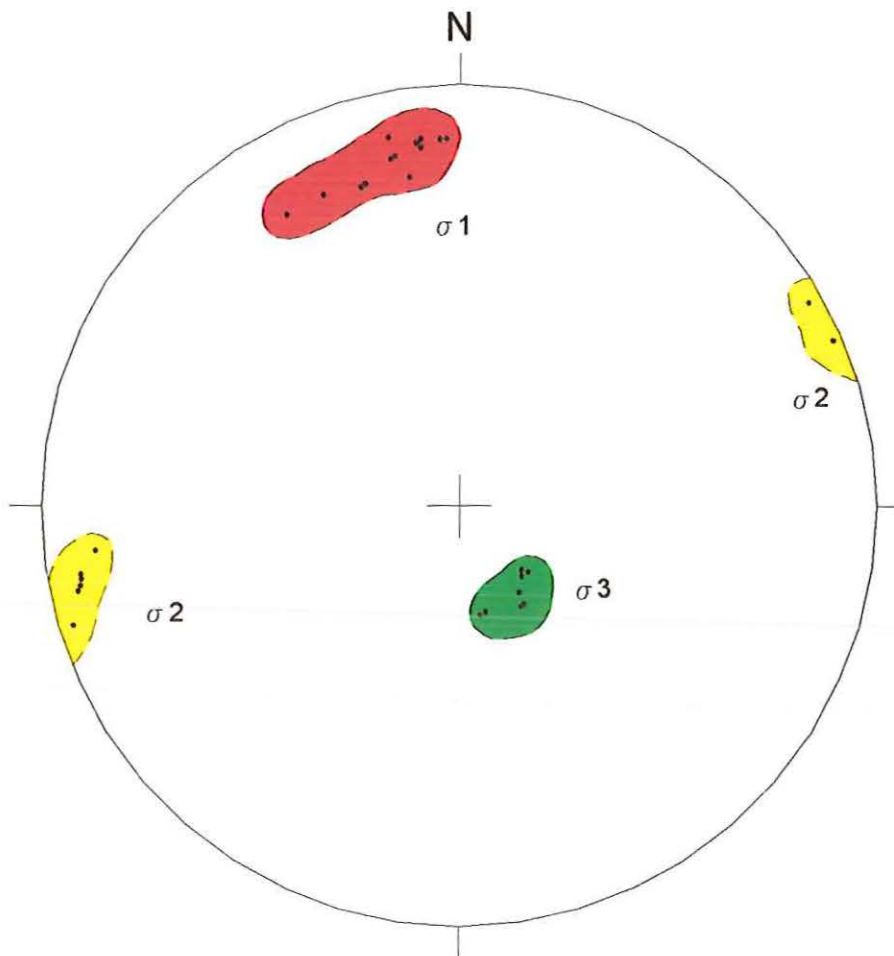


FIGURA 4.8. Estereograma de igual-área das tensões principais obtidas pelos ensaios com o BDG. Semiesfera inferior. Fernandes et al. (1994).

O tensor de melhor coeficiente encontrado foi:

- $\sigma_1 = 23,6$ MPa N329/21 (próximo de NNW-SSE)
- $\sigma_2 = 8,8$ MPa N61/04 (próximo de NNE-SSW)
- $\sigma_3 = 2,9$ MPa N162/68 (alto mergulho).

4.1.3. Análise de Falhas

Ao longo do maciço aparecem falhas, consistindo de superfícies simples de atrito e rejeitos centimétricos, correspondendo a juntas tectônicas antigas reativadas. Tais falhas foram

analisadas anteriormente pelo IPT (1989) e aqui se apresenta uma revisão dos dados.

As falhas agrupam-se preferencialmente em duas famílias de freqüências diferentes, com atitudes médias N14E/87NW (família F1) e N77E/68NW (família F2), sendo F1 a mais evidente, e as estrias de atrito correspondentes mostram-se predominantemente sub-horizontais (FIGURA 4.9). Os tipos de falhas são transcorrentes (70% dos dados), dextrais e sinistras, bem como normais e inversas (FIGURA 4.10).

Na FIGURA 4.10 observa-se que as falhas dextrais (a) configuram feixes de direções em torno de ENE-WSW, NNE-SSW e NW-SE, com predomínio das primeiras. As falhas sinistras (b) mostram feixes de direções em torno de NNE-SSW, ENE-WSW e NW-SE, sendo a primeira a principal. As falhas normais (c) apresentam feixes em torno de NNE-SSW e ENE-WSW, e as falhas inversas (d), planos WNW-ESSE e NE-SW.

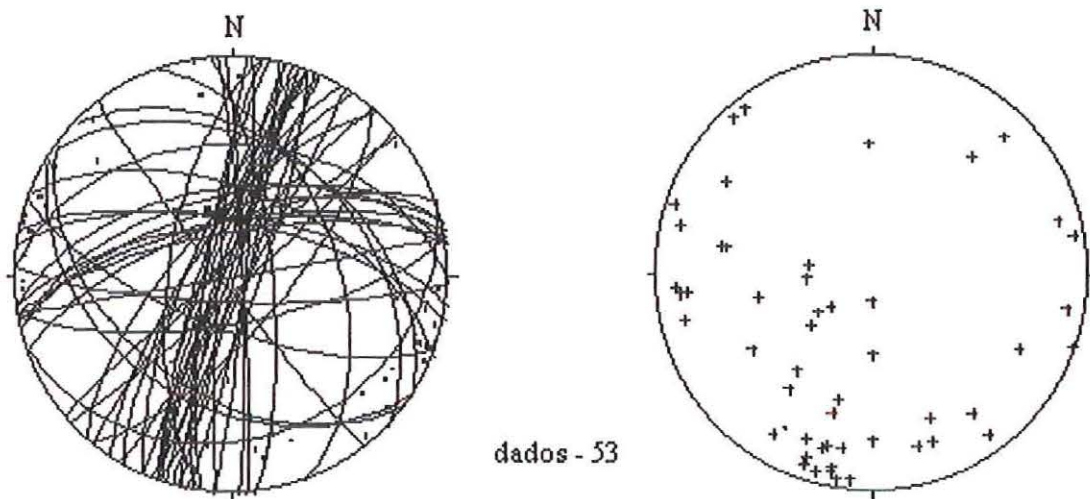


FIGURA 4.9. Estereogramas das falhas totais da UHE Serra da Mesa. À esquerda, projeção polar e ciclográfica dos planos; à direita, projeção das estrias de atrito.

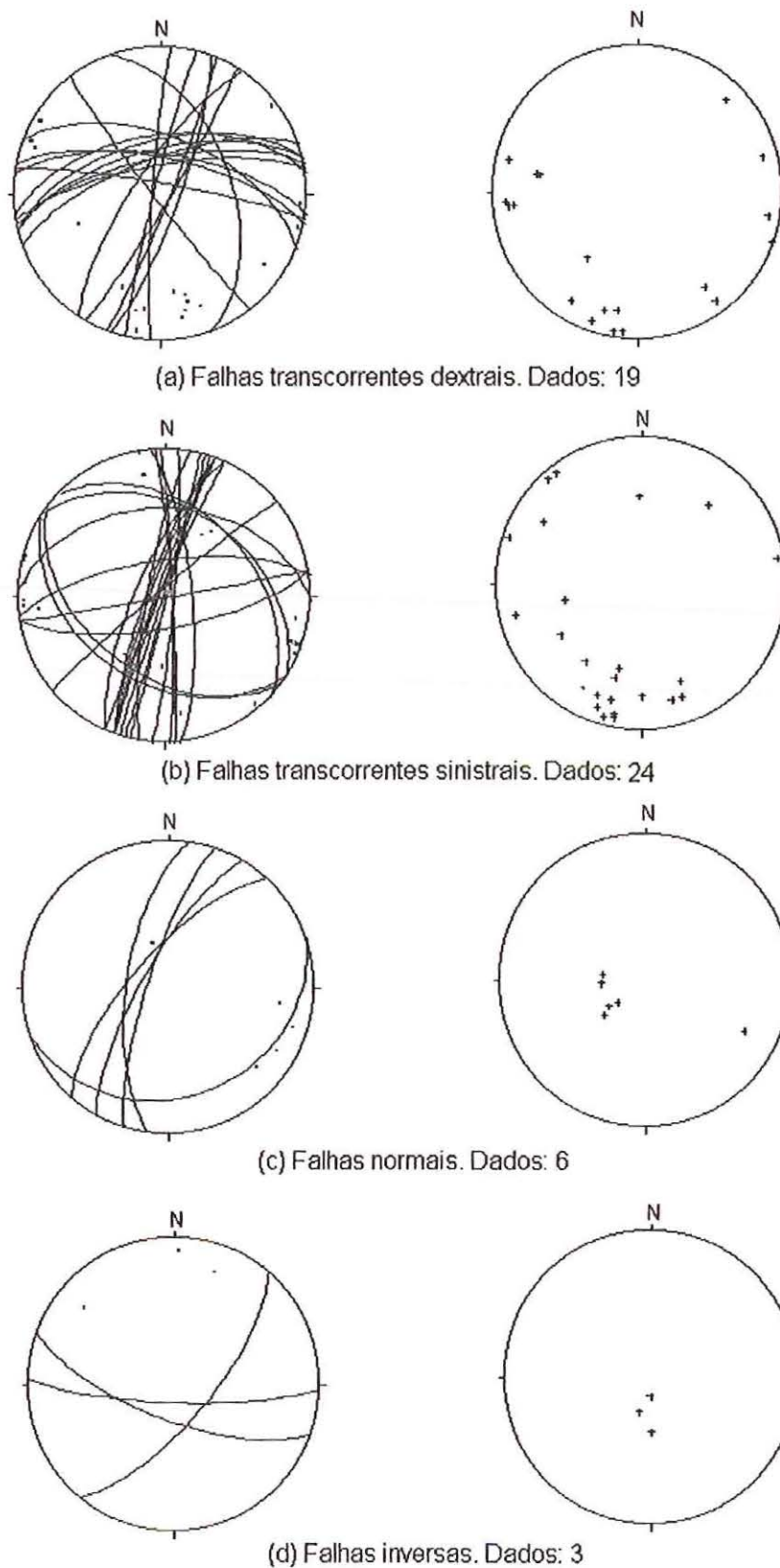


FIGURA 4.10. Estereogramas das falhas da UHE Serra da Mesa discriminadas por tipo de movimento. Lado esquerdo: projeção polar e ciclográfica dos planos; lado direito: projeção das estrias de atrito.

As análises cinemática e dinâmica das falhas foram realizadas pelas técnicas de Arthaud e dos diedros retos.

Pela técnica de Arthaud, o estereograma de planos de movimento (FIGURA 4.11a) configura uma concentração de pólos em uma guirlanda, indicando um eixo P e um plano principal PQ. Os outros dois eixos, Q e R são deduzidos por construção. Analisando-se esses eixos pelos movimentos relativos da maioria das falhas (FIGURA 4.10) pode-se correlacioná-los a X, Y e Z.

A técnica dos diedros retos forneceu o estereograma da FIGURA 4.11b, que indica os eixos σ_1 e σ_3 . O eixo σ_2 pode ser deduzido a partir desses dois.

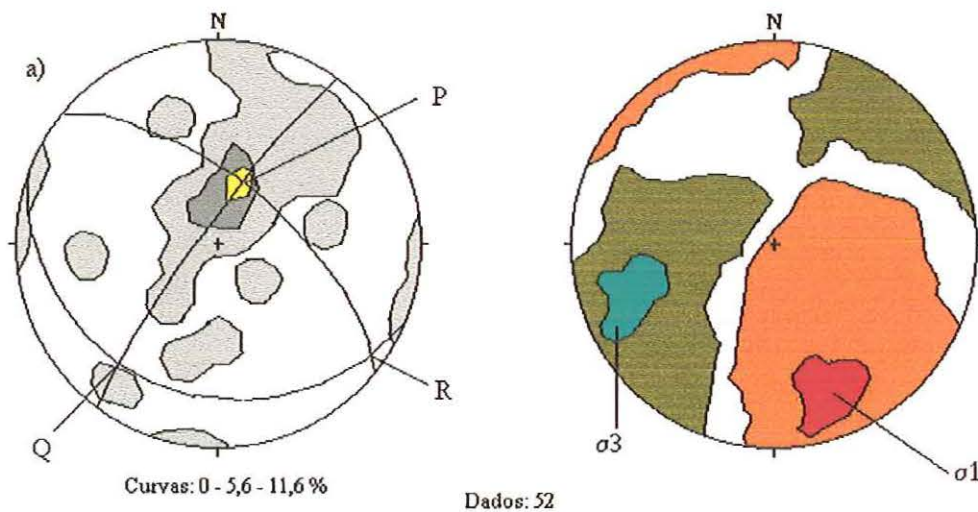


FIGURA 4.11. Tensores cinemático e dinâmico para as falhas da UHE Serra da Mesa. (a) Diagrama de Arthaud, (b) diagrama dos diedros retos.

As orientações dos eixos são:

Técnica de Arthaud	Técnica dos diedros retos
R \equiv Z N55W/sub-horizontal	σ_1 NNW-SSE/sub-horizontal
P \equiv Y subvertical	σ_2 subvertical
Q \equiv X N35E/sub-horizontal	σ_3 NNE-SSW/sub-horizontal

As orientações obtidas não são concordantes entre si, o que deve ser consequência de a população de falhas ser heterogênea. Também, grupos de falhas (FIGURA 4.10), examinados isoladamente, mostram incompatibilidades com tais sistemas de eixos de tensão; assim é que (1) parte das falhas transcorrentes teriam movimentação oposta à observada, (2) as falhas normais teriam direções paralelas e não ortogonais a σ_3 e (3) as falhas inversas teriam estrias mergulhando para SSW ou SW.

Como não foram observadas relações de campo entre os vários tipos, abrem-se duas possibilidades de abordagem:

1. o conjunto é de um único evento, com redistribuição de tensão e geração de tipos distintos de falhas;
2. o conjunto corresponde a mais de um evento tectônico, cada um com seu tensor de tensão.

4.1.3.1. Caso de um evento único

Nesta alternativa, há que se considerar que:

1. 70% das falhas são transcorrentes e, portanto, o regime tectônico gerador é transcorrente.
2. As falhas transcorrentes dextrais e sinistrais formam dois feixes paralelos principais, com direções em torno de NNE-SSW e ENE-WSW (FIGURA 4.10). Famílias entrecruzadas como essas formam-se por deslocamentos diferenciais de lascas, como se esquematiza na FIGURA 4.12a.
3. Os estereogramas de Arthaud e dos diedros retos para essas falhas são mostrados na FIGURA 4.13. Os eixos deduzidos são:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	N45W/sub-horizontal	σ_1	NW-SE/sub-horizontal
Y	subvertical	σ_2	subvertical
X	N45E/sub-horizontal	σ_3	NE-SW/sub-horizontal

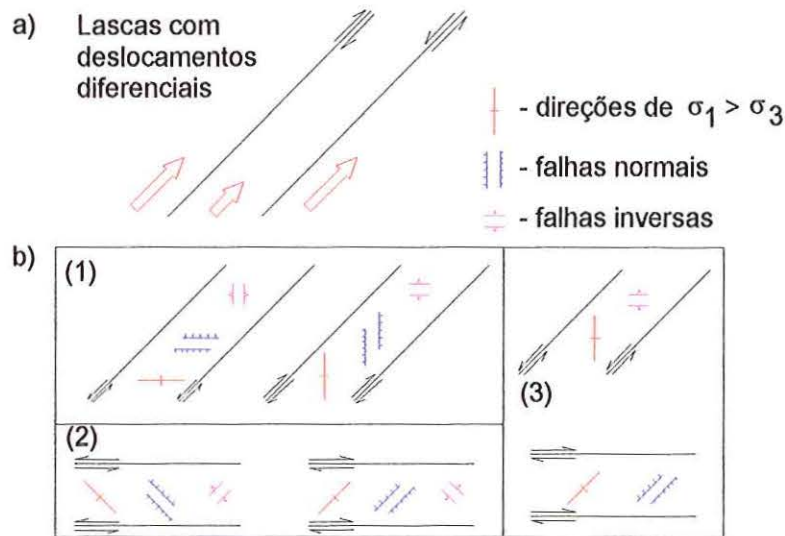


FIGURA 4.12. Deformação heterogênea de lascas em transcorrência e transtensão/transpressão no interior delas. (a) Lascas com deslocamentos desiguais possibilitam a geração de falhas transcorrentes dextrais e sinistras paralelas. (b) Lascas de direções em torno de NE-SW e E-W podem sofrer transtensão ou transpressão, adquirindo falhas normais ou inversas, respectivamente.

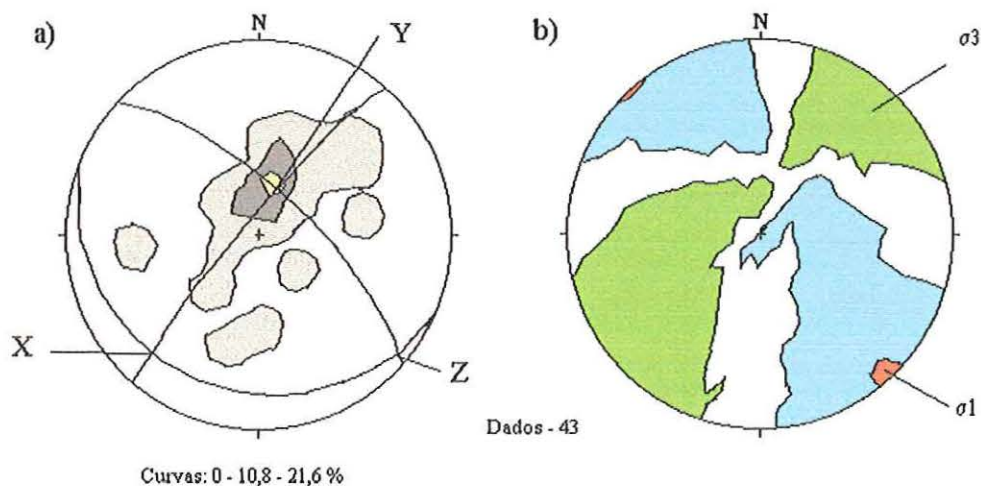


FIGURA 4.13. Tensores cinemático e dinâmico para as falhas transcorrentes. (a) Diagrama de Arthaud. (b) Diagrama dos diedros retos.

- As demais falhas são pouco freqüentes e podem relacionar-se com trechos onde a reorientação de tensão possibilitou seu desenvolvimento, isto é, onde incidiu transtensão ou transpressão em nível adequado para o falhamento normal ou inverso, respectivamente,

como esquematizado nos quadros 1,2 e 3 da FIGURA 4.12b. As falhas normais têm direções em torno de NE e as inversas, aproximadamente E-W, direções essas compatíveis com a transcorrência, como ilustrado pelo quadro 3 da FIGURA 4.12b.

Como se vê, as falhas analisadas são compatíveis com o modelo de deformação heterogênea complicado por trechos transtensivos e transpressivos.

4.1.3.2. Caso de mais de um evento

Alternativamente, cabe analisar o caso de se ter mais de um evento de deformação. Neste caso, há que se considerar que:

1. Houve um evento transcorrente, que é aquele com tensor de tensão deduzido na FIGURA 4.13.
2. As falhas normais poderiam representar um evento distensivo. A FIGURA 4.14 mostra os estereogramas obtidos pelas técnicas de Arthaud e dos diedros retos para esse caso.

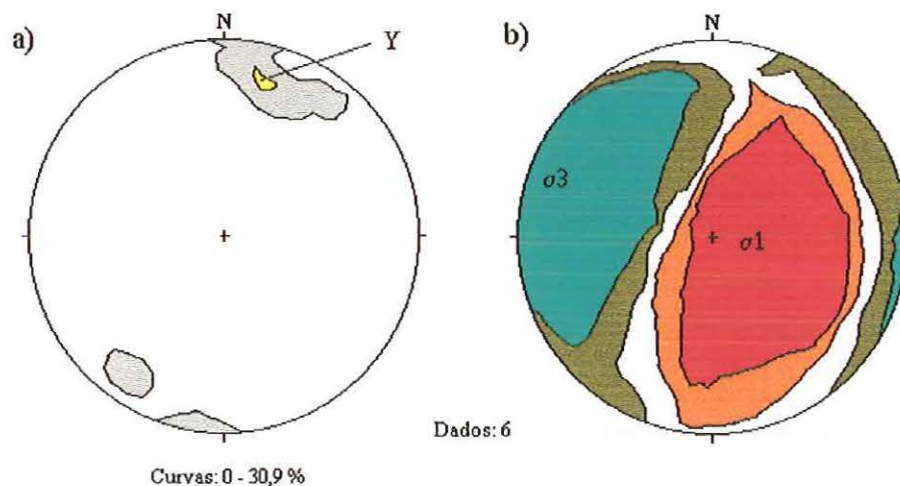


FIGURA 4.14. Tensores cinemáticos e dinâmicos para as falhas normais. (a) Diagrama de Arthaud. (b) Diagrama dos diedros retos.

O número de dados é relativamente pequeno, e tem-se indicação dos eixos de tensão:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não determinado	σ_1	subvertical
Y	NNE-SSW/sub-horizontal	σ_2	NNE-SSW/sub-horizontal
X	não determinado	σ_3	WNW-ESE/sub-horizontal

Comparando-se esses eixos com os da Figura 4.13, nota-se além da troca de regimes (transcorrente e distensivo), uma diferença da posição geométrica entre os eixos.

3. As falhas inversas podem representar um evento compressivo. A FIGURA 4.15 mostra os estereogramas obtidos pelas técnicas de Arthaud e dos diedros retos para esse caso.

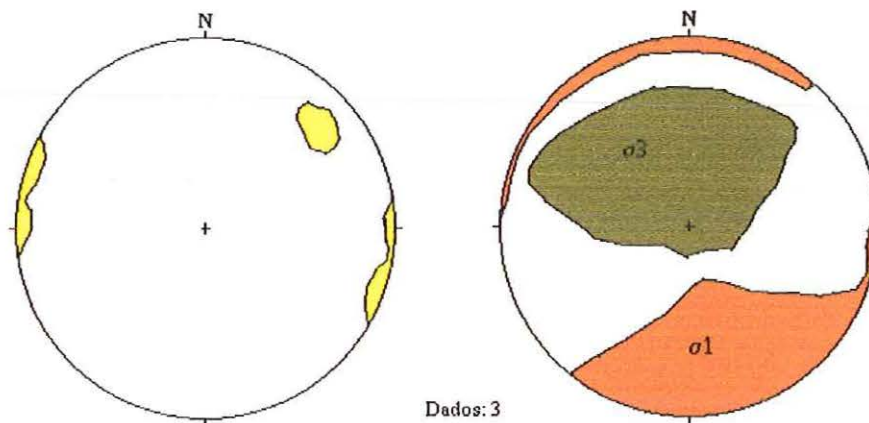


FIGURA 4.15. Tensores cinemáticos e dinâmicos das falhas inversas. a) diagrama de Arthaud, b) diagrama dos diedros retos.

A definição dos eixos é bastante imprecisa, pelo pequeno número de dados. Os eixos de tensão posicionam-se em torno de:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não determinado	σ_1	NNE-SSW/sub-horizontal
Y	WNW-ESE/sub-horizontal	σ_2	WNW-ESE/sub-horizontal
X	não determinado	σ_3	subvertical

A geometria do tensor de eixos é semelhante àquela da obtida para as falhas normais, com a troca de posição de σ_1 , σ_2 e σ_3 .

4.1.4. Comparação dos Resultados

Verifica-se que os resultados dos ensaios realizados com o BDG (posteriores às escavações) mostraram-se congruentes com os realizados pelo método de fraturamento hidráulico (anteriores às escavações).

Em relação à análise das falhas, a inexpressividade dos eventos distensivo e de cavalgamento expressa pela exigüidade de dados de falhas normais e inversas, sendo suas origens também explicadas pelo evento transcorrente, sugere que a primeira alternativa, a de apenas um evento transcorrente, é mais adequada para o caso.

O quadro das tensões *in situ* determinadas pelos métodos de fraturamento hidráulico e sobrefuração (BDG), indicam uma correspondência entre a geometria de seus eixos com a conseguida pela análise das falhas. Nota-se apenas a troca de posições entre σ_2 e σ_3 , sendo a posição vertical de σ_3 definida pelas determinações *in situ* atribuída à proximidade dos locais de ensaio em relação à superfície (150 m de profundidade).

O estereograma da FIGURA 4.16 apresenta de forma gráfica as atitudes dos eixos das tensões obtidas pelas diferentes técnicas.



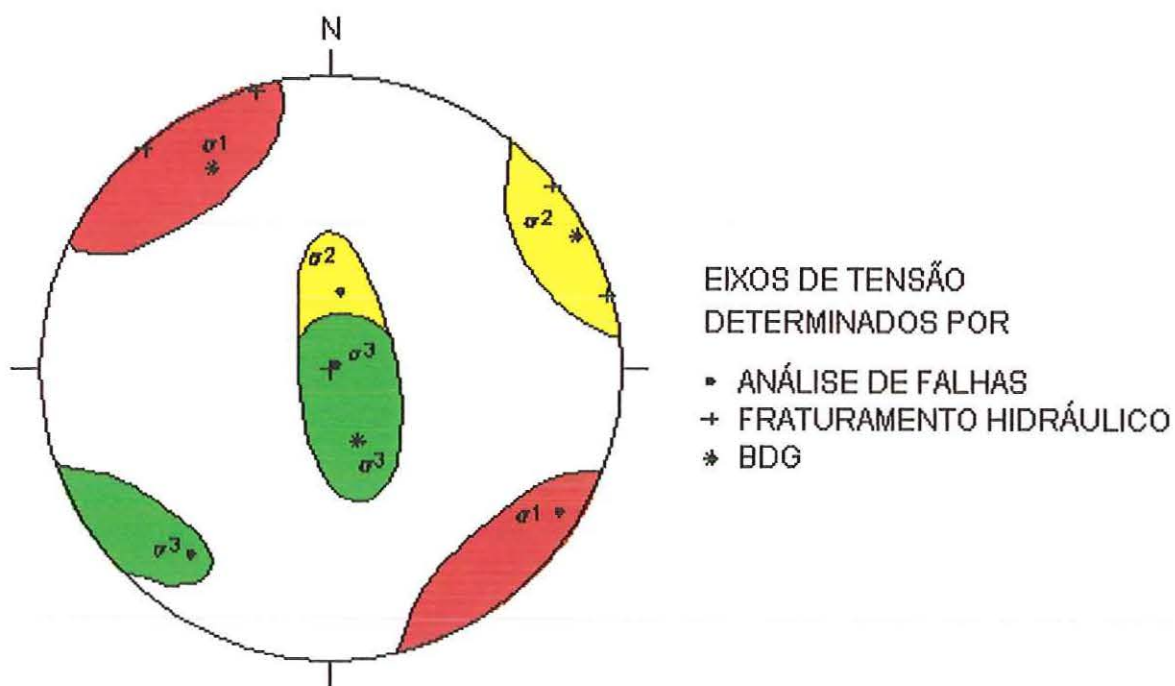


FIGURA 4.16. Estereograma dos eixos das tensões principais obtidas pela análise das falhas, fraturamento hidráulico e pelo BDG. Fernandes et al. (1994).

4.2. MINAS DE BALTAR E DE SALTO

A mina subterrânea de Baltar e a céu aberto de Salto, onde se lavram metacalcários para fabricação de cimento, de propriedade da S.A. Industrias Votorantim, localizam-se nos municípios de Votorantim e Salto de Pirapora, respectivamente (FIGURA 4.17).

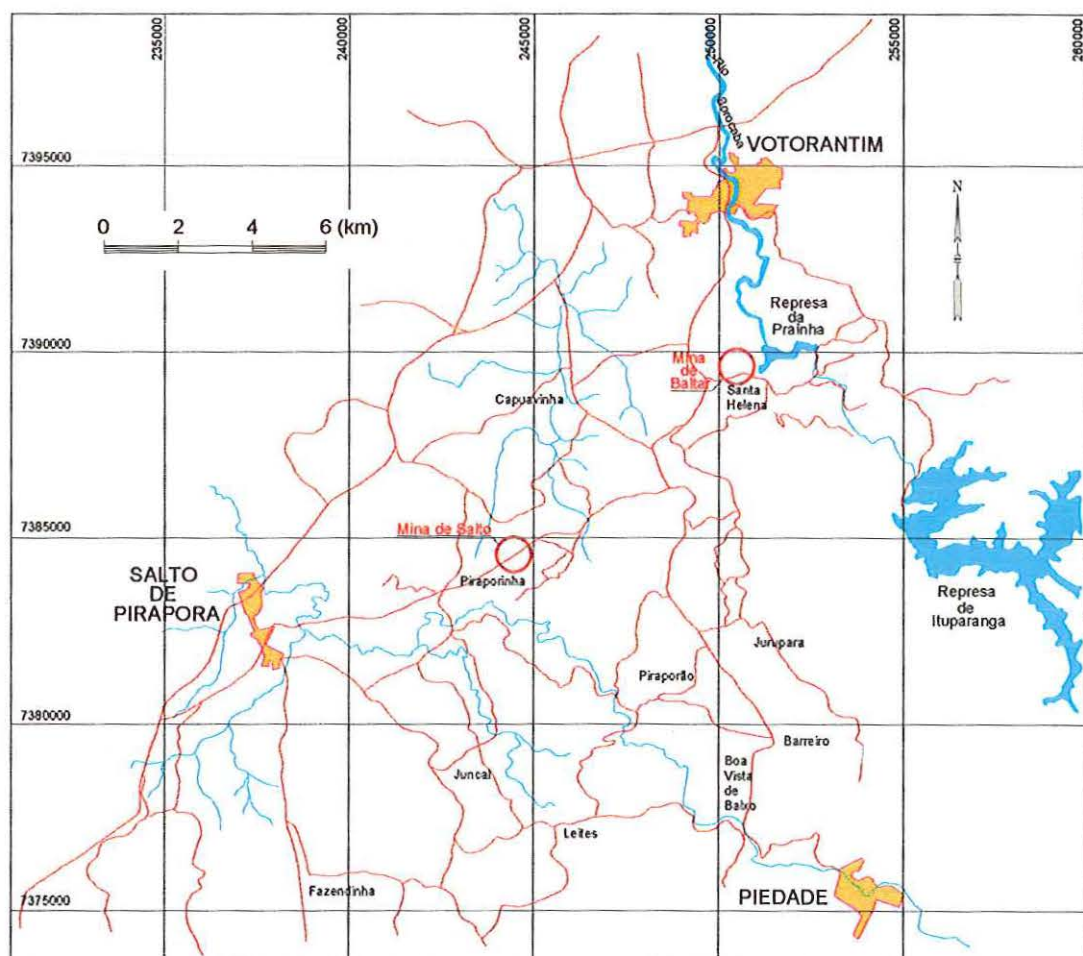


FIGURA 4.17. Localização das minas de Baltar e Salto.

As rochas presentes nas minas compõem uma seqüência metassedimentar relacionada ao Grupo São Roque ou Serra de Itaberaba, composta por filitos, quartzitos, metadolomitos, metacalcários, metacalcários dolomíticos, além de rochas cálcio-silicatadas e metabasitos. Os

corpos rochosos apresentam formas lenticulares relacionados à Zona de Cisalhamento Moreira de direção ENE-WSW com mergulhos fortes para SE (FIGURA 4.18). A deformação que gerou esta estrutura em estado predominantemente dúctil, conferiu ao minério (metacalcários) e encaixantes uma foliação proeminente (bandamento composicional e xistosidade paralelizados), além de boas qualidades geomecânicas.

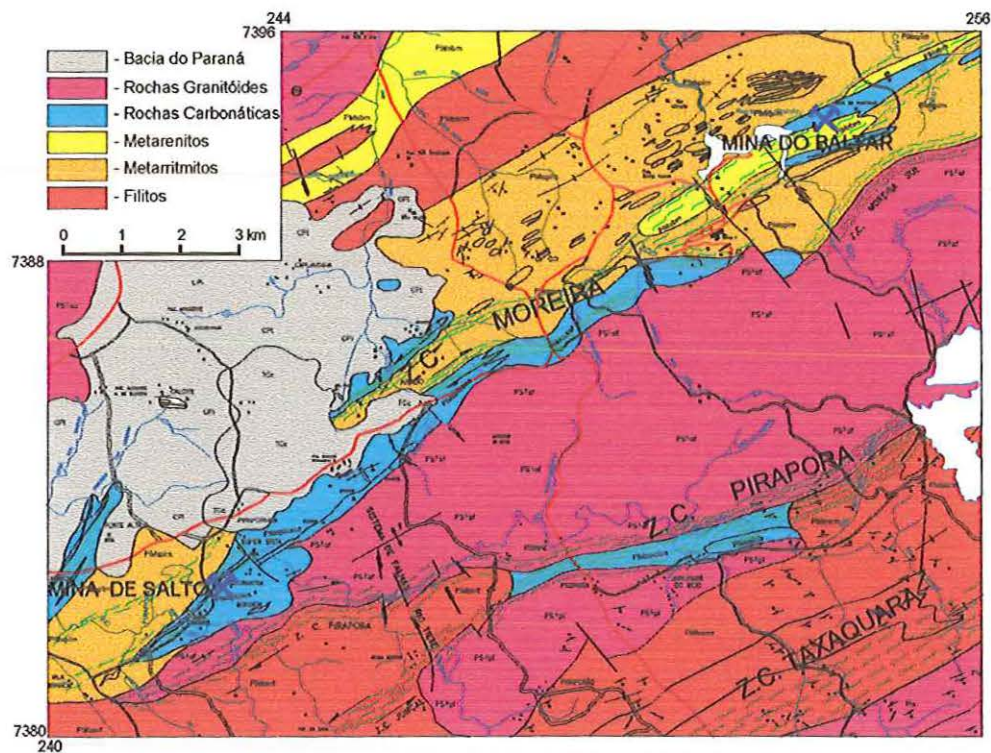


FIGURA 4.18. Mapa da região das minas de Baltar e Salto. Godoy et al. (1996).

4.2.1. Determinação de Tensões por Sobrefuração na Mina de Baltar

Na mina subterrânea de Baltar, o método de lavra praticado é o desmonte em salões transversais ao corpo de minério (salões de direção NNW-SSE), através de subníveis (*sub-level stoping*) com salões e pilares alternados (FIGURA 4.19).

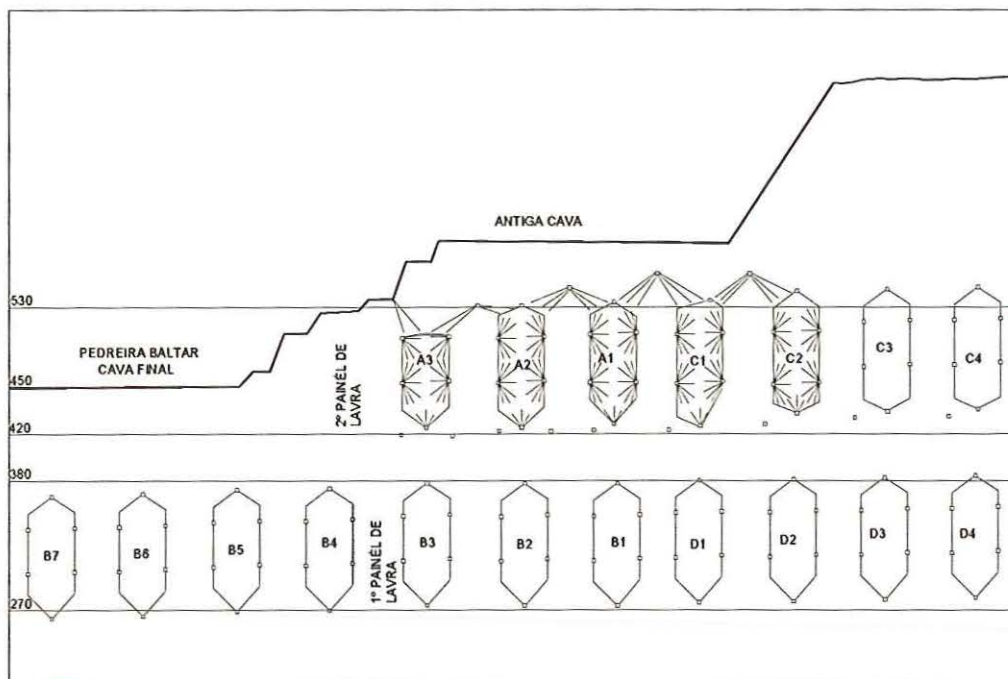


FIGURA 4.19. Esquema de lavra dos painéis subterrâneos da mina de Baltar.

A geometria inicial dos salões é de 40 m de largura, 110 m de altura e comprimento aproximado de 200 m. Os pilares entre salões têm larguras de 32 a 40 m (FIGURA 4.20).

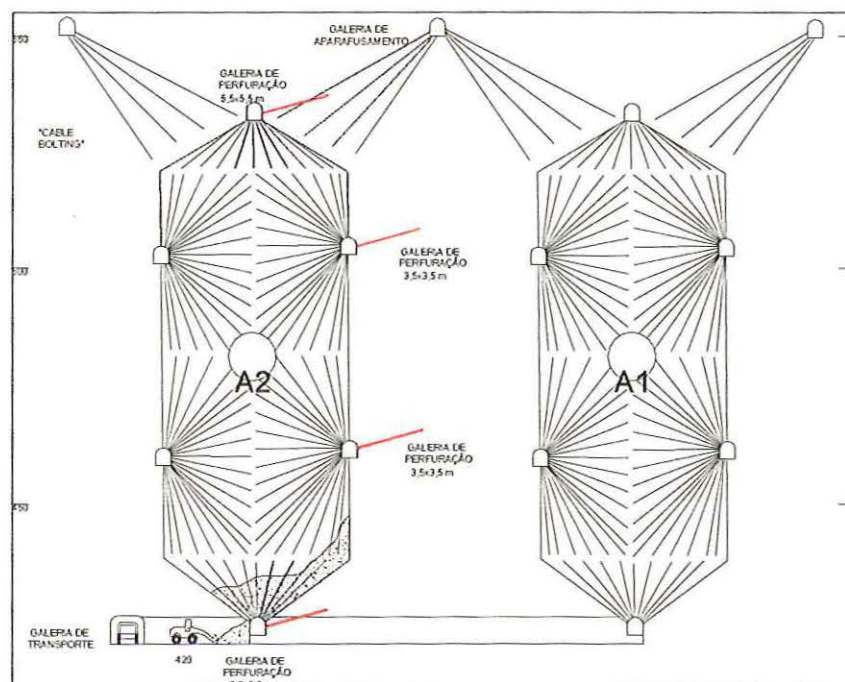


FIGURA 4.20. Localização das sondagens ensaiadas na mina de Baltar.

As determinações das tensões *in situ* foram realizadas pela Suomen Malmi Oy (Finlândia), no ano de 1980. Foram executadas pelo método de sobrefuração (*overcoring*) utilizando-se células triaxiais de Leeman. Os ensaios foram realizados em quatro furos de sondagens a diversas profundidades (TABELA 4.3) no pilar entre os salões A2 e A1, que ainda não haviam sido lavrados (FIGURAS 4.19 e 4.20), conforme informação em comunicação escrita do Geólogo Roberto T. Nakamura, das Industrias Votorantim S.A.

As TABELAS 4.4 a 4.7 apresentam os resultados obtidos pelos ensaios, indicando as profundidades, os módulos (MPa) e atitudes (graus) de σ_1 , σ_2 e σ_3 , além da tensão vertical (σ_v) e das tensões horizontais (σ_H e σ_h).

TABELA 4.3. Localização das sondagens ensaiadas. Fonte: Suomen Malmi Oy (1980)

Furo	Local	X	Y	Z (m)	Azimute	Inclinação	Z superfície (m)
541	TV1	253.368,08	7.389.469,56	536,90	142°	5°	710,00
542	T A2 420 T4	253.264,08	7.389.642,68	421,31	N - S	5°	640,00
544	T A2 500 P4	253.232,53	7.389.715,28	503,43	8°	5°	605,00
545	T A2 460 P4	253.269,50	7.389.626,37	460,22	31°	5°	672,00

TABELA 4.4. Resultados dos ensaios da sondagem 541. Profundidade em relação à superfície: 173 m. Dimensões da galeria: 5,5 x 5,5 m. Unidades: Tensão – MPa, Direção e Mergulho – graus. Fonte: Suomen Malmi Oy (1980).

Ensaio	Profundidade		σ_1	σ_2	σ_3	$\sigma - V$	$\sigma_1 - H$	$\sigma_2 - H$
1	3,55	Tensão	9,7	4,0	2,2	5	7,3	3,0
		Direção	190	67	310	0	17	107
		Mergulho	38	34	33	90	0	0
2	5,42	Tensão	18,1	11,8	8,3	8,4	18,1	11,8
		Direção	77	168	345	0	77	167
		Mergulho	0	5	85	90	0	0
3	8,30	Tensão	2,6	- 4,2	- 5,3	- 4,2	2,4	- 5,2
		Direção	243	130	336	0	63	153
		Mergulho	8	69	19	90	0	0
4	11,33	Tensão	16,3	8,5	5,4	6,3	16,2	7,7
		Direção	285	20	186	0	284	14
		Mergulho	5	31	58	90	0	0

TABELA 4.5. Resultados dos ensaios da sondagem 542. Profundidade em relação à superfície: 219 m. Dimensões da galeria: 5,5 x 5,5 m. Unidades: Tensão – MPa, Direção e Mergulho – graus. Fonte: Suomen Malmi Oy (1980).

Ensaio	Profundidade		σ_1	σ_2	σ_3	$\sigma - V$	$\sigma_1 - H$	$\sigma_2 - H$
1	4,62	Tensão	5,4	1,8	- 1,9	- 0,6	5,0	0,9
		Direção	171	73	283	0	355	85
		Mergulho	13	30	57	90	0	0
2	6,67	Tensão	5,4	2,4	- 2,4	- 2,2	5,3	2,2
		Direção	123	32	232	0	304	34
		Mergulho	4	12	77	90	0	0
3	8,18	Tensão	15,7	8,2	- 1,3	6,2	11,1	5,2
		Direção	13	121	233	0	348	78
		Mergulho	38	21	45	90	0	0
4	10,20	Tensão	12,2	6,5	1,0	2,2	11,5	6,0
		Direção	345	251	114	0	349	79
		Mergulho	14	16	67	90	0	0
5	11,20	Tensão	12,8	10,1	2,8	7,3	12,3	6,1
		Direção	352	102	243	0	339	69
		Mergulho	21	42	41	90	0	0

TABELA 4.6. Resultados dos ensaios da sondagem 544. Profundidade em relação à superfície: 102 m. Dimensões da galeria: 3,8x3,8 m. Unidades: Tensão – MPa, Direção e Mergulho - graus Fonte: Suomen Malmi Oy(1980).

<i>Ensaio</i>	Profundidade		σ_1	σ_2	σ_3	$\sigma - V$	$\sigma_1 - H$	$\sigma_2 - H$
1	4,30	Tensão	14,8	6,8	0,2	5,3	10,1	6,4
		Direção	62	326	224	0	73	163
		Mergulho	35	9	53	90	0	0
2	6,32	Tensão	6,4	3,1	0,2	5,3	4,3	0,2
		Direção	317	131	223	0	314	44
		Mergulho	55	35	3	90	0	0
3	7,60	Tensão	9,7	4,5	- 0,3	- 0,2	9,6	4,5
		Direção	163	254	28	0	342	72
		Mergulho	6	6	82	90	0	0
4	8,91	Tensão	14,8	8,6	0,9	3,8	13,8	6,7
		Direção	344	83	224	0	336	66
		Mergulho	18	27	57	90	0	0
5	9,97	Tensão	14,5	11,0	7,4	9,2	14,4	9,2
		Direção	8	106	271	0	5	95
		Mergulho	7	43	45	90	0	0
6	11,26	Tensão	30,8	11,7	3,9	13,7	26,2	6,6
		Direção	166	44	275	0	350	51
		Mergulho	28	45	32	90	0	0
7	12,15	Tensão	28,9	8,9	7,2	12,3	24,4	8,3
		Direção	162	54	284	0	343	73
		Mergulho	27	31	46	90	0	0

TABELA 4.7. Resultados dos ensaios da sondagem 545. Profundidade em relação à superfície: 212 m. Dimensões da galeria: 3,8x3,8 m. Unidades: Tensão – MPa, Direção e Mergulho – graus. Fonte: Suomen Malmi Oy (1980).

Ensaio	Profundidade		σ_1	σ_2	σ_3	$\sigma - V$	$\sigma_1 - H$	$\sigma_2 - H$
1	6,25	Tensão	46,6	32,2	12,7	17,0	44,8	29,7
		Direção	54	149	290	0	48	138
		Mergulho	14	20	66	90	0	0
2	9,50	Tensão	15,0	4,7	0,8	4,9	14,7	0,9
		Direção	103	330	195	0	283	13
		Mergulho	9	76	10	90	0	0
3	10,16	Tensão	8,0	0,5	- 1,6	1,3	7,2	- 1,5
		Direção	269	69	176	0	88	178
		Mergulho	19	70	6	90	0	0
4	11,09	Tensão	9,4	3,9	2,4	4,1	9,2	2,4
		Direção	239	103	332	0	60	150
		Mergulho	13	74	11	90	0	0
5	12,00	Tensão	10,4	3,2	- 6,0	- 2,6	7,0	3,1
		Direção	254	346	83	0	69	159
		Mergulho	27	4	63	90	0	0

Como se observa, os parâmetros obtidos apresentam dispersão. Este fato pode estar relacionado à heterogeneidade dos planos anisotrópicos presente no maciço rochoso (foliação), o que causou algumas dificuldades na escolha dos parâmetros elásticos utilizados nos cálculos. Outro fator que pode ter contribuído para esta dispersão está relacionado à proximidade dos primeiros ensaios de cada sondagem em relação às paredes das galerias. Esses fatores condicionaram o descarte de alguns dados discrepantes da média encontrada.

Os valores médios das tensões na mina de Baltar adotados para a simulação numérica do subnível 460, foram:

- $\sigma_1 = 15$ MPa
- $\sigma_2 = 10$ MPa
- $\sigma_3 = 5$ MPa

Os resultados mais estáveis foram obtidos no furo 542, situado no subnível 420, que indicaram σ_1 próximo de 13 MPa.

Os valores mais elevados foram encontrados nos ensaios realizados no furo 544, próximo do contato metacálcário/metadolomito, na parede da lapa, nível 500, onde σ_1 atingiu cerca de 30 MPa com direção paralelizada ao contato.

As tensões verticais (σ_v) concordam, de forma geral, a carga litostática (entre 3 e 6 MPa).

Em relação às direções das tensões principais, nota-se, também, considerável dispersão.

A FIGURA 4.21 apresenta os estereogramas com as direções de σ_1 , σ_2 e σ_3 para cada furo ensaiado, e a FIGURA 4.22 apresenta um estereograma para cada tensor, evidenciando sua dispersão e indicando o tensor médio considerado no estudo da Suomen Malmy Oy, qual seja:

- σ_1 = NNW - sub-horizontal
- σ_2 = NNE - mergulhos médios a baixos
- σ_3 = WSW - mergulhos médios a altos.

Levando em consideração as condições geológico-estruturais para a interpretação desse tensor, observa-se que σ_1 posta-se perpendicularmente à zona de cisalhamento Moreira. O caráter dúctil desta estrutura pode ter conferido, em termos regionais, características geomecânicas mais rígidas condicionando esta ortogonalidade (FIGURA 3.29).

Da mesma forma, observa-se também nas FIGURAS 4.21a, 4.21d e 4.22a uma menor concentração do eixo σ_1 na direção ENE-WSW, que deve estar relacionada à variação pontual de rigidez perpendicular às lentes de metacálcário (meio anisotrópico), paralelizando-o à foliação.

Embora o projeto dos salões já estivesse definido anteriormente a esses ensaios, a geometria das escavações adotada foi a mais adequada, considerando-se a direção preferencial de σ_1 . Em relação aos níveis de tensão encontrados (baixos a médios), projetou-se cabamentos para a estabilização dos tetos e paredes, além de instrumentação através de extensometria para

monitoração das deformações. Após praticamente 20 anos de lavra subterrânea verificou-se apenas rupturas localizadas, desprezíveis em relação às dimensões das aberturas.

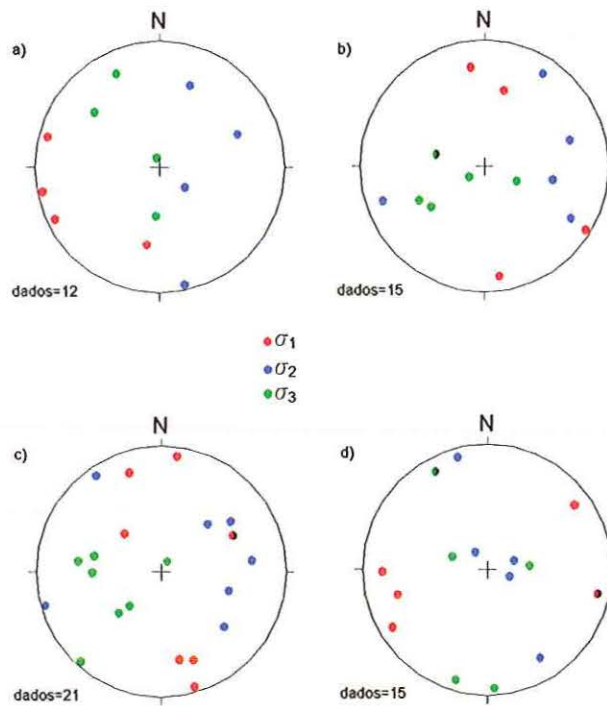


FIGURA 4.21. Estereogramas de igual-área dos eixos σ_1 , σ_2 e σ_3 definidos nos ensaios *in situ*. (a) Furo 541. (b) Furo 542. (c) Furo 544. (d) Furo 545.

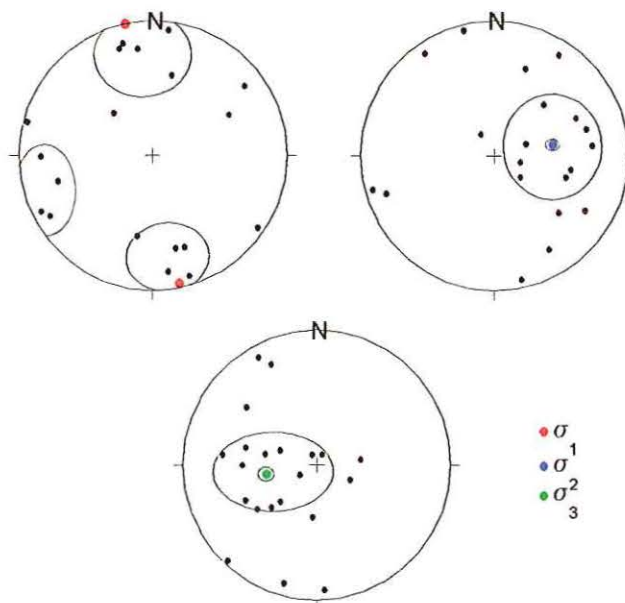


FIGURA 4.22. Estereogramas de igual-área apresentando os eixos tensoriais médios. (a) σ_1 . (b) σ_2 . (c) σ_3 . Semiesfera inferior.

4.2.2. Análise de Falhas na Mina de Salto

Próximo à mina de Baltar, distante em linha reta aproximadamente 10 km a sudoeste, encontra-se a mina de Salto de lavra à céu aberto, instalada na mesma seqüência metassedimentar, com os corpos rochosos mostrando estruturação análoga (FIGURA 4.18).

Nessa mina foram estudadas falhas das rochas metacarbonáticas, que correspondem a juntas tectônicas antigas reativadas por movimentos relacionados a eventos mais recentes, definidas por planos estriados simples e de caráter predominantemente transcorrente (FIGURA 4.23).

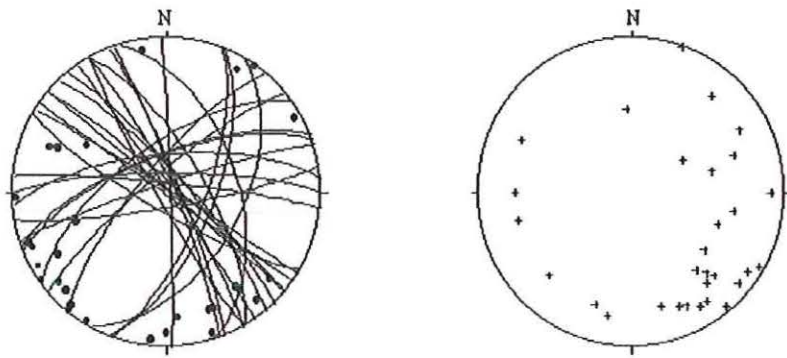
Na FIGURA 4.23 observa-se que as falhas dextrais (a) configuram um feixe principal em torno de NW-SE e outro variando de NE-SW a E-W. As falhas sinistrais (b) mostram um feixe em torno de NW-SE e outro variando de N-S a NE-SW. As falhas normais (c) e as inversas (d) apresentam feixes com direções semelhantes, um em torno de NW-SE e outro variando entre NE-SW e E-W.

Essas falhas foram tratadas pela técnicas de Arthaud e dos diedros retos, cujos resultados apresentam-se na FIGURA 4.24.

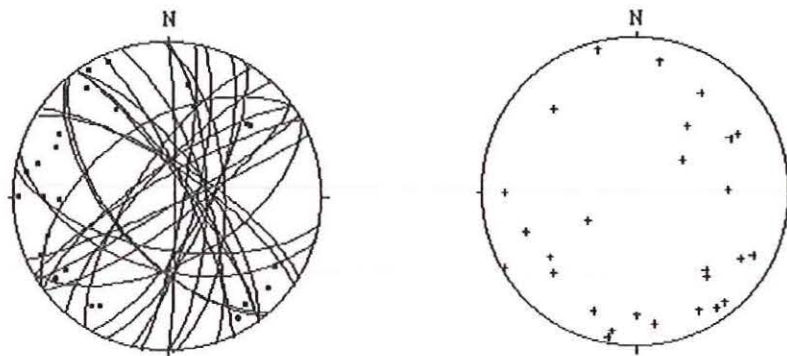
Nos esterogramas da FIGURA 4.24, os eixos têm as seguintes orientações:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
R \equiv Z	N35W/sub-horizontal	σ_1	NNW-SSE/sub-horizontal
P \equiv Y	ubvertical	σ_2	subvertical
Q \equiv X	N55E/sub-horizontal	σ_3	ENE-WSW/sub-horizontal

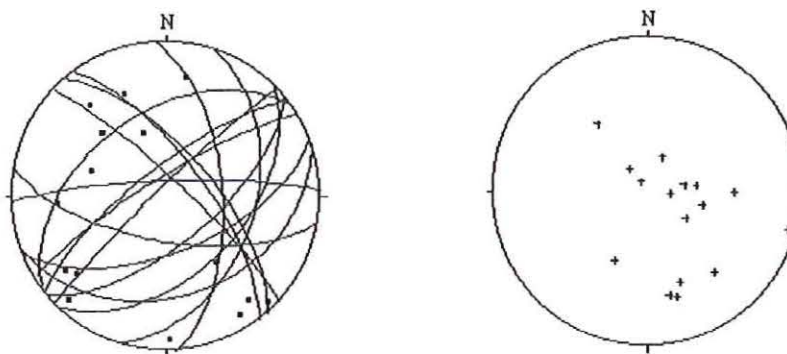
Observa-se que os tensores encontrados por essas técnicas são praticamente coincidentes. Porém, os grupos de falhas examinados separadamente, mostram incompatibilidades com esses eixos de tensão; assim é que (1) parte das falhas transcorrentes teriam movimentação oposta aos eixos deduzidos, (2) a maioria das falhas normais teriam direções ortogonais e não paralelas a σ_3 .



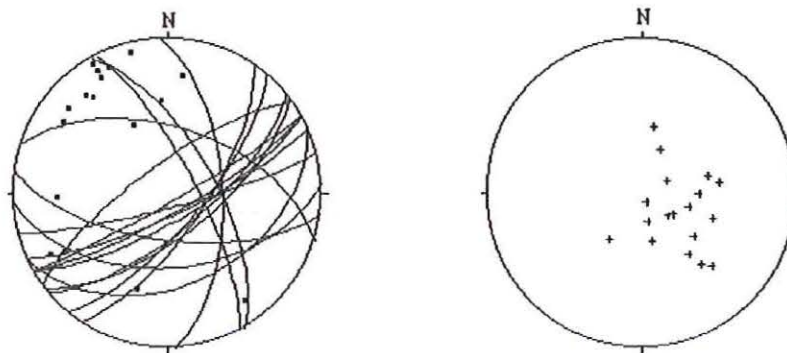
(a) Falhas transcorrentes dextrais. Dados: 33



(b) Falhas transcorrentes sinistrais. Dados: 28



(c) Falhas normais. Dados: 16



(d) Falhas inversas. Dados: 19

FIGURA 4.23. Estereogramas das falhas da mina de Salto discriminadas por tipo de movimento. Lado esquerdo: projeção polar e ciclográfica dos planos; lado direito: projeção das estrias de atrito.

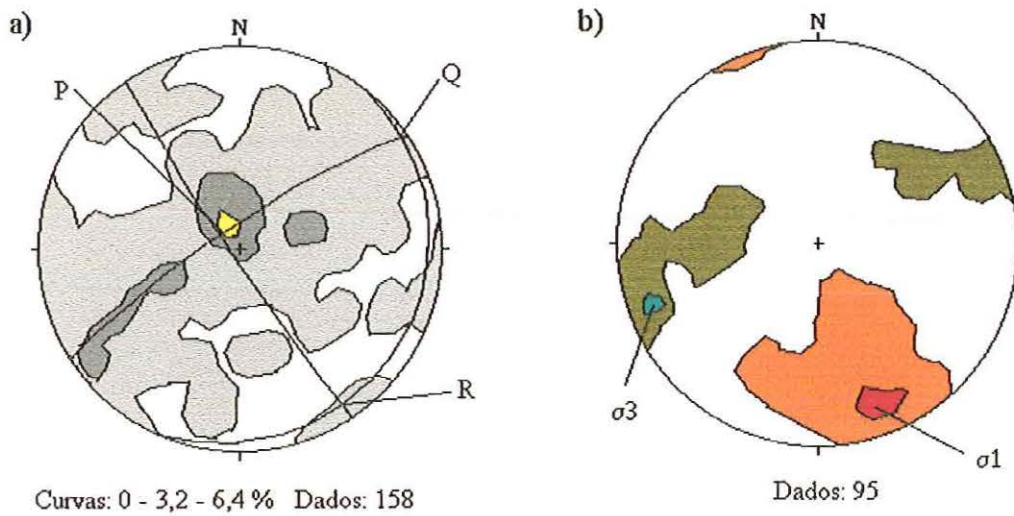


FIGURA 4.24. Estereograma de igual-área dos eixos deformacionais e tensionais deduzidos a partir das falhas da mina de Salto. (a) Diagrama de Arthaud. (b) Diagrama dos diedros retos. Semiesfera inferior.

Também neste caso, vislumbra-se a possibilidade de mais de um evento tectônico.

4.2.2.1. Evento transcorrente

Sendo mais de 70 % dos dados referentes a falhas transcorrentes, considera-se que o regime gerador seja transcorrente.

Os estereogramas de Arthaud e dos diedros retos para essas falhas, são mostrados na FIGURA 4.25.

Os eixos são:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	N20W/sub-horizontal	σ_1	NNW-SSE/sub-horizontal
Y	subvertical	σ_2	subvertical
X	N70E/sub-horizontal	σ_3	ENE-WSW/sub-horizontal

Os eixos deduzidos pelas duas técnica são também coincidentes e concordantes com o tensor da totalidade das falhas.

As falhas transcorrentes dextrais e sinistras formam feixes paralelos, com direções em torno de NW-SE e NE-SW (FIGURA 4.23). Essas famílias formam-se por deslocamentos diferenciais de lascas, como se esquematiza na FIGURA 4.26a.

As falhas inversas e normais apresentam direções semelhantes às transcorrentes (FIGURA 4.23).

A principal família de falhas inversas apresenta direção ENE-WSW e estrias mergulhando para SE, compatível com o σ_1 deduzido para as falhas transcorrentes, conduzindo à interpretação de que essas falhas também se relacionam ao evento transcorrente.

De fato, a FIGURA 4.27 mostra o tensor para as falhas inversas, que é praticamente coincidente com o das falhas transcorrentes, invertendo-se apenas as posições entre σ_2 e σ_3 .

Os eixos deduzidos são:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não deduzido	σ_1	NW-SE/sub-horizontal
Y	NE-SW/sub-horizontal	σ_2	NE-SW/sub-horizontal
X	não deduzido	σ_3	subvertical

Em relação às falhas normais, sua família predominante, de direção em torno de NE-SW (FIGURA 4.23), é incompatível com o tensor transcorrente, obrigando a considerar um evento distensivo adicional.

Porém, aparecem em menor número, falhas inversas e normais com direção em torno de N-S e E-W que podem relacionar-se com trechos onde a reorientação de tensão possibilitou seu desenvolvimento, isto é, onde incidiu, respectivamente, transpressão e transtensão, como esquematizado nos quadros 1 e 2 da FIGURA 4.26b.

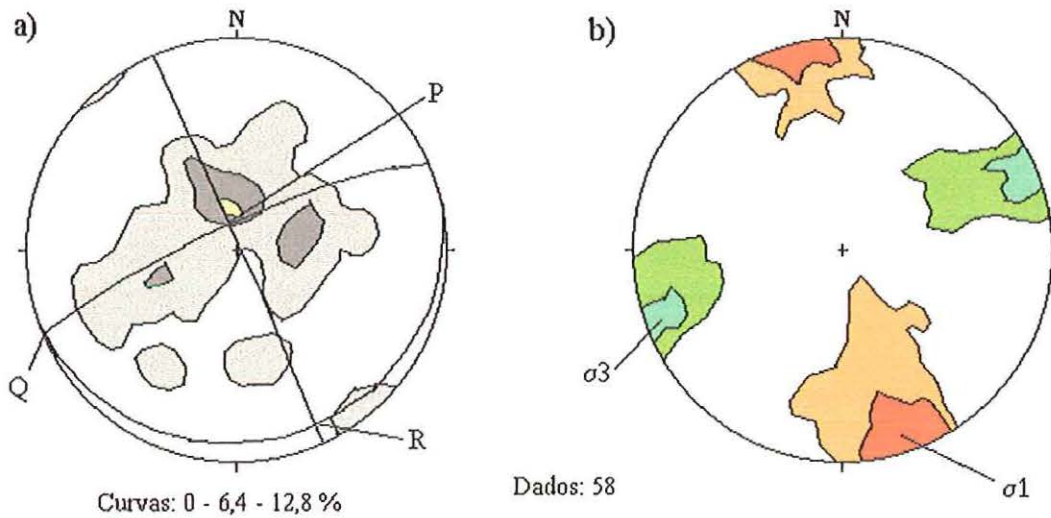


FIGURA 4.25. Tensores cinemático e dinâmico para as falhas transcorrentes. (a) Diagrama de Arthaud. (b) Diagrama dos diedros retos.

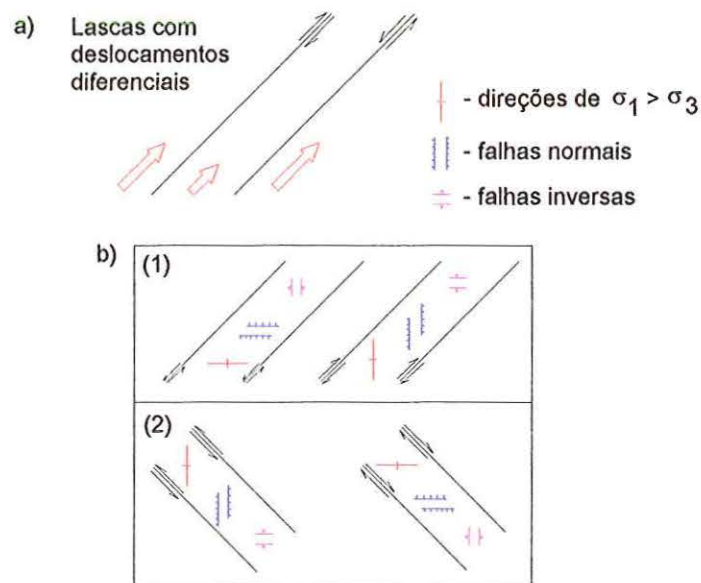


FIGURA 4.26. Modelo de deformação heterogênea de lascas em transcorrência e transpressão/transensão no interior delas. (a) Lascas com deslocamentos desiguais possibilitam a geração de falhas transcorrentes dextrais e sinistras paralelas. (b) Lascas de direções em torno de NE-SW e NW-SE podem sofrer transensão ou transpressão, gerando falhas normais ou inversas, respectivamente.

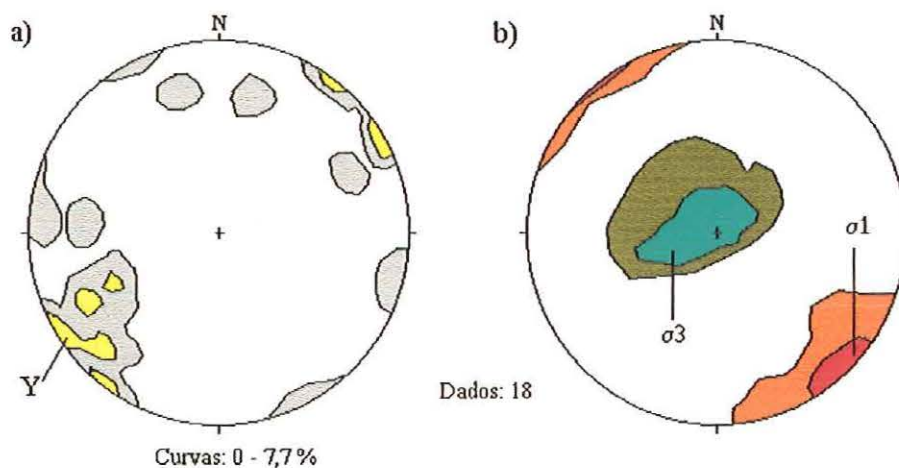


FIGURA 4.27. Tensores cinemático e dinâmico para as falhas inversas. a) Diagrama de Arthaud. (b) Diagrama dos diedros retos.

4.2.2.2. Evento distensivo

Os estereogramas de Arthaud e dos diedros retos para as falhas normais é mostrado na FIGURA 4.28.

Nota-se pequena diferença entre os eixos deduzidos pelas duas técnicas, como observado na FIGURA anterior, que pode ser explicado pela heterogeneidade das falhas e menor número de dados. Os eixos são:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não definido	σ_1	subvertical
Y	NE-SW/sub-horizontal	σ_2	ENE-WSW/sub-horizontal
X	NW-SE/sub-horizontal	σ_3	NNW-SSE/sub-horizontal

Comparando-se essas orientações com as deduzidas no regime transcorrente, observa-se que os tensores apresentam praticamente a mesma geometria, mas com eixos trocados. O paralelismo entre σ_1 deduzido pelas falhas transcorrentes e σ_3 deduzido pelas falhas normais, com direção NNW-SSE, evidencia que tais falhas foram geradas por eventos distintos.

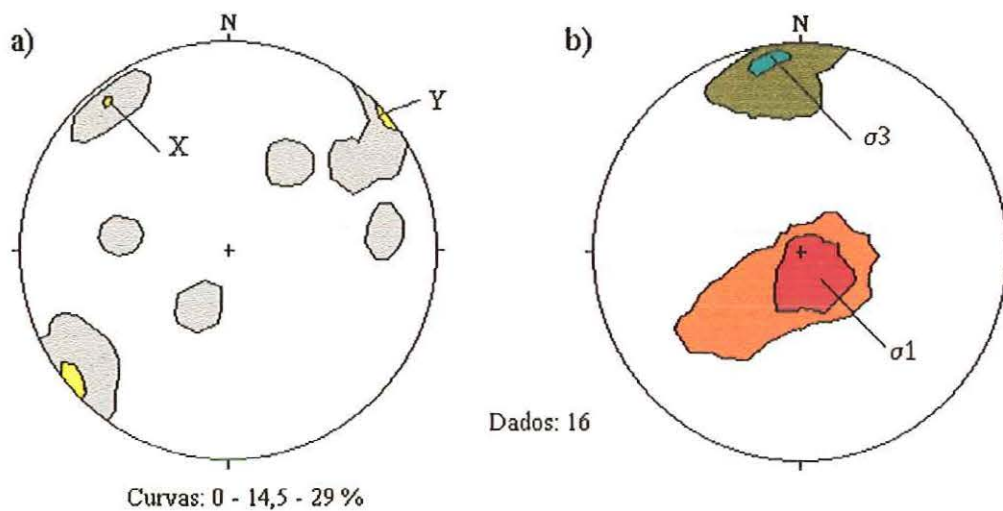


FIGURA 4.28. Tensores cinemático e dinâmico para as falhas normais. a) Diagrama de Arthaud, b) diagrama dos diedros retos.

4.2.3. Comparação dos Resultados

A dispersão de orientação dos eixos mostrada na FIGURA 4.22 pode ser explicada por redistribuições de tensões por efeito das heterogeneidades apresentada pelos planos anisotrópicos (foliação), descontinuidades (juntas e falhas) e heterogeneidade litológica (bandamento composicional) presentes no maciço. Provavelmente o modelo adotado no tratamento dos dados tenha sido o isotrópico, não considerando essas feições. A orientação geral deduzida e adotada no projeto pode corresponder apenas a uma tendência.

Porém, verificou-se que o tensor de tensão obtido por análise de falhas na Mina de Salto mostram geometria muito semelhante aos determinados *in situ*, com câmbio de posição de σ_2 e σ_3 e desconsiderando a inclinação dos eixos na FIGURA 4.22.

Este câmbio das posições de σ_2 e σ_3 é explicado pela baixa profundidade dos ensaios.

Pela análise das falhas, que apresentam movimentos relativos díspares, constatou-se a presença de dois eventos tectônicos: um transcorrente mais evidente e outro distensivo. Na

Análise Estrutural em caso de feições de dois episódios superpostos, reconhece-se que as mais jovens são mais conspícuas, tendendo a obliterar as anteriores. Assim, pode-se admitir que o regime transcorrente é o mais jovem e que relaciona-se com as tensões atuantes no maciço rochoso.

4.3. TERMINAL MARÍTIMO ALMIRANTE BARROSO (TEBAR), SÃO SEBASTIÃO, SP

A área de São Sebastião, situada no litoral de São Paulo (FIGURA 4.29), é constituída por gnaisses de tipos variados e migmatitos pertencentes ao Complexo Costeiro, e diques de diabásio de espessuras variadas (FIGURA 4.30), contemporâneos à Formação Serra Geral da Bacia do Paraná (Jurássico-Cretáceo).

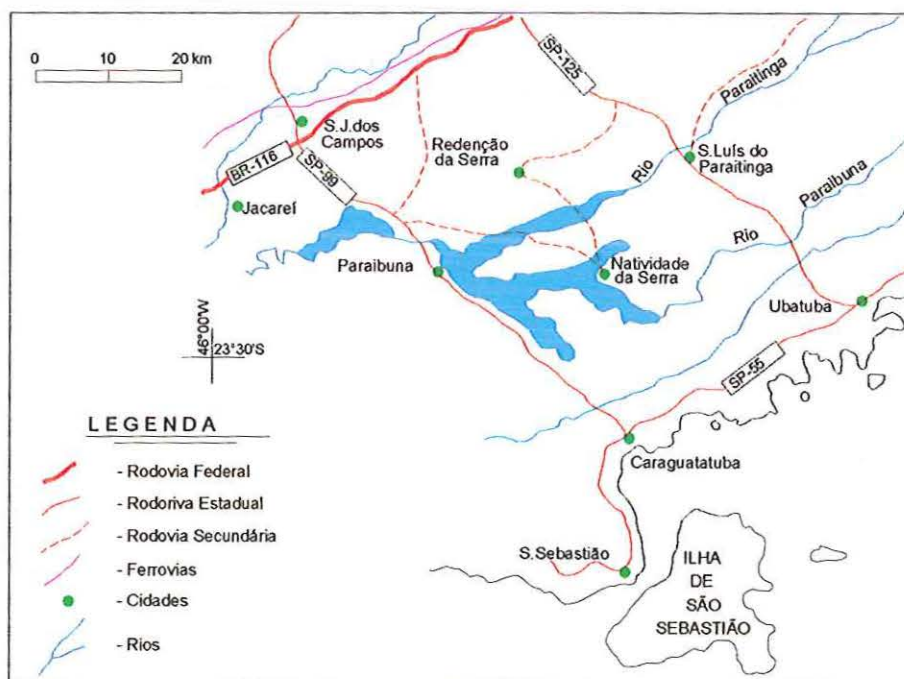


FIGURA 4.29. Mapa de localização de São Sebastião, SP.

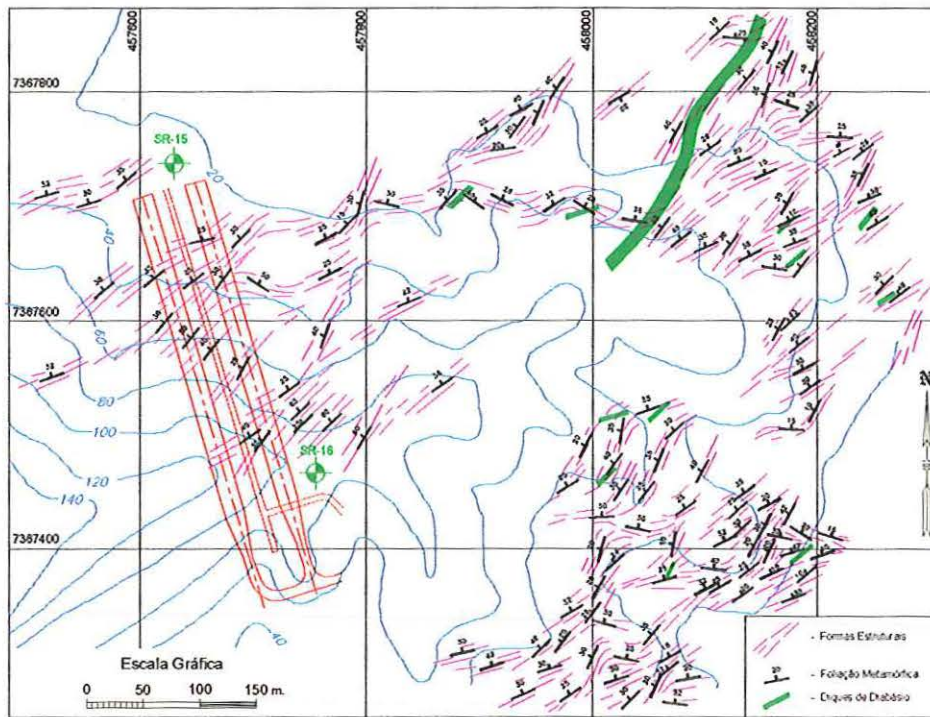


FIGURA 4.30. Mapa geológico-estrutural e de localização das cavernas projetadas e dos furos de sondagens (SR-15 e SR-16).

As principais feições geoestruturais presentes são:

1. A foliação dos gnaisses definida pelo bandamento metamórfico e gnaissosidade paralelizadas, dotada de baixos mergulhos (FIGURA 4.31).

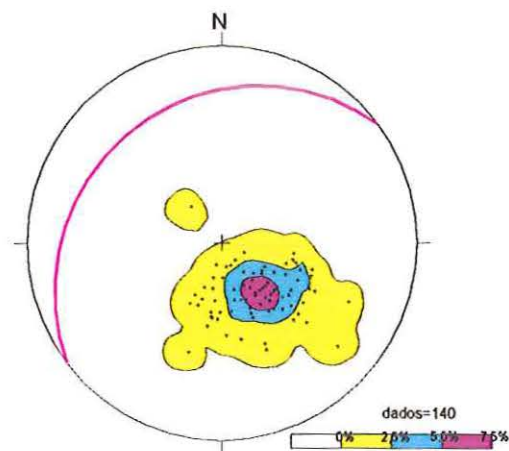


FIGURA 4.31. Estereograma das foliações. Semiesfera inferior.

2. As juntas definindo duas famílias principais entrecruzadas e subverticais (FIGURA 4.32).

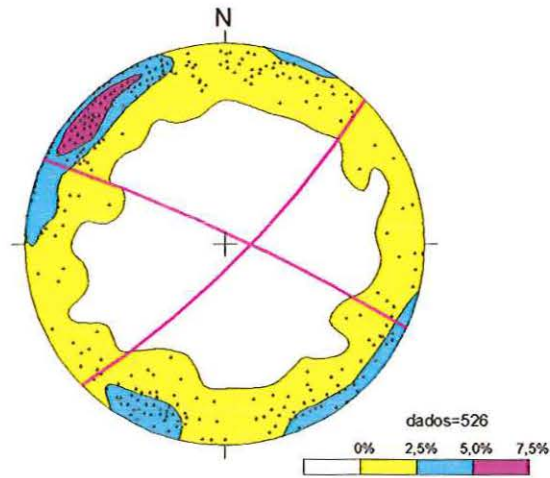


FIGURA 4.32. Estereograma das juntas. Semiesfera inferior.

3. Diques de diabásio subverticais e com espessuras de até 10 m de largura (FIGURAS 4.30 e 4.33), concordantes com uma família de juntas.

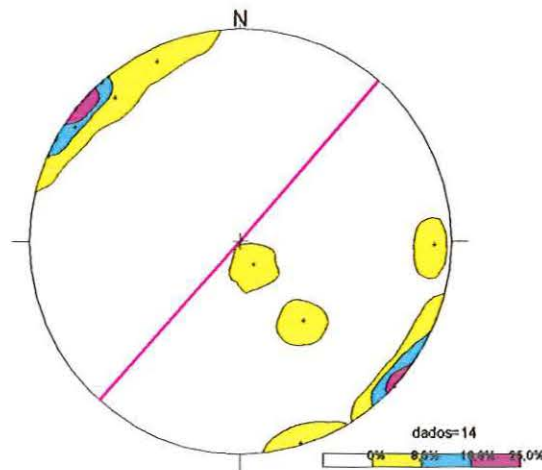


FIGURA 4.33. Estereograma de diques de diabásio. Semiesfera inferior.

4. Falhas caracterizadas por planos estriados, cujos movimentos ocorreram ao longo de juntas dos gnaisses e diabásios. Elas serão abordadas adiante.

A Petrobrás conduziu, no início dos anos 90, uma campanha de investigações geotécnicas para a viabilização de um sistema de cavernas para armazenamento de GLP (gás liquefeito de petróleo) no Terminal Marítimo Almirante Barroso (TEBAR).

Estas investigações incluíram sondagens geotécnicas, levantamentos geofísicos, caracterização geológico-estrutural de detalhe, em que este autor colaborou (Hasui & Magalhães, 1991), além da determinação *in situ* das tensões pelo método de fraturamento hidráulico (Haimson, 1992).

O projeto prevê a escavação de duas cavernas paralelas, com 300 m de comprimento, 26 m de altura e 18,5 m de largura, com a profundidade variando aproximadamente entre 70 e 140 m (FIGURA 4.30).

4.3.1. Fraturamento Hidráulico

As determinações das tensões foram realizadas em dois furos de sondagem, com oito ensaios na sondagem rotativa 15 (SR-15) e onze ensaios na SR-16.

Essas sondagens foram locadas próximas às extremidades opostas das cavernas, como observa-se na FIGURA 4.30, e atravessaram basicamente rochas gnáissicas. A SR-15 atingiu a profundidade de 115 m, iniciando na cota 25,5 m. A SR-16 apresentou profundidade de 188 m, iniciando na elevação de 97,5 m, atravessando dois diques de diabásio nas profundidades 163,6 – 165,3 m e 174,8 – 175,6 m.

A tensão vertical (σ_v) foi calculada a partir do peso da coluna de solo e rocha sobrejacente. A densidade da rocha (γ_r) foi determinada a partir de quatro amostras das SR-15 e SR-16, que resultaram num valor médio de 0,026 MPa/m. A fórmula para σ_v usada a cada profundidade de ensaio foi:

$$\sigma_v = \gamma_r \cdot z,$$

sendo z a profundidade do ensaio.

As direções das tensões horizontais foram determinadas diretamente da orientação da fratura hidráulica vertical (fhv), sendo σ_H orientado segundo a direção da fhv e σ_h normal a ela.

Os resultados dos ensaios da SR-15 são apresentados na TABELA 4.8 e ilustrados na FIGURA 4.34. Nota-se que as tensões horizontais (σ_H e σ_h) são maiores do que a tensão vertical (σ_v), como observado comumente em determinações *in situ* a pequenas profundidades (até aproximadamente 400 m).

As magnitudes de σ_h apresentam tendência de aumento com a profundidade, perturbada em apenas dois resultados (ensaios 2 e 6), mostrando a seguinte relação linear (FIGURA 4.34a):

$$\sigma_h = 4,6 - 0,049 z \text{ (baseado nos ensaios 1, 3, 4, 5 e 8).}$$

O coeficiente de correlação é de 0,90. Os resultados dos ensaios 2 e 6 podem indicar interceptação da fratura hidráulica com fraturas preexistentes, causando interferência em seus resultados.

Para o projeto é suficiente, obter-se apenas um valor médio de cada tensão principal e seu desvio padrão. O valor médio de σ_h baseado nos cinco ensaios de valores mais consistentes (FIGURA 4.34 b) foi:

$$\sigma_h = 7,7 (\pm 0,8) \text{ MPa}$$

As magnitudes de σ_H foram consideravelmente mais dispersas do que as de σ_h . Na FIGURA 4.34a é mostrada a regressão linear de σ_H em relação à profundidade, a qual se mostra subparalela à regressão de σ_h . Se novamente forem excluídos os ensaios 2 e 6, a aproximação linear de σ_H será (FIGURA 4.34b):

$$\sigma_H = 6,1 - 0,09 z,$$

O coeficiente de correlação é de 0,6 devido à grande dispersão dos dados.

TABELA 4.8. Resultado das tensões na SR-15. Fonte: Haimson (1992).

<i>Nº do furo</i>	Profundidade (m)	Elevação (m)	σ_v (MPa)	σ_h (MPa)	σ_H (MPa)	σ_H direção (°)
SR-15-1	69.35	-43.85	1.8	6.8	11.3	170
SR-15-8	77.80	-52.30	2.1	7.4		141
SR-15-2	82.90	-57.40	2.2	4.8	7.2	112
SR-15-7	85.00	-59.50	2.3	hidrofraturamento sub-horizontal		
SR-15-3	90.50	-65.00	2.4	7.0	10.1	48
SR-15-4	99.20	-73.70	2.6	8.4	10.8	78
SR-15-6	102.85	-77.35	2.7	5.8	7.7	27
SR-15-5	110.75	-85.25	2.9	8.9	15.8	38

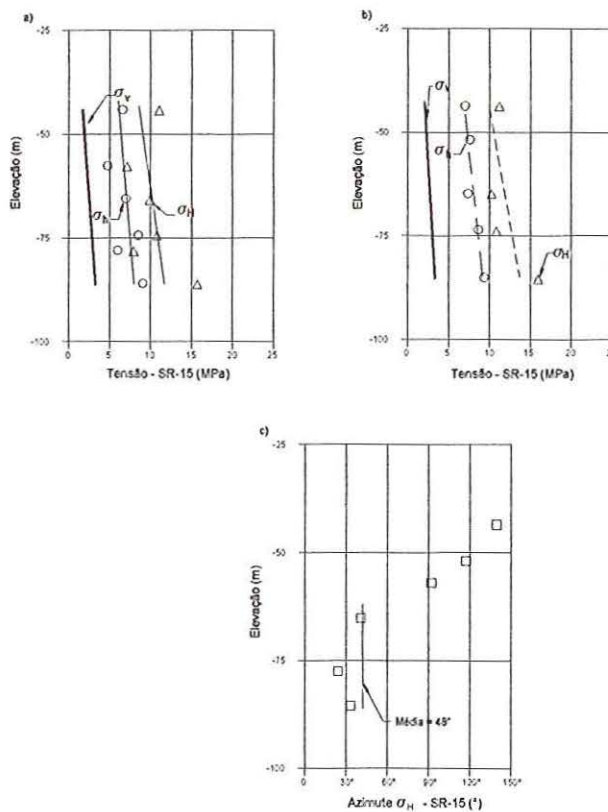


FIGURA 4.34. Resultados dos ensaios na SR-15. (a) Variação das magnitudes das tensões principais de todos os ensaios com a elevação. (b) Variação das magnitudes das tensões principais com a elevação utilizando-se os cinco ensaios mais consistentes. (c) Variação da orientação de σ_H com a elevação. Fonte: Haimson (1992).

A magnitude média de σ_H , excluindo-se os ensaios 2 e 6, foi de:

$$\sigma_H = 12,0(\pm 2,6) \text{ MPa}$$

As direções de σ_H da SR-15, listadas na TABELA 5.8 e apresentadas na FIGURA 4.34c, rotacionam-se com o aumento de profundidade, concentrando-se nos quatro ensaios abaixo da cota -65 m na direção N48E ($\pm 22^\circ$). Essa rotação é interpretada como redistribuição da tensão natural pela influência da proximidade da superfície topográfica, sendo que, a partir da cota -65 m (profundidade de 90,5 m) essa influência não seria mais notada.

Resumindo os resultados obtidos nos ensaios da SR-15, as tensões principais têm as seguintes magnitudes e direções:

- $\sigma_v (\sigma_3) = 2,1 (\pm 0,3) \text{ MPa}$
- $\sigma_h (\sigma_2) = 7,7 (\pm 0,8) \text{ MPa} \quad \Rightarrow \text{N42W } (\pm 22^\circ)$
- $\sigma_H (\sigma_1) = 12,0 (\pm 2,6) \text{ MPa} \quad \Rightarrow \text{N48E } (\pm 22^\circ)$

O estado de tensão ao redor da SR-16, cujos valores são apresentados na TABELA 5.9 e FIGURA 4.35, mostram dois regimes: superior (entre 31,5 e 8,5 m), de magnitudes com valores baixos, compatíveis com as baixas profundidades; e inferior (entre -31 e -86 m), caracterizado pelos valores constantes das tensões horizontais, excluindo-se o ensaio 7 (FIGURA 4.35a).

O regime de tensão inferior, definido pelos ensaios 3, 5, 6 e 8, representa o estado de tensão natural sem influência da superfície topográfica, e é caracterizado pelos seguintes valores médios (FIGURA 4.35b):

- $\sigma_v (\sigma_3) = 4,1 (\pm 0,8) \text{ MPa}$
- $\sigma_h (\sigma_2) = 7,3 (\pm 0,4) \text{ MPa}$
- $\sigma_H (\sigma_1) = 11,9 (\pm 1,6) \text{ MPa}$

As direções de σ_H (FIGURAS 4.35c) no regime superior também rotacionam com a profundidade (de 31,5 a 8,5 m). Nos seis ensaios abaixo da cota -31 m (regime inferior) as

direções agrupam-se em torno de N52E ($\pm 15^\circ$). Assim, as direções médias das tensões horizontais estabilizadas da SR-16 foram:

- $\sigma_h = N38W (\pm 15^\circ)$
- $\sigma_H = N52E (\pm 15^\circ)$

TABELA 4.9. Resultados das tensões na SR-16. Fonte: Haimson (1992).

<i>Nº do furo</i>	Profundidade (m)	Elevação (m)	σ_v (MPa)	σ_h (MPa)	σ_H (MPa)	σ_H direção (°)
SR-16-1	66.00	31.50	1.7	3.0	4.8	70
SR-16-11	78.00	19.50	2.1	4.8	7.6	110
SR-16-2	89.00	8.50	2.4	7.7	14.3	0
SR-16-10	93.35	4.15	2.5	hidrofraturamento sub-horizontal		
SR-16-3	128.60	-31.10	3.4	7.0	13.6	62
SR-16-9	134.80	-37.30	3.6	hidrofraturamento horizontal		54
SR-16-4	138.90	-41.40	3.7	hidrofraturamento inclinado		
SR-16-8	147.50	-50.00	3.9	6.9	12.9	43
SR-16-5	164.25	-66.75	4.4	7.5	10.6	55
SR-16-7	172.00	-74.50	4.6	12.3	24.2	69
SR-16-6	183.70	-86.20	4.9	7.8	10.6	26

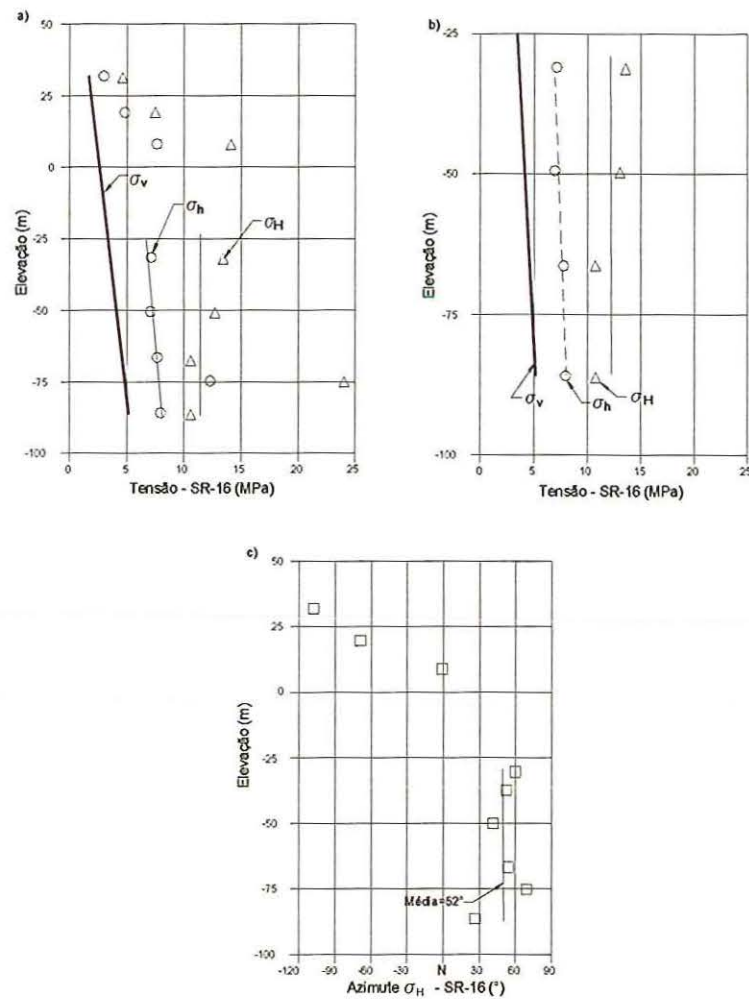


FIGURA 4.35. Resultados dos ensaios na SR-16. (a) Variação das magnitudes das tensões principais com a elevação utilizando-se todos os resultados. (b) Variação das magnitudes das tensões principais com a elevação entre -25 a -90 m. (c) Variação da direção de σ_H com a elevação. Fonte: Haimson (1992).

A FIGURA 4.36 resume os resultados de todos os ensaios realizados no TEBAR. A FIGURA 4.36a apresenta todas as magnitudes das tensões em função da profundidade, podendo-se verificar que esses valores abaixo da cota -30 m são similares nos dois furos ensaiados. A FIGURA 4.36b mostra esse resultado de modo mais claro e, baseado nesses dados, chega-se aos valores médios, que para os ensaios entre as cotas -31 e -86 m foram:

- $\sigma_h (\sigma_2) = 7,5 (\pm 0,7)$ MPa,
- $\sigma_H (\sigma_1) = 12,0 (\pm 2,0)$ MPa,

A tensão vertical não foi incluída devido à diferença de elevação topográfica entre os inícios das sondagens (SR-15 – 25,5 m e SR-16 – 97,5 m), originando valores diferenciados entre os ensaios.

A FIGURA 4.36c reúne todas as direções de σ_H determinadas nas duas sondagens, e indica uma direção comum abaixo da cota –60 m, com a média ficando em:

- $\sigma_h = N41W (\pm 20^\circ)$
- $\sigma_H = N49E (\pm 20^\circ)$

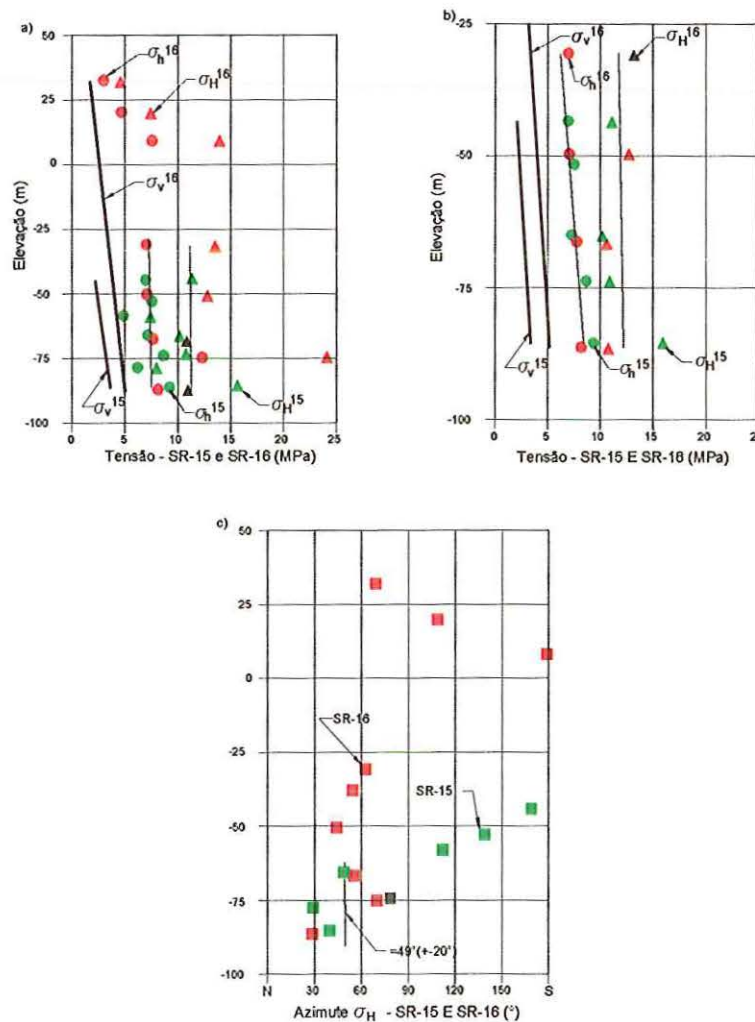


FIGURA 4.36. Resumo dos resultados dos ensaios *in situ* realizados no TEBAR.

(a) Variação de todas as magnitudes das tensões principais em função da profundidade. (b) Variação das magnitudes das tensões principais em função da profundidade entre as cotas -25 e -90 m. (c) Variação da direção de σ_H em função da profundidade de todos os ensaios realizados. Fonte: Haimson (1992).

4.3.2. Análise de Falhas

As falhas medidas são apresentadas na FIGURA 4.37.

Nessa Figura observa-se que as falhas dextrais (a) configuram dois feixes de direções em torno de NE-SW e NW-SE, com predomínio do primeiro. As falhas sinistras (b) mostram dois feixes semelhantes às dextrais, porém o feixe NE-SW tem variações para N-S e E-W. As falhas inversas (c) apresentam um feixe NE-SW com planos de baixo mergulho.

Empregou-se as técnicas de Arthaud e dos diedros retos, mostrados na FIGURA 4.38, para se obter os eixos de tensão e compará-los aos determinados *in situ*, já que as falhas que secionam os gnaisses e diabásios são as feições estruturais reconhecíveis mais recentes.

Os eixos deduzidos são:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não definido	σ_1	NW-SE/sub-horizontal
P \equiv Y	subvertical	σ_2	subvertical
X	não definido	σ_3	NE-SW/sub-horizontal

A confrontação desse tensor com os grupos de falha (FIGURA 4.37) indica compatibilidade da maioria delas. As falhas inversas são de baixo ângulo, mas têm forte componente de rejeito direcional e guardam relação de compatibilidade com o tensor indicado.

Cerca de 30% das falhas, aquelas com direções paralelas/subparalelas a σ_1 , não são compatíveis e poderiam ser explicadas pelo modelo de deformação heterogênea (FIGURA 4.39).

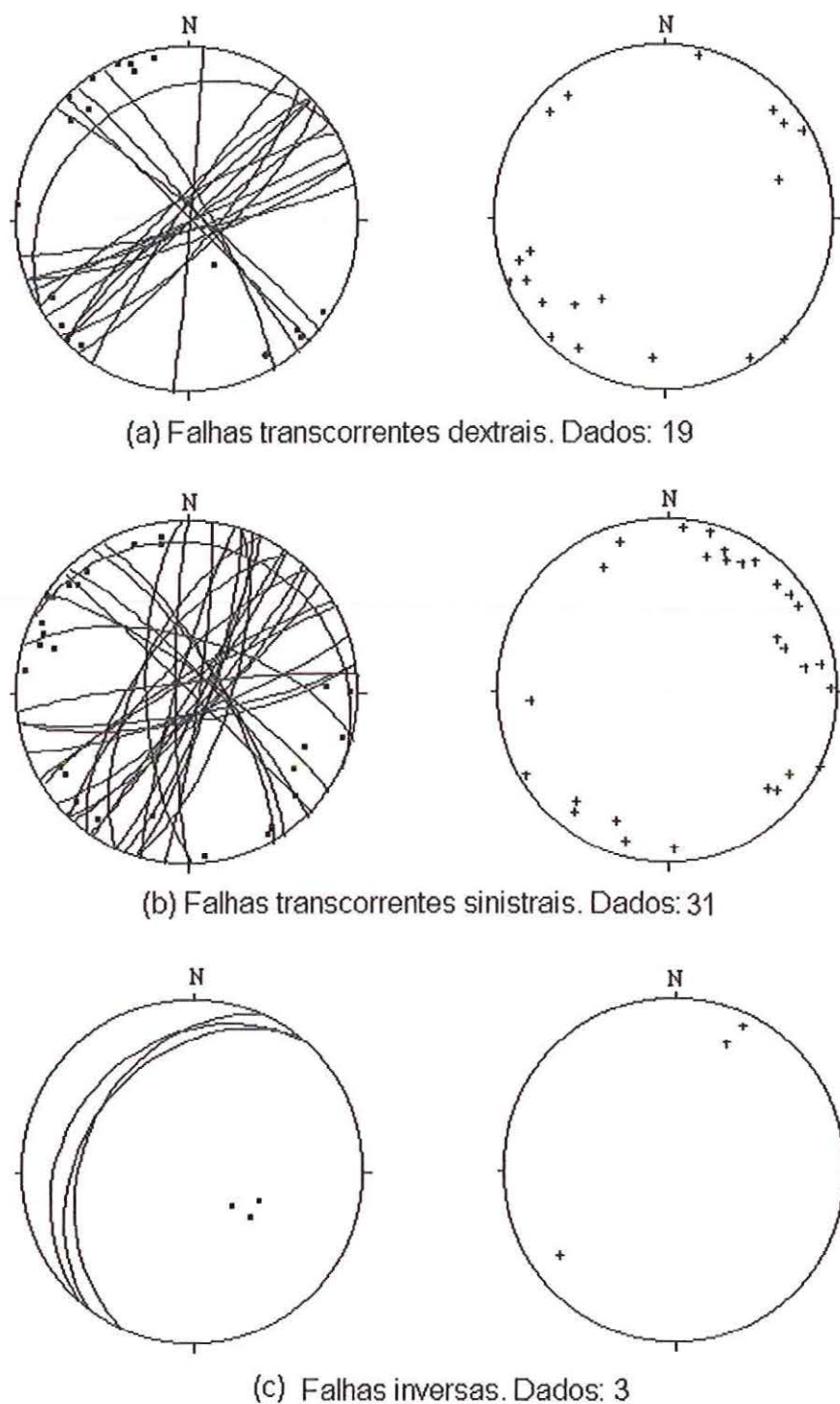


FIGURA 4.37. Estereograma das falhas da área e região do TEBAR. À esquerda: projeção polar e ciclográfica dos planos; à direita: projeção das estrias de atrito.

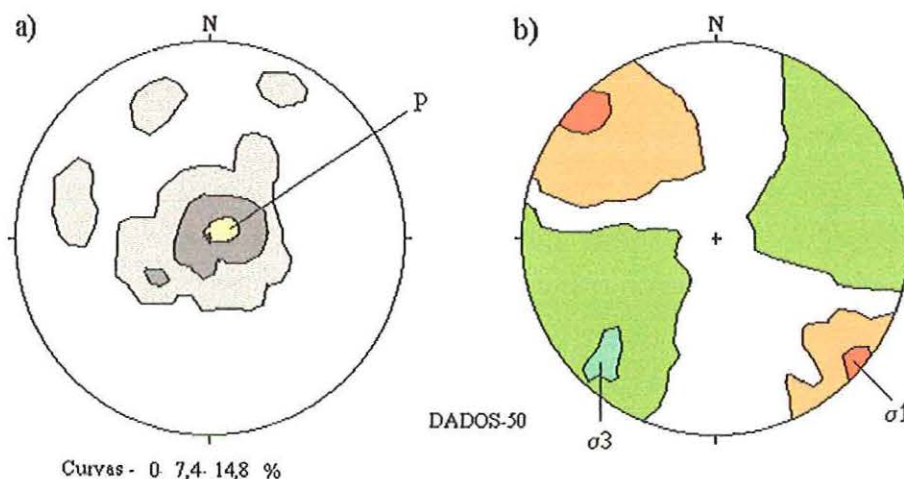


FIGURA 4.38. Estereogramas de igual-área dos eixos deformacionais e tensionais deduzidos a partir das falhas da área e região do TEBAR. (a) Diagrama de Arthaud. (b) Diagrama dos diedros retos. Semi-esfera inferior.



FIGURA 4.39. Deformação heterogênea de lascas em transcorrência com deslocamentos desiguais, possibilitando a geração de falhas transcorrentes dextrais e sinistras paralelas.

4.3.3 Comparação dos Resultados

A análise de falhas indica eixos de tensão com a mesma orientação em relação aos eixos dos ensaios *in situ*, mas com troca de posição de σ_1 , σ_2 e σ_3 , sendo de caráter transcorrente. Os resultados dos ensaios de fraturamento hidráulico indicaram σ_H ou σ_1 paralelo à costa, apontando regime compressivo e encaminhando a área para a Província de Tensões da Costa.

A troca de posição dos eixos pode ser relacionada à interação de diversos fatores, destacadamente (1) o relevo do sopé da Serra do Mar, (2) a presença da Bacia de Santos e em subsidiência marcada pela última seqüência sedimentar ainda em desenvolvimento e pela sismicidade da Zona Sismogênica de Santos (Miotto, 1993), e (3) a pequena profundidade dos ensaios, que torna σ_v o menor dos eixos (σ_3).

4.4. MINA MORRO DA USINA, VAZANTE, MG

A mina subterrânea Morro da Usina, de propriedade da Companhia Mineira de Metais (CMM), localiza-se no município de Vazante, noroeste do estado de Minas Gerais (FIGURA 4.40), fornecendo minério de Zn e Cd.

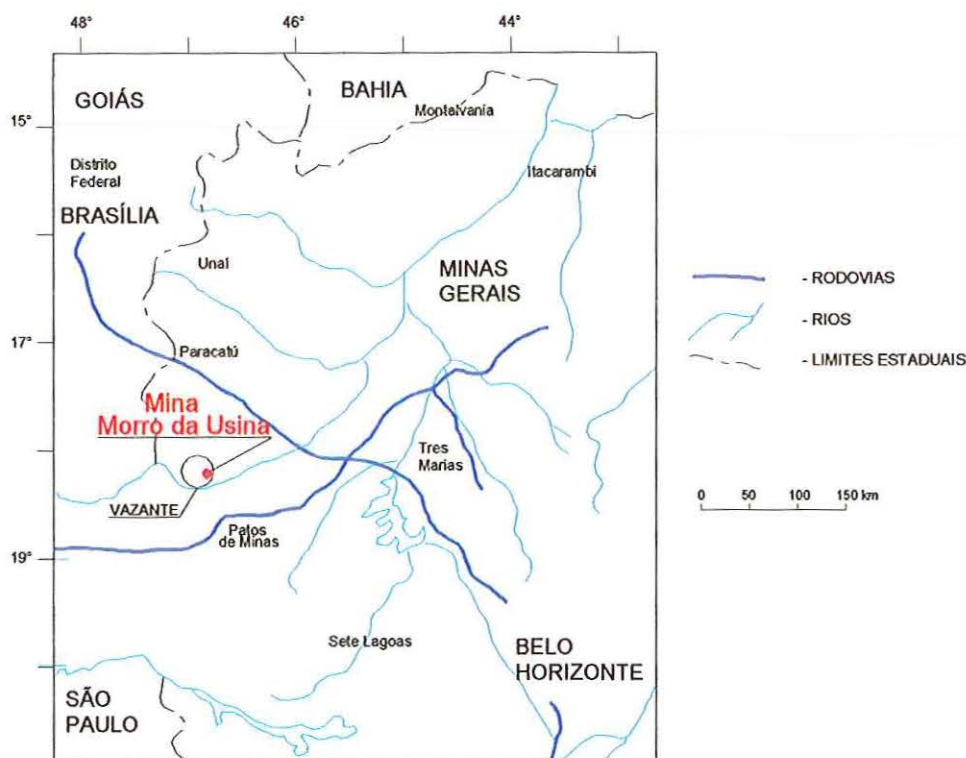


FIGURA 4.40. Mapa de localização do município de Vazante (MG).

Na área aparecem dolomitos avermelhados, cisalhados e brechados, que separam o dolomito róseo sobreposto (capa) do dolomito cinza e filito grafitoso sotopostos (lapa). Estes três últimos litotipos apresentam foliação (S1) de baixo mergulho para NW, e compõem a Formação Paraopeba do Grupo Bambuí (IPT, 1994).

As mineralizações de zinco alojam-se em uma zona de cisalhamento dextral que afetou os dolomitos vermelhos e apresenta direção geral NE-SW, alto mergulho para NW, extensão de

vários quilômetros e espessura algo superior a 50 m.

Embora a deformação no interior desta zona transcorrente, de caráter inicialmente dúctil-rúptil, passando progressivamente a rúptil-dúctil, tenha provocado a verticalização da foliação (S1), esta não se deu de forma homogênea, não configurando uma transposição total. A verticalização deu-se apenas em faixas estreitas e anastomosadas de cisalhamento intenso. Entre estas faixas verticalizadas aparecem porções rochosas apresentando a foliação e faixas de cisalhamento com mergulhos baixos (Magalhães *et al.*, 1994).

Deste modo, o modelo geométrico geral da zona de cisalhamento consiste de faixas de cisalhamento de alto ângulo, estreitas, anastomosadas e contínuas, onde se concentram as lentes de minério, e entre elas lentes em que a foliação e faixas de cisalhamento de baixo mergulhos paralelizadas, como esquematizado na FIGURA 4.41.

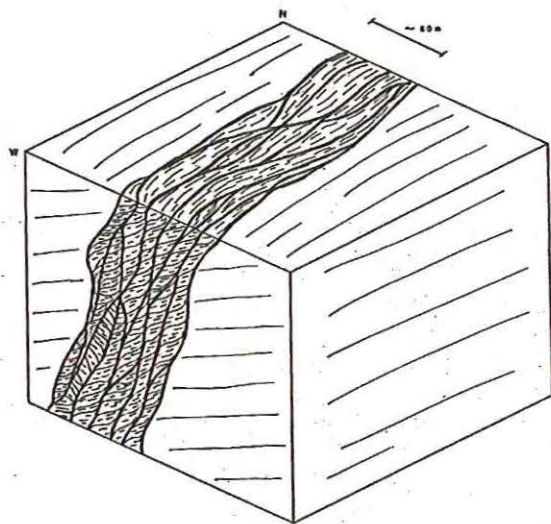


FIGURA 4.41. Modelo geométrico esquemático da zona de cisalhamento da mina Morro da Usina. Fonte: Magalhães et al. (1994).

Os estereogramas da foliação e das faixas de cisalhamento (FIGURA 4.42) apresentam dispersões de pólos que confirmam, de forma geral, o modelo esboçado na FIGURA 4.41.

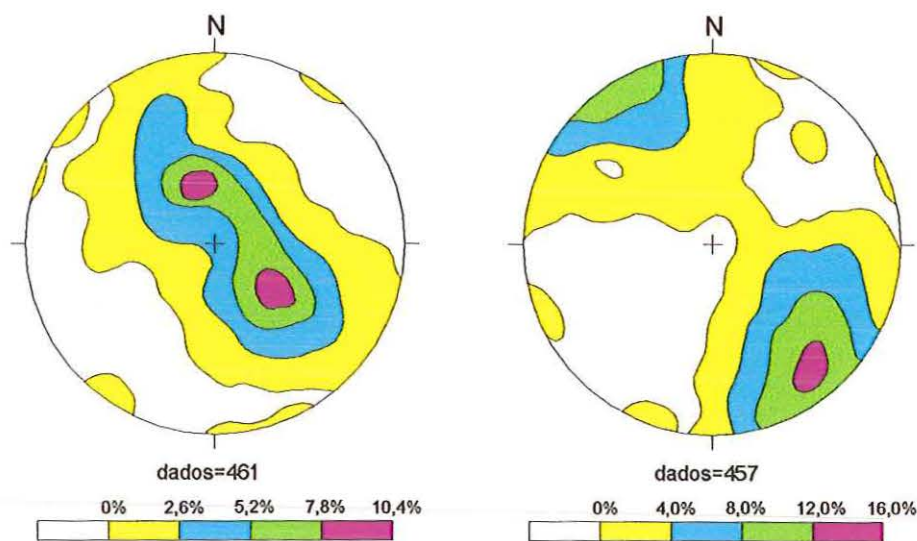


FIGURA 4.42. Estereogramas de igual-área das estruturas identificadas nas lavras. (a) Foliação. (b) Zonas de cisalhamento. Semiesfera inferior. Fonte: Magalhães *et al.*(1994).

As faixas de cisalhamento subverticais e as sub-horizontais, que se configuram como as principais descontinuidades do maciço, apresentam-se, invariavelmente, preenchidas de argila com espessuras centimétricas a subdecimétricas e espaçamentos médios de 7 e 3 m, respectivamente, definindo um maciço composto de blocos desarticulados de arestas subdecamétricas, caracterizados pelas baixas resistências à tração e ao cisalhamento das descontinuidades e por uma grande deformabilidade global do maciço. Observa-se, também, juntas subverticais de direção NW-SE, porém apresentando-se seladas, pouco freqüentes e com pequenas persistências.

4.4.1. Determinação de Tensão *In Situ*

Nessa mina foram realizados estudos geomecânicos, incluindo a determinação de tensões *in situ* através do método de sobrefuração, utilizando o BDG (*Borehole Deformation Gage*) em três diferentes locais da mina subterrânea (IPT, 1994, 1996), da qual este autor participou.

A seleção dos locais de ensaio teve como premissa suas distâncias em relação à zona de cisalhamento. Este critério impôs que a determinação das tensões fosse realizada em diferentes profundidades (FIGURA 4.43).

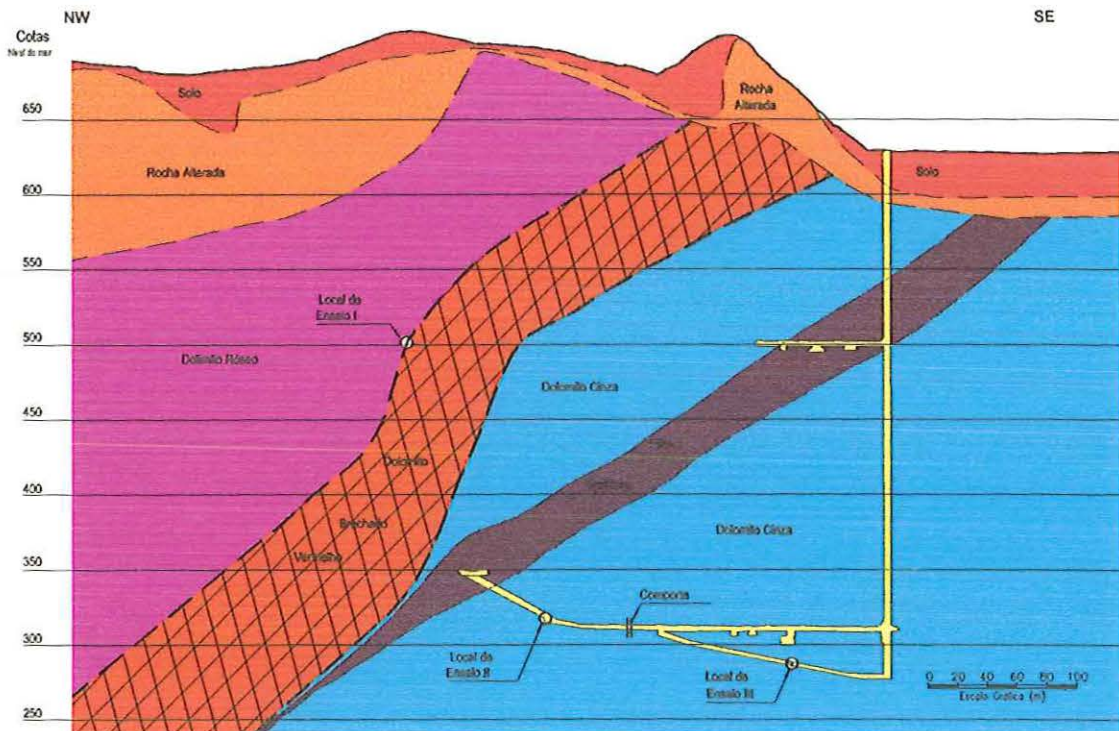


FIGURA 4.43. Seção geológica da mina Morro da Usina.

Optou-se, assim, por um local próximo ao contato desta estrutura (nível 500 – local I), outro o mais distante possível – aproximadamente 250 m (nível 320 – local III), e o terceiro a uma distância intermediária – aproximadamente 100 m (nível 280 – local II). A intenção da escolha destes locais foi a de avaliar a influência da zona de cisalhamento no campo de tensão regional.

Foram realizados três furos em cada local totalizando 28 ensaios. O resumo dos resultados é apresentado na TABELA 4.10.

TABELA 4.10. Tensões principais e verticais determinadas na mina Morro da Usina. Fonte: IPT (1996).

LOCAL	σ_1			σ_2			σ_3			σ_{vert}
	MPa	Az (°)	I (°)	MPa	Az (°)	I (°)	MPa	Az (°)	I (°)	MPa
I	9,6	274	23	2,8	184	- 1	0,7	275	- 67	2,0
II	27,7	276	22	20,1	236	- 63	10,3	359	- 16	20,4
III	37,7	253	1	19,0	161	59	8,8	163	- 31	16,3

Para a interpretação dos tensores obtidos, foi necessário levar-se em conta o modelo de duas camadas de menor rigidez (zona de cisalhamento e filito grafitoso) inseridas em um meio de maior rigidez (dolomitos), como pode ser verificado pela seção geológica da FIGURA 4.43.

De uma forma geral, as orientações dos tensores mostram-se concordantes. Verifica-se, no entanto, uma inversão entre os eixos σ_3 e σ_2 do local I, e locais II e III. No local I, σ_3 apresenta-se subvertical (FIGURA 4.44a), fato que pode ser explicado por sua maior proximidade da superfície (aproximadamente 200 m de profundidade) quando comparado aos locais II (aproximadamente 380 m de profundidade) e III (aproximadamente 420 m de profundidade), onde o eixo subvertical é o σ_2 (FIGURA 4.44b).

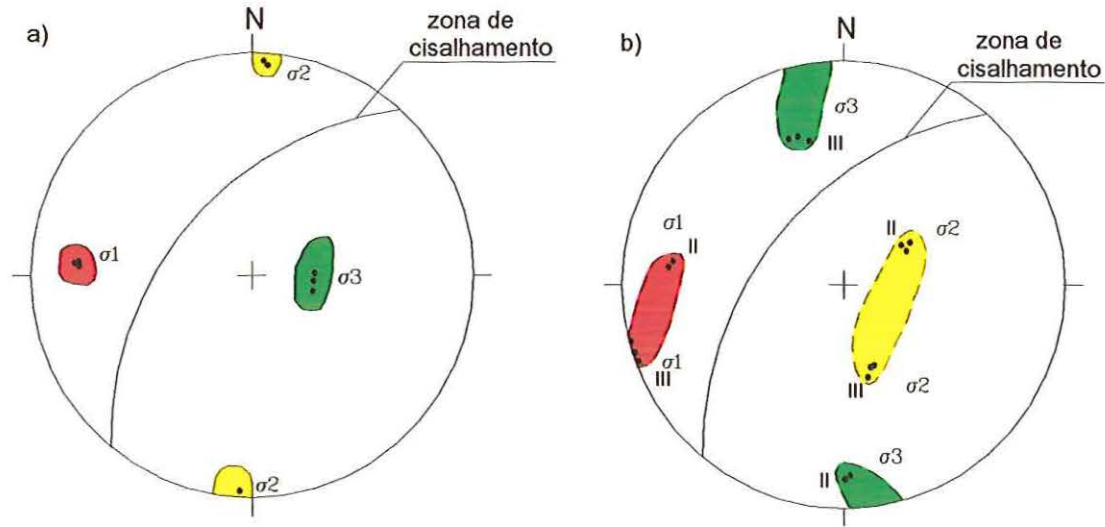


FIGURA 4.44. Estereogramas dos eixos das tensões determinadas em relação à zona de cisalhamento. a) local I. b) locais II e III. IPT (1996).

No local I, σ_1 e σ_2 apresentam-se sub-horizontais e oblíquos (aproximadamente 45°) e σ_3 faz ângulo de aproximadamente 65° com a zona de cisalhamento. A proximidade do local ensaiado em relação a esta estrutura provoca a redistribuição das direções dos tensores, além de um alívio generalizado dos módulos das tensões, fazendo também com que a magnitude da componente vertical seja menor que a correspondente à carga imposta pela coluna litostática ($\sigma_v = 2$ MPa e $\gamma_z = 6$ MPa).

Nos locais II e III, as direções de σ_1 dos tensores apresentam uma tendência ao paralelismo em relação à estrutura. Nestes locais, as magnitudes das componentes verticais são maiores do que a da coluna litostática (local II - $\sigma_{\text{vert}} = 20,4$ MPa e $\gamma_z = 9$ MPa; local III $\sigma_{\text{vert}} = 16,3$ MPa e $\gamma_z = 10,5$ MPa), decrescendo à medida que se afasta da zona de cisalhamento e da lente de filito grafitoso, ou seja, do local II para o local III, apesar deste último situar-se em cota inferior.

Como anteriormente citado, são relativamente comuns casos onde a tensão vertical deter-

minada *in situ* se mostra diferente do peso da coluna litostática. Herget (1985 e 1988) apresenta exemplos do Escudo Canadense onde a tensão vertical tem valores anômalos justificados pela proximidade dos locais de ensaio em relação a feições geológicas como falhas e zonas de cisalhamento (FIGURA 3.13). Da mesma forma, Goodman (1989) apresenta um exemplo que justifica esta discordância devido ao contraste de rigidez entre camadas inclinadas (FIGURA 3.30).

4.4.2. Aspectos Estruturais da Área

A fotointerpretação dos lineamentos de drenagem no entorno da mina (FIGURA 4.45) mostra claramente uma direção preferencial NW-SE, evidenciando que estruturas com esta direção controlam a drenagem por estarem mais abertas e alteradas devido, teoricamente, por se dispor perpendicularmente ao σ_3 regional. De fato, o caudal d'água de grandes proporções aduzido para a região das lavras no interior da zona de cisalhamento relaciona-se com grandes feições cársticas, com expressão topográfica e de direção NW-SE, apresentando espaçamento entre elas da ordem de centenas de metros.

4.3.3. Comparação dos Dados

A direção regional de σ_1 ou σ_H está, provavelmente, na direção NW-SE indicado pelos lineamentos de drenagem. Próximo à zona de cisalhamento, tende a reorientar, paralelizando-se a ela, como esquematizado no caso 1 da FIGURA 3.27.

Os módulos determinados pelos ensaios *in situ* também se mostram influenciados por essa estrutura e pela lente de filito grafitoso, que caracterizam porções do maciço com menor rigidez em relação às encaixantes.

Na FIGURA 4.41 observa-se inversão de posição entre σ_3 e σ_2 . Este fato é amplamente verificado mundialmente, em que se constata σ_3 na posição vertical acima da profundidade de aproximadamente 400 m, e abaixo disso σ_2 posicionando-se verticalmente (FIGURAS 3.16 e 3.17).

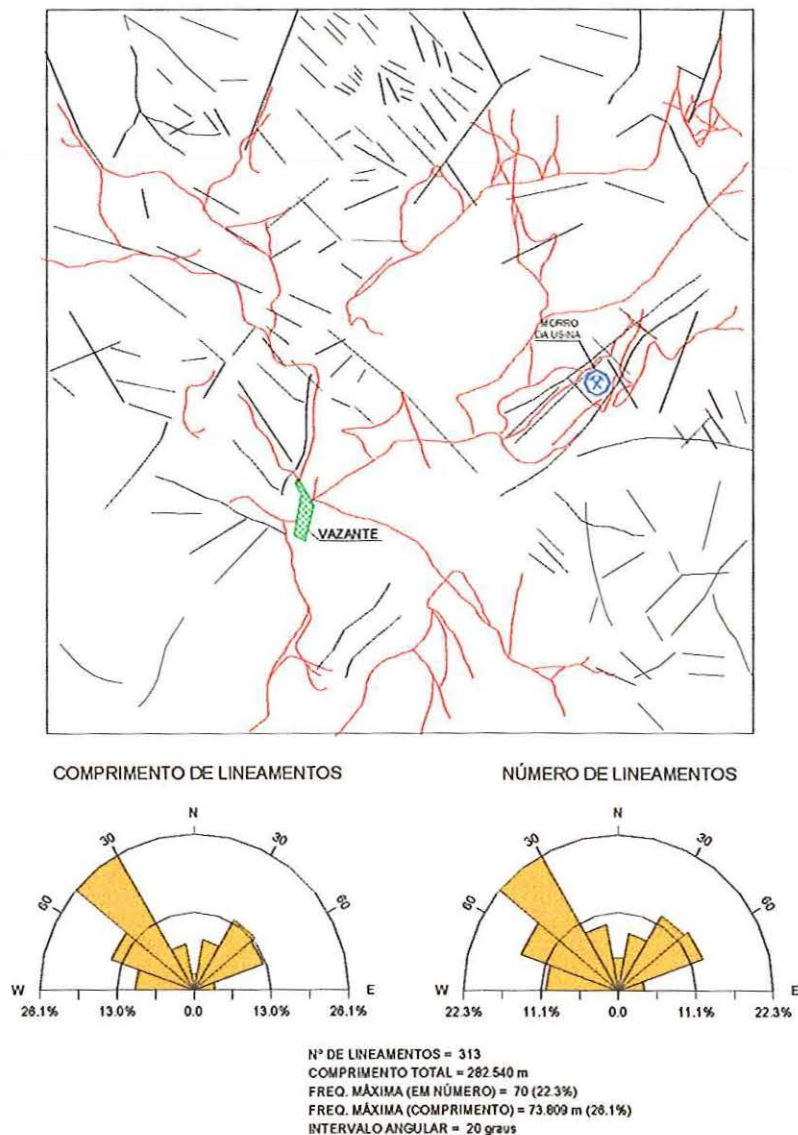


FIGURA 4.45. Tratamento estatístico dos lineamentos de drenagem da área da mina Morro da Usina (fotos 1:25.000).

4.5. MINA DE CARAÍBA, JAGUARARI, BA

A mina de Caraíba, de minério de cobre, de propriedade da Caraíba Metais S.A., localiza-se às margens do rio Curaçá, município de Jaguarari - BA (FIGURA 4.46).

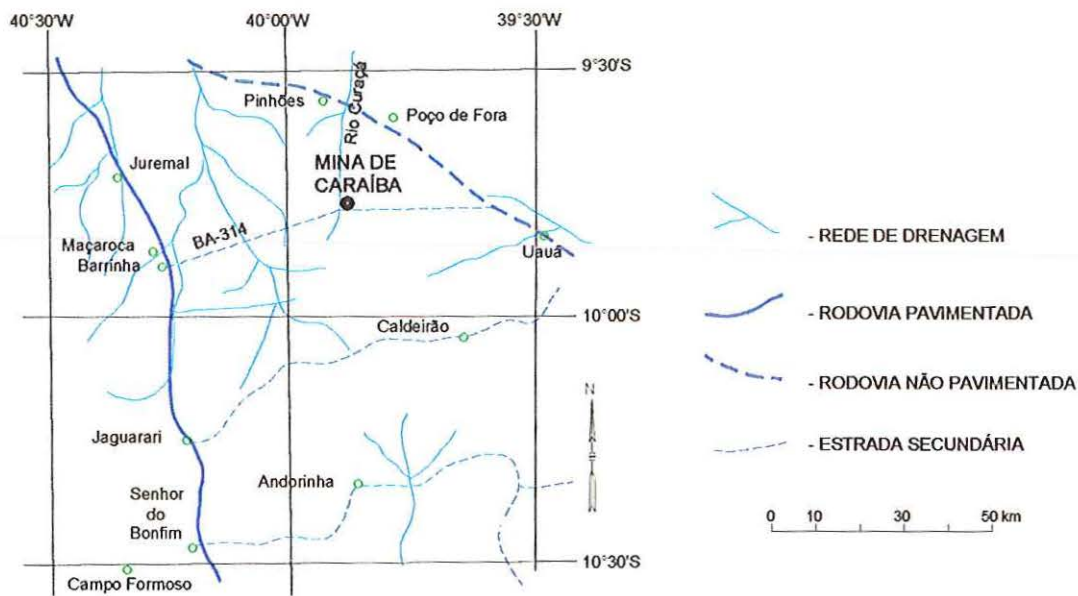


FIGURA 4.46. Localização da mina de Caraíba

O vale do Curaçá constitui-se de terrenos de alto grau metamórfico, polideformados compondo uma faixa alongada na direção N-S que faz parte de um extenso cinturão granulítico, prolongando-se até o sudeste da Bahia (Inda & Barbosa, 1978, *apud* Silva, 1992).

A jazida de Caraíba é constituída de sulfetos e óxidos metálicos disseminados em piroxenitos e dunitos, integrantes de seqüência de rochas máfico-ultramáficas alojada em gnaisses granulíticos.

Realizaram-se nessa mina, diversos estudos geológico-estruturais e geomecânicos, incluindo determinações de tensões *in situ*, com vistas à estabilidade das escavações subterrâneas.

As estruturas geológicas que desarticulam o maciço rochoso na área da mina são zonas de

falha, falhas e juntas. Outros tipos de estruturas estão presentes, como bandamento composicional, xistosidade e contatos litológicos, porém têm menos importância na segmentação do maciço.

O maciço está segmentado por uma grande zona de falha com atitude aproximadamente N-S/subvertical que flanqueia a mina pelo lado leste, e algumas zonas de falhas menores com atitudes aproximadamente NE-SW/subvertical e NW-SE/subvertical que atravessam a mina (FIGURA 4.47).

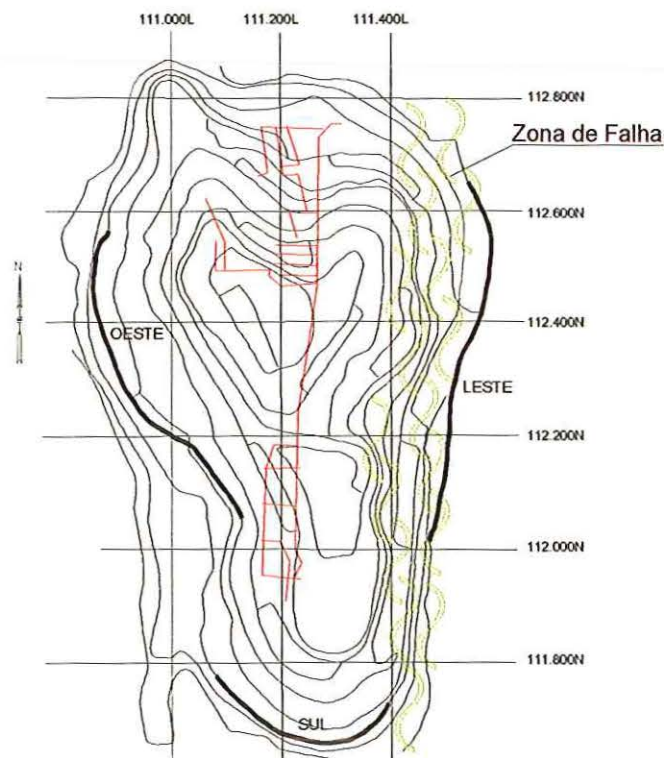


FIGURA 4.47. Mapa da mina a céu aberto de Caraíba mostrando a localização da zona de falha subvertical no talude Leste. Em vermelho representa-se as galerias da mina subterrânea. Modificado de Hasui et al. (1992).

Fora dessas zonas de falhas, aparecem falhas menores e juntas por toda a mina, na maior parte paralelas entre si, compondo famílias subverticais e uma de baixo ângulo (juntas de alívio de carga). Essas discontinuidades apresentam extensões métricas a decamétricas e espaçamentos entre planos decimétricos, caracterizando o maciço como extremamente fragmentado.

Os levantamentos dessas discontinuidades nos diversos setores da mina evidenciam de certa forma o alto grau de fragmentação do maciço, indicado pela enorme dispersão de pólos a diversidade do padrão geométrico dessas discontinuidades para os quatro setores considerados (FIGURA 4.48).

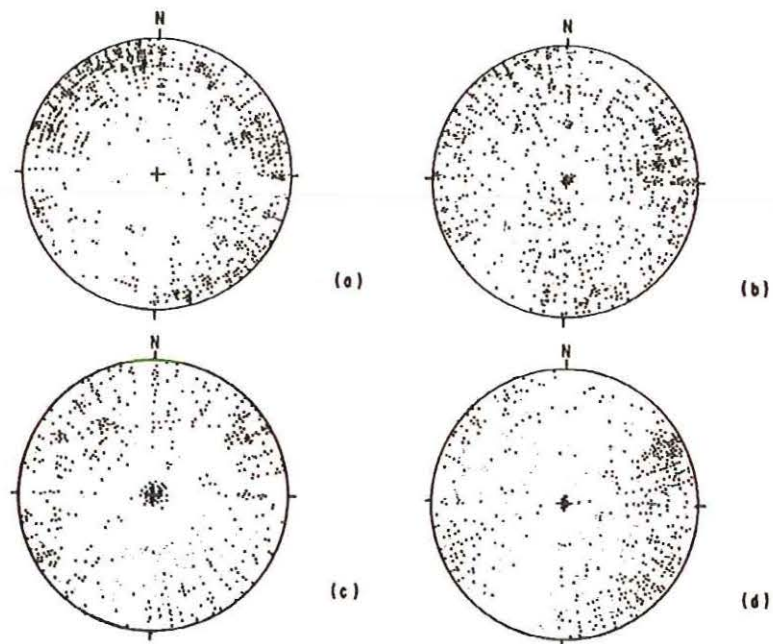


FIGURA 4.48. Estereogramas de igual área das discontinuidades da mina subterrânea. (a) Setor norte - 870 pólos. (b) Setor sul - 746 pólos. (c) Setor centro/oeste - 501 pólos. (d) Setor centro/leste - 482 pólos. Semiesfera inferior. Fonte: Hasui et al. (1992).

4.5.1. Determinações *In Situ*

Os ensaios de determinação das tensões foram realizados pelo IPT, através do método de sobrefuração utilizando-se células de deformação triaxiais desenvolvidas na África do Sul (IPT, 1984). Executaram-se 11 ensaios localizados no minério da mina subterrânea em três subníveis, através de três furos de sondagens horizontais orientados para o Norte.

Os resultados dos ensaios são listados na TABELA 4.11 e as direções das tensões principais são plotados no estereograma da FIGURA 4.49.

Observa-se pelos resultados, grande variação de magnitude apresentando inclusive eixos tracionais, e grande dispersão das orientações dos eixos, não se caracterizando grandezas nem direções médias para σ_1 , σ_2 e σ_3 . Os valores negativos dos módulos de alguns tensores podem ser explicados pela possível proximidade do local de fixação das células triaxiais em relação a descontinuidades.

TABELA 4.11. Tensões principais obtidos pelos ensaios *in situ* na mina de Caraíba. Fonte: IPT (1984).

FU-RO	Ensaio	Profundidade do ensaio (m)	Cobertura (m)	Módulo (MPa)	Tensões					
					Magnitudes(Mpa)			Direções (°)		
					σ_1	σ_2	σ_3	σ_1	σ_2	σ_3
I	1	7,7 - 7,8	~35	71,082	1,57	-7,11	-7,36	80/30	310/68	178/33
I	2	8,6 - 8,7	~35	95,623	3,48	1,08	-4,44	96/67	196/08	290/42
I	3	9,4 - 9,5	~35	58,556	10,86	8,20	4,75	36/10	300/54	130/56
II	1	7,6 - 7,7	~20	133,996	12,48	0,85	0,12	61/34	165/34	288/64
II	2	8,6 - 8,7	~20	121,106	-20,29	-23,69	-40,24	94/63	265/47	358/6
II	3	9,6 - 9,7	~20	61,738	4,19	-2,07	-5,29	224/61	36/50	130/8
II	4	10,2 - 10,3	~20	103,928	3,80	2,27	1,60	359/48	258/10	167/43
III	1	9,1 - 9,2	~207	85,997	18,77	6,43	4,61	70/21	168/35	311/70
III	2	10,5 - 10,6	~207	61,960	10,71	4,96	0,33	232/15	142/12	11/81
III	3	11,3 - 11,4	~207	63,557	9,83	0,16	-2,01	213/72	60/14	330/10
III	4	12,0 - 12,1	~207	63,557	2,29	-7,80	-13,26	290/24	46/48	182/35

+ compressão - tração

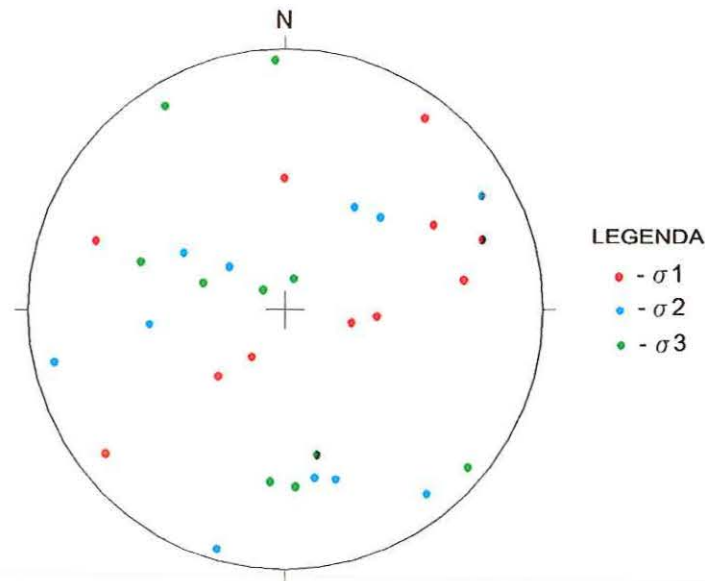


FIGURA 4.49. Estereograma das tensões principais determinadas pelos ensaios *in situ*. Semiesfera inferior. Fonte: IPT (1984).

4.5.2. Análise de Falhas

Realizou-se também a determinação das orientações dos eixos de tensão do maciço pela análise de falhas, que na área resultaram de reativação ao longo de juntas preexistentes. Aqui apresenta-se uma revisão dos dados.

A FIGURA 4.50 mostra as orientações delas. Nessa FIGURA observa-se que as falhas dextrais (a) configuram dois feixes de direções em torno de NNW-SSE e NNE-SSW, sendo as primeiras mais importantes. As falhas sinistrais (b) apresentam apenas um feixe em torno de NNE-SSW e dois planos praticamente N-S. As falhas normais (c) mostram um feixe em torno de N-S, dois planos em torno de ENE-WSW e um plano NW-SE, e as falhas inversas (d), dois plano com direção NE-SW.

A análise das fálhas levantadas ao longo das paredes leste, oeste e sul da mina a céu aberto foi feita pelas técnicas de Arthaud e dos diedros retos, cujos resultados são apresentados na FIGURA 4.51.

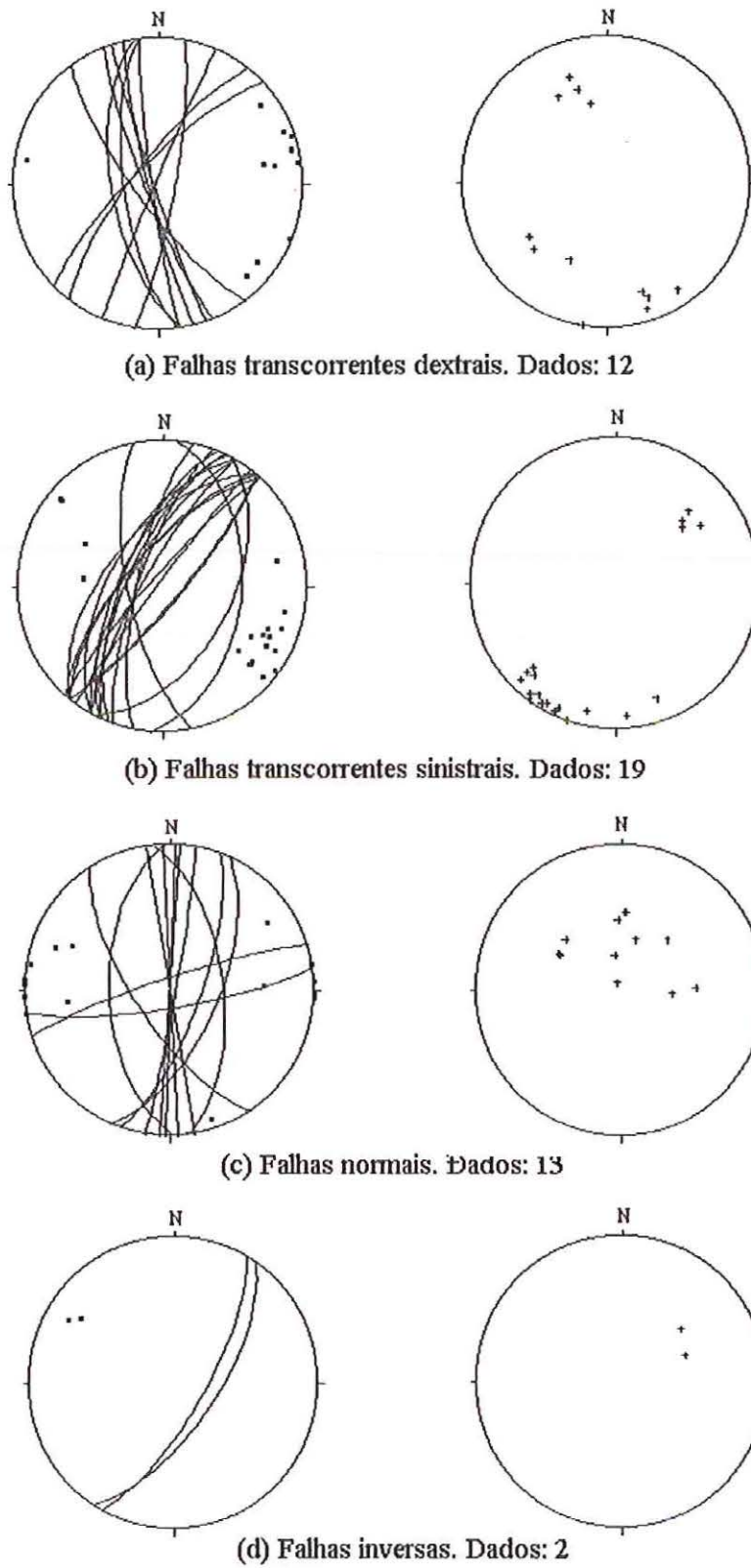


FIGURA 4.50. Estereograma das falhas da mina de Caraíba discriminadas por tipo de movimento. Lado esquerdo: projeção polar e ciclográfica dos planos; lado direito: projeção das estrias de atrito.

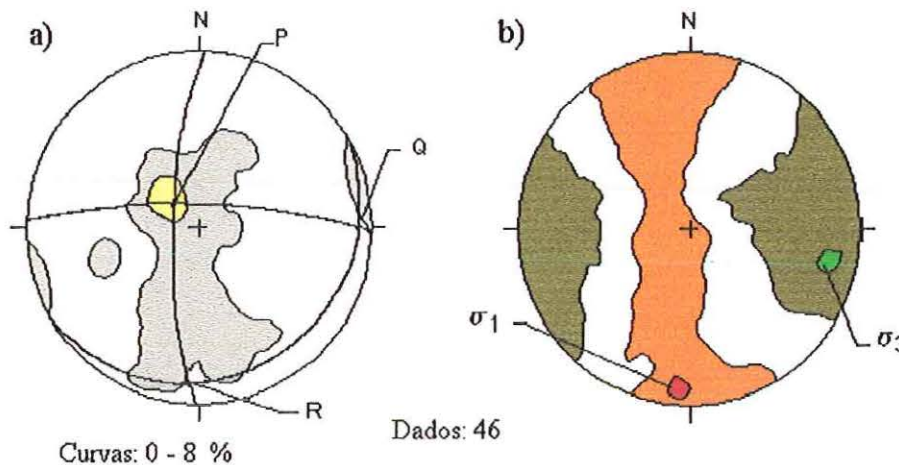


FIGURA 4.51. Estereograma dos eixos deformacionais e tensionais deduzidos a partir das falhas da mina de Caraíba. (a) Diagrama de Arthaud. (b) Diagrama dos diedros retos.

Pela técnica de Arthaud, o estereograma de planos de movimento (FIGURA 4.51a) configura uma concentração de pólos próxima ao centro do diagrama, indicando um eixo P e uma distribuição segundo uma guirlanda N-S que define um plano principal PR. Os outros dois eixos, Q e R são deduzidos por construção. Analisando esses eixos através dos movimento relativo das falhas (FIGURA 4.50), pode-se correlacioná-los a X, Y e Z.

As orientações dos eixos deduzidos são:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
R \equiv Z	N-S/sub-horizontal	σ_1	N-S/sub-horizontal
P \equiv Y	subvertical	σ_2	subvertical
Q \equiv X	E-W/sub-horizontal	σ_3	E-W/sub-horizontal

As orientações dos eixos deduzidas por essas duas técnicas são concordantes entre si. Entretanto, grupos de falhas examinados isoladamente, mostram incompatibilidades com tais sistemas de eixos de tensão; assim tem-se que: (1) as falhas transcorrentes dextrais com direção NNE-SSW teriam movimentação oposta à observada, (2) a maioria das falhas normais teriam direções ortogonais a σ_3 , porém algumas estrias apresentam mergulhos para N e dois planos são ortogonais à maioria, e (3) as falhas inversas teriam direções subortogonais a σ_3 .

Como não foram observadas relações de campo entre os vários tipos, abrem-se, também nesse caso, duas possibilidades de abordagem:

1. o conjunto refere-se a um único evento, com redistribuição de tensão e geração de tipos distintos de falhas;
2. o conjunto corresponde a mais de um evento tectônico, cada um com seu tensor de tensão.

4.5.2.1. Caso de um evento único

Nesta alternativa, há que se considerar que:

1. mais de 70% das falhas são transcorrentes e, portanto, o regime gerador é transcorrente;
2. as falhas transcorrentes dextrais e sinistras formam um feixe paralelo, com direção em torno de NNE (FIGURA 4.50). Esse paralelismo de falhas com sentidos de movimento opostos formam-se por deslocamentos diferenciais de lascas, como se esquematiza na FIGURA 4.12a.

Os estereogramas dos eixos para essas falhas é mostrado na FIGURA 4.52.

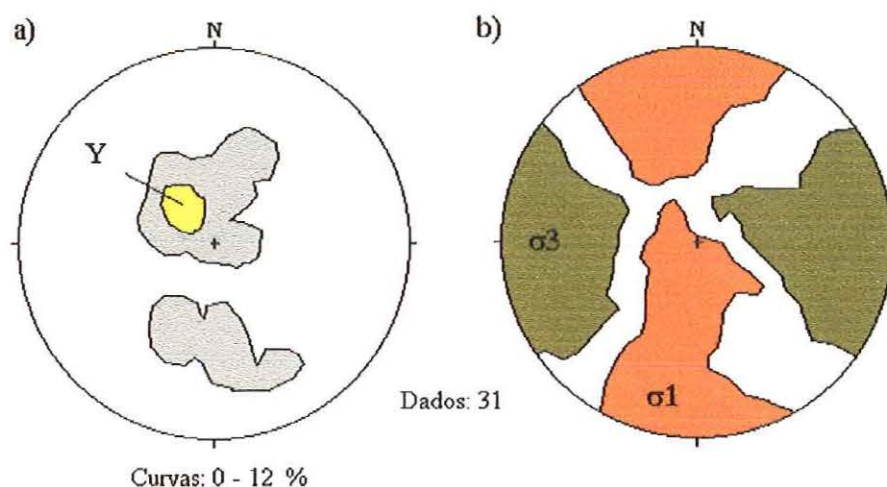


FIGURA 4.52. Tensores cinemático e dinâmico para as falhas transcorrentes. (a) Diagrama de Arthaud. (b) Diagrama dos diedros retos.

Apesar da imprecisão verificada nos estereogramas, pode-se inferir os seguintes eixos:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não determinado	σ_1	N-S/sub-horizontal
Y	subvertical	σ_2	subvertical
X	não determinado	σ_3	E-W/sub-horizontal

As demais falhas podem relacionar-se com trechos onde a reorientação de tensão possibilitou seu desenvolvimento, isto é, onde incidiu transtensão ou transpressão para as falhas normais e inversas, respectivamente, como esquematizado no quadros 1, 2 e 3 da FIGURA 4.12b. As falhas normais têm direções em torno de N-S, direções essas compatíveis com a transcorrência, como ilustrado pelo quadro 1 da FIGURA 4.12b.

Deste modo, o conjunto de falhas analisado é compatível com um evento transcorrente gerado por uma deformação heterogênea, complicada por trechos transtensivos e transpressivos.

4.5.2.2. Caso de mais de um evento

Alternativamente, pode ser analisado o caso de se ter mais de um evento de deformação.

Neste caso, considera-se que:

1. Houve um evento transcorrente, que é aquele discutido anteriormente.
2. As falhas normais poderiam representar um evento distensivo. A FIGURA 4.53 mostra os eixos obtidos para esse caso.

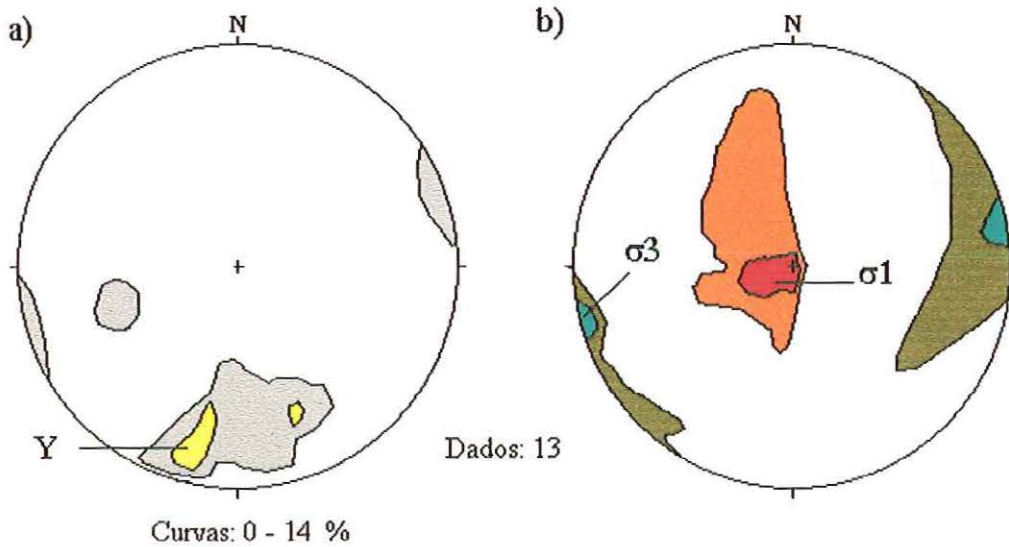


FIGURA 4.53. Tensores cinemático e dinâmico para as falhas normais. a) Diagrama de Arthaud, b) diagrama dos diedros retos.

Os eixos deduzidos têm as seguintes orientações:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não determinado	σ_1	subvertical
Y	NNE-SSW/sub-horizantal	σ_2	NNE-SSW/sub-horizantal
X	não determinado	σ_3	ENE-WSW/sub-horizantal

Comparando esse tensor com o da FIGURA 4.49, nota-se que as geometrias são coincidentes, com a troca de posição entre os eixos σ_1 e σ_2 (regimes transcorrente e distensivo), porém permanecendo σ_3 inalterado.

3. as falhas inversas podem representar um evento compressivo. A FIGURA 4.51 mostra os estereogramas dos eixos obtidos para esse caso.



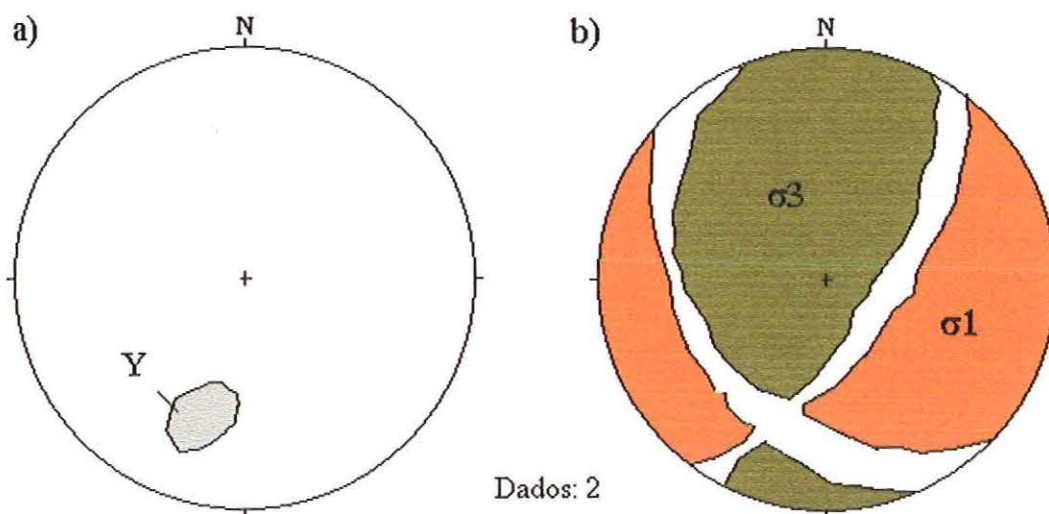


FIGURA 4.54. Tensores cinemático e dinâmico para as falhas inversas. (a)

Diagrama de Arthaud. (b) Diagrama dos diedros retos.

A definição dos eixos é bastante imprecisa, pelo pequeno número de dados. Os eixos de tensão posicionam-se em torno de:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não determinado	σ_1	WNW-ESE/sub-horizontal
Y	NNE-SSW/sub-horizontal	σ_2	NNE-SSW/sub-hirizontal
X	não determinado	σ_3	subvertical

A geometria desse tensor é algo semelhante àquele obtido para as falhas transcorrentes, porém com a troca total de posições entre σ_1 , σ_2 e σ_3 .

4.5.3. Discussão de Resultados

A alta frequência de descontinuidades em um maciço rígido, apresentando atitudes diversas e distribuição não uniforme, explicam as variações de magnitudes e orientações das

tensões principais de ponto a ponto, inclusive a grande porcentagem de leituras duvidosas a serem descartadas, como apresentados pelos ensaios de sobrefuração realizados com espaçamentos em torno de 50 a 130 cm. A FIGURA 4.55 esquematiza as variações do eixo de maior tensão em um meio intensamente fragmentado.

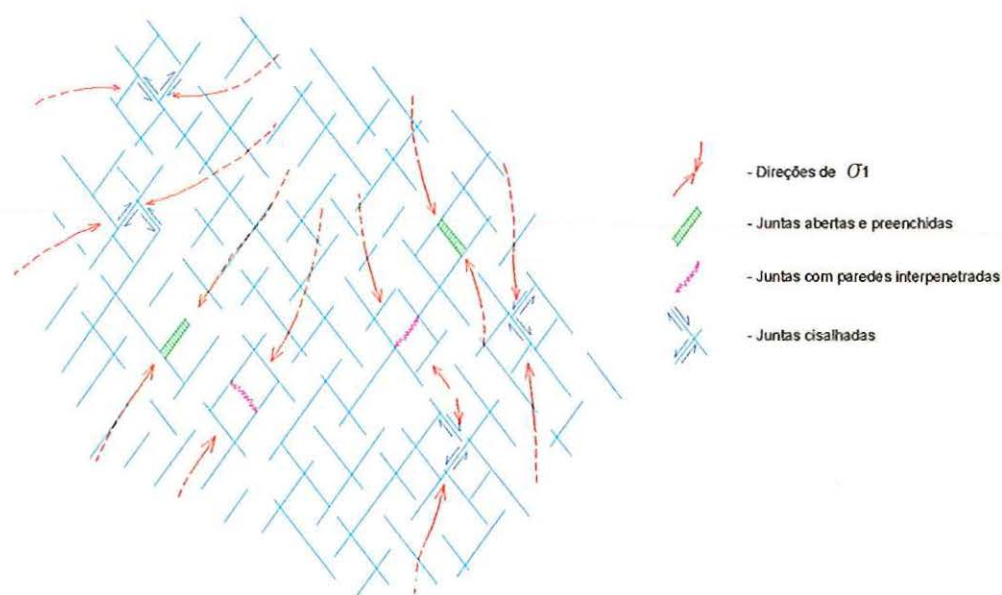


FIGURA 4.55. Comportamento das direções do eixo σ_1 em um meio intensamente fragmentado. Blès & Feuga (1981).

Este caso evidencia que métodos de determinação de tensões pontuais, que caracterizam um volume pequeno de maciço como no caso do método de sobrefuração, não são adequados para meios muito fraturados.

Para esse caso, a análise de falhas é útil por fornecer a geometria do tensor de esforços em uma escala mais ampla.

As análises de falhas realizadas nessa mina mostraram com uma certa consistência apenas uma geometria tensorial. A alternativa de apenas um evento tectônico transcorrente mostra-se mais viável, já que a origem das demais falhas podem ser explicadas pelo evento transcorrente, além da coincidência do eixo distensivo para as falhas normais e transcorrentes.

Os poucos dados das falhas inversas não permitem uma avaliação segura.

A geometria do tensor deduzido pelas falhas conduz à interpretação de que as tensões regionais podem estar sendo redistribuídas por influência da estrutura mais proeminente da área, a zona de falha N-S, fazendo com que, na escala da mina, σ_1 se paralelize a ela.

4.6. USINA HIDRELÉTRICA PORTO PRIMAVERA

A barragem de Porto Primavera localiza-se no rio Paraná, divisa entre os estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul, cerca de 30 km a montante da foz do rio Paranapanema (FIGURA 4.56).

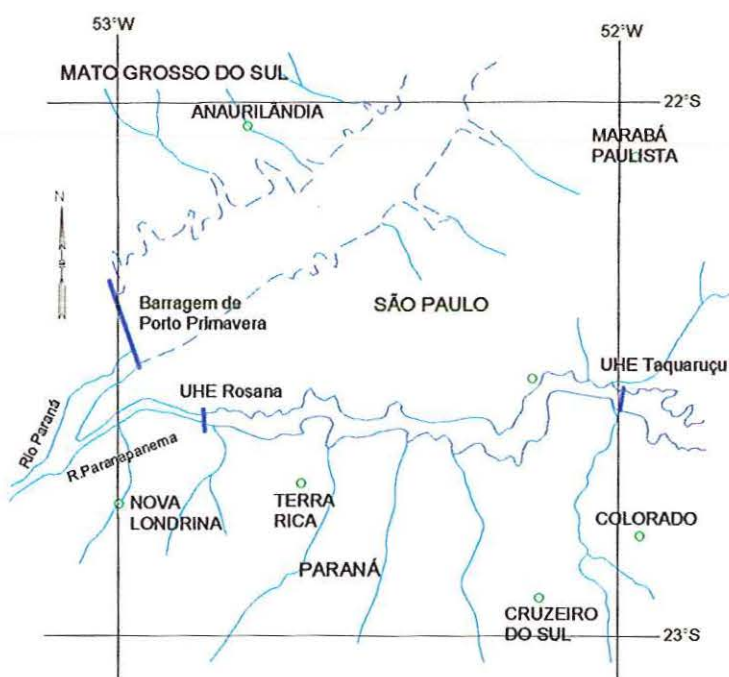


FIGURA 4.56 - Mapa de localização da UHE Porto Primavera.

Os litotipos das fundações são essencialmente quatro derrames espessos de basalto (α , β , γ e δ) e dezenas de microderrames de basaltos da Formação Serra Geral, e arenitos da Formação Caiuá - Grupo Bauru, Bacia do Paraná (FIGURA 4.57).

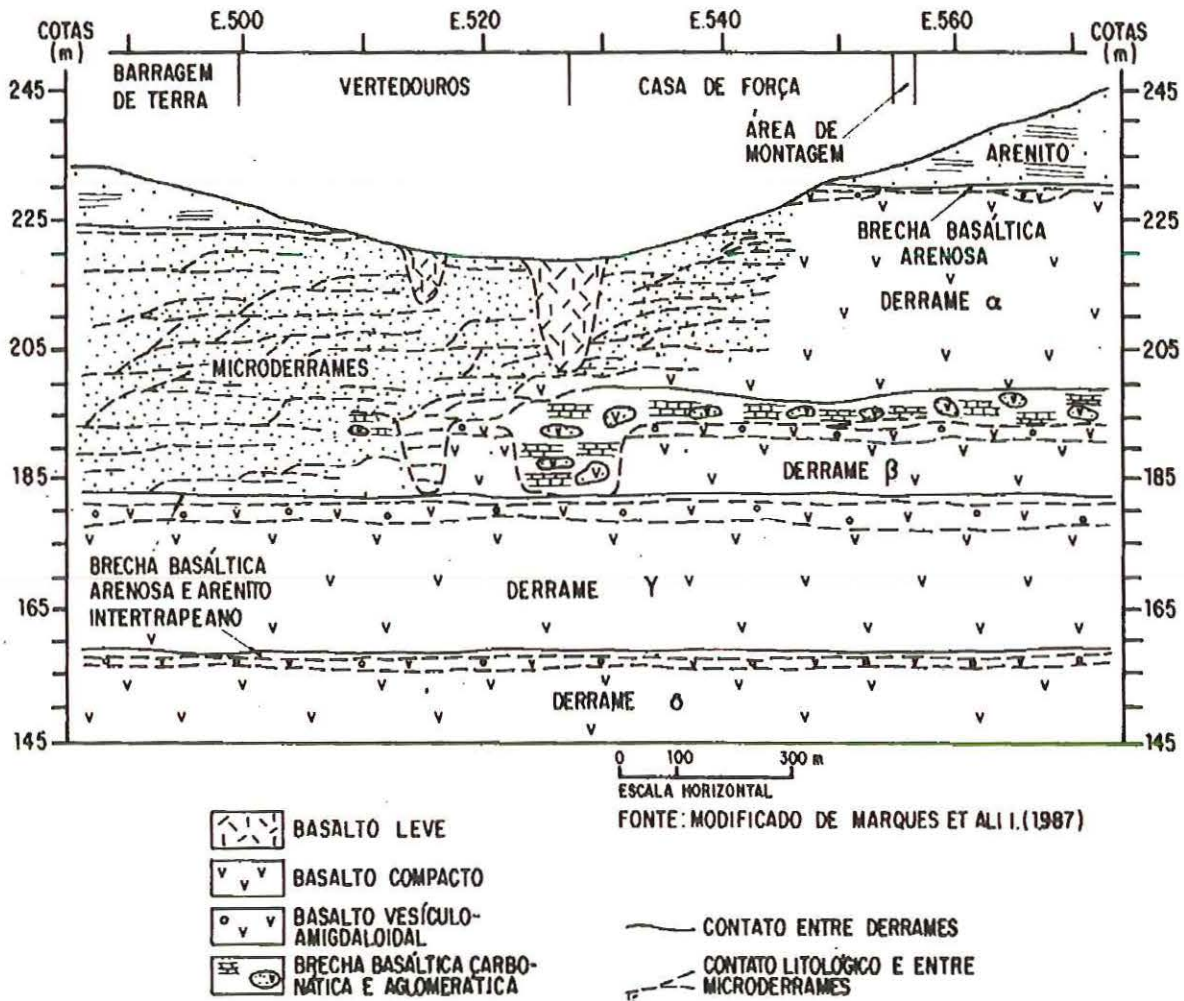


FIGURA 4.57. Seção geológica simplificada sob as estruturas de concreto. Magalhães *et al.* (1992).

4.6.1. Determinação do Regime de Tensão por Análise de Falhas

A análise das falhas nos basaltos expostos pelas escavações (derrame α , microderrames), realizada por este autor, teve como objetivo definir o padrão de esforços envolvidos.

O derrame α apresenta diáclases geradas por contração durante o seu resfriamento. Configuram um padrão típico de núcleo de derrame apresentando descontinuidades subverticais não-persistentes, por vezes formando estrutura colunar.

Muitas dessas diaclases acham-se estriadas refletindo atrito de blocos por movimentos posteriores à consolidação do basalto. Os deslocamentos foram discretos configurando pequenas falhas com movimentos diversos, sendo classificáveis como de rejeito direcional dextral e sinistral, normais e inversas, esses últimos definidos principalmente por movimentos oblíquos.

O estereograma das diaclases (FIGURA 4.58a) mostra distribuição predominante de pólos ao longo da borda e algumas concentrações sutis esboçando o padrão colunar. A dispersão de pólos mais ao centro indica a existência de descontinuidades de mergulhos variados.

As estrias de atrito (FIGURA 4.58b) apresentam mergulhos sub-horizontais que se distribuem nos quadrantes NW e SE com um máximo de N288/03, verificando-se que a maioria das estrias correspondem a falhas direcionais, com pequena vantagem para as sinistrais.

O estereograma geral das falhas (FIGURA 4.58c) mostra os pólos distribuindo-se de modo a configurar uma forte concentração correspondente à família de atitude média N56W/87SW, e uma tendência a definir seu par conjugado de direção NE-SW, configurando assim um padrão assimétrico.

Na FIGURA 4.59 apresenta-se essas falhas discriminadas pelo tipo de movimento. As falhas dextrais (a) configuram um feixe principal de direção WNW-ESSE e dois secundários de direções em torno de NW-SE e ENE-WSW. As falhas sinistrais (b) mostram um feixe principal com direção em torno de NW-SE e outros dois a E-W e NE-SW. As falhas normais (c) apresentam feixes em torno de NNE-SSW, NW-SE e um plano N-S, e as falhas inversas (d) dois planos NW-SE de baixos mergulhos.

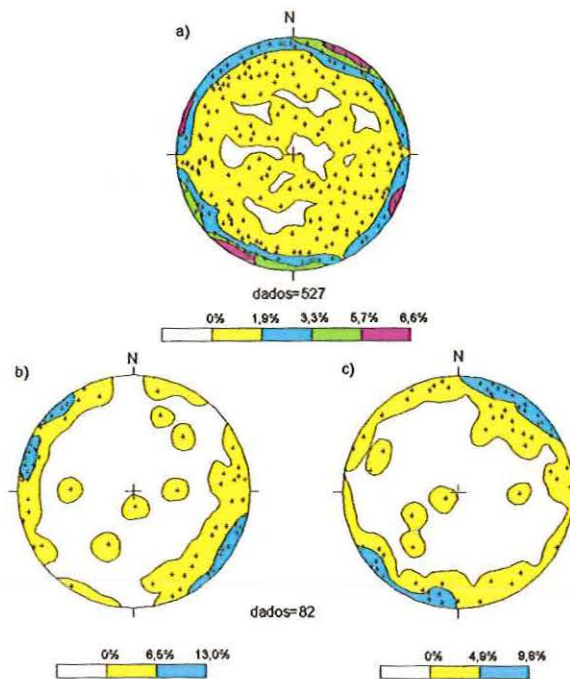


FIGURA 4.58. Estereogramas de igual-área das juntas do derrame α . (a) Planos de juntas. (b) Estrias de atrito. (c) Planos de falha. Semiesfera inferior.

Os microderrames apresentam espessuras métricas e são constituídos por basaltos amigdaloidais/vesiculares, aparecendo basaltos compactos onde eles alcançam espessuras maiores. São pouco fraturados e suas discontinuidades também correspondem a juntas de resfriamento.

O estereograma das discontinuidades reflete semelhança com o padrão dos basaltos do derrame α (FIGURA 4.60a). Há predomínio de discontinuidades subverticais, estando presentes aquelas inclinadas, e constituindo concentrações sutis de pólos refletindo o diaclasamento colunar.

As estrias de atrito apresentam-se também com concentrações nos quadrantes NW e SE com máximo de N296/05, mas com maior porcentagem de estrias inclinadas (FIGURA 4.60b).

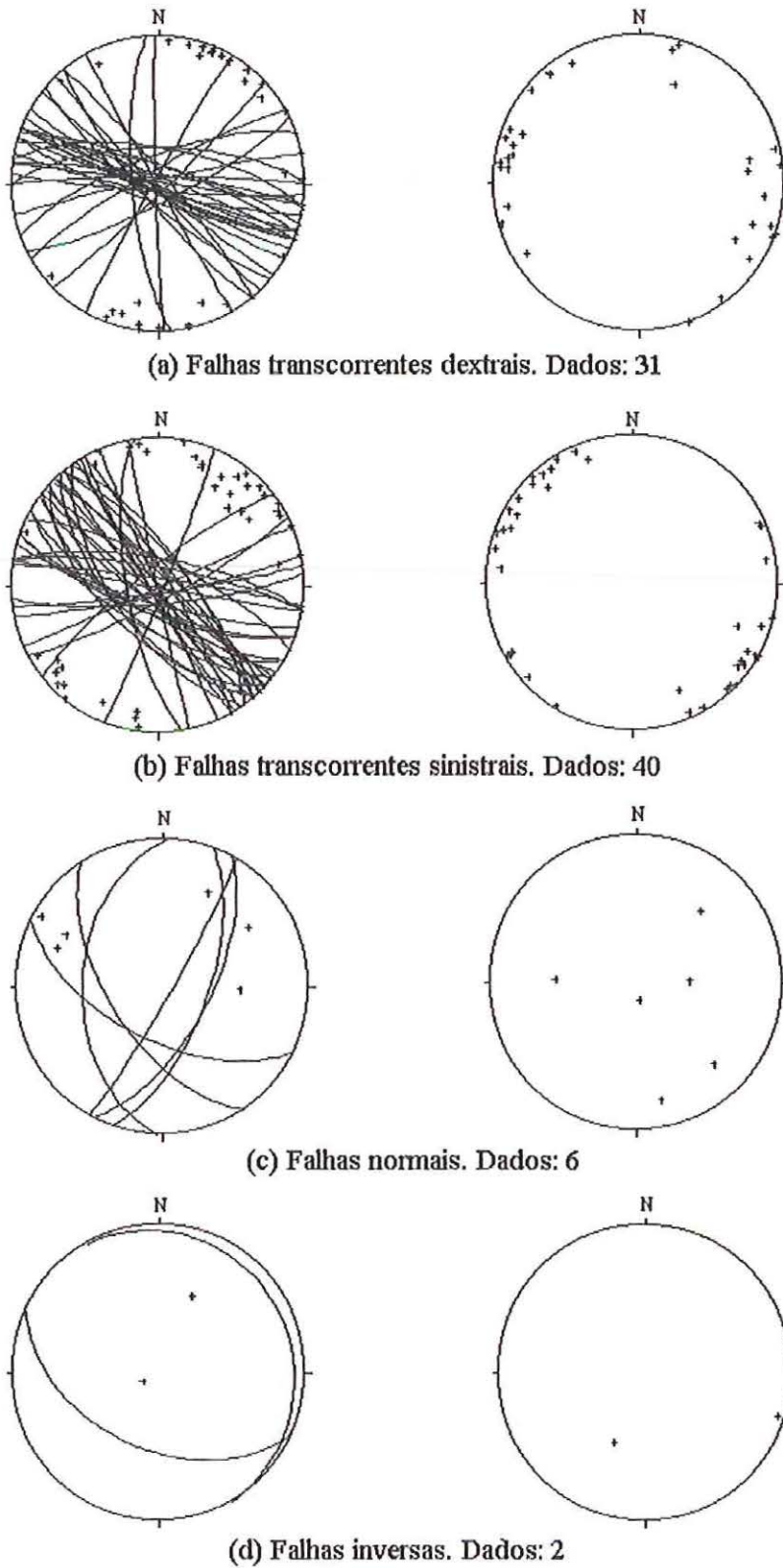


FIGURA 4.59. Estereogramas das falhas do derrame α discriminadas pelo tipo de movimento. Lado esquerdo: projeção polar e ciclográfica dos planos; lado direito: projeção das estrias de atrito.

O estereograma das falhas assemelha-se ao do derrame α quanto a atitude predominante dos planos, apresentando um máximo de N316/80SW, porém, apesar da predominância de movimentos direcionais, são registrados maior número de movimentos verticais (FIGURA 4.60c).

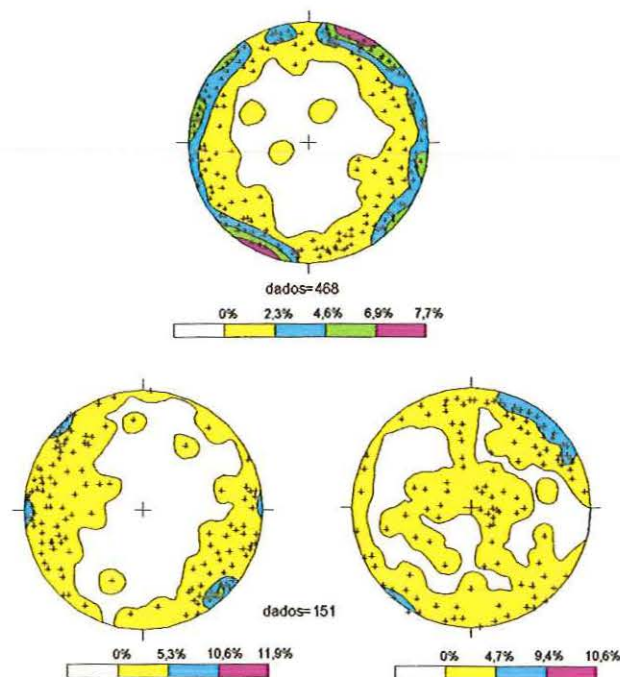


FIGURA 4.60. Estereogramas de igual área das juntas do microderrame. a) planos de juntas, b) estrias de atrito, c) planos de falha. Semiesfera inferior.

Na FIGURA 4.61 apresenta-se as falhas do microderrame discriminadas pelo tipo de movimento. As falhas dextrais (a) configuram um feixe principal e difuso com direção E-W variando para WNW-ESE e ENE-WSW, e outro NW-SE. As falhas sinistras (b) mostram um feixe principal em torno de NW-SE e outro a NNE-SSW. As falhas normais (c) apresentam um feixe principal em torno de N-S e outro a WNW-ESSE, ambos com baixos mergulhos, e as falhas inversas (d) um feixe principal N-S com baixos mergulhos tanto para E como para W.

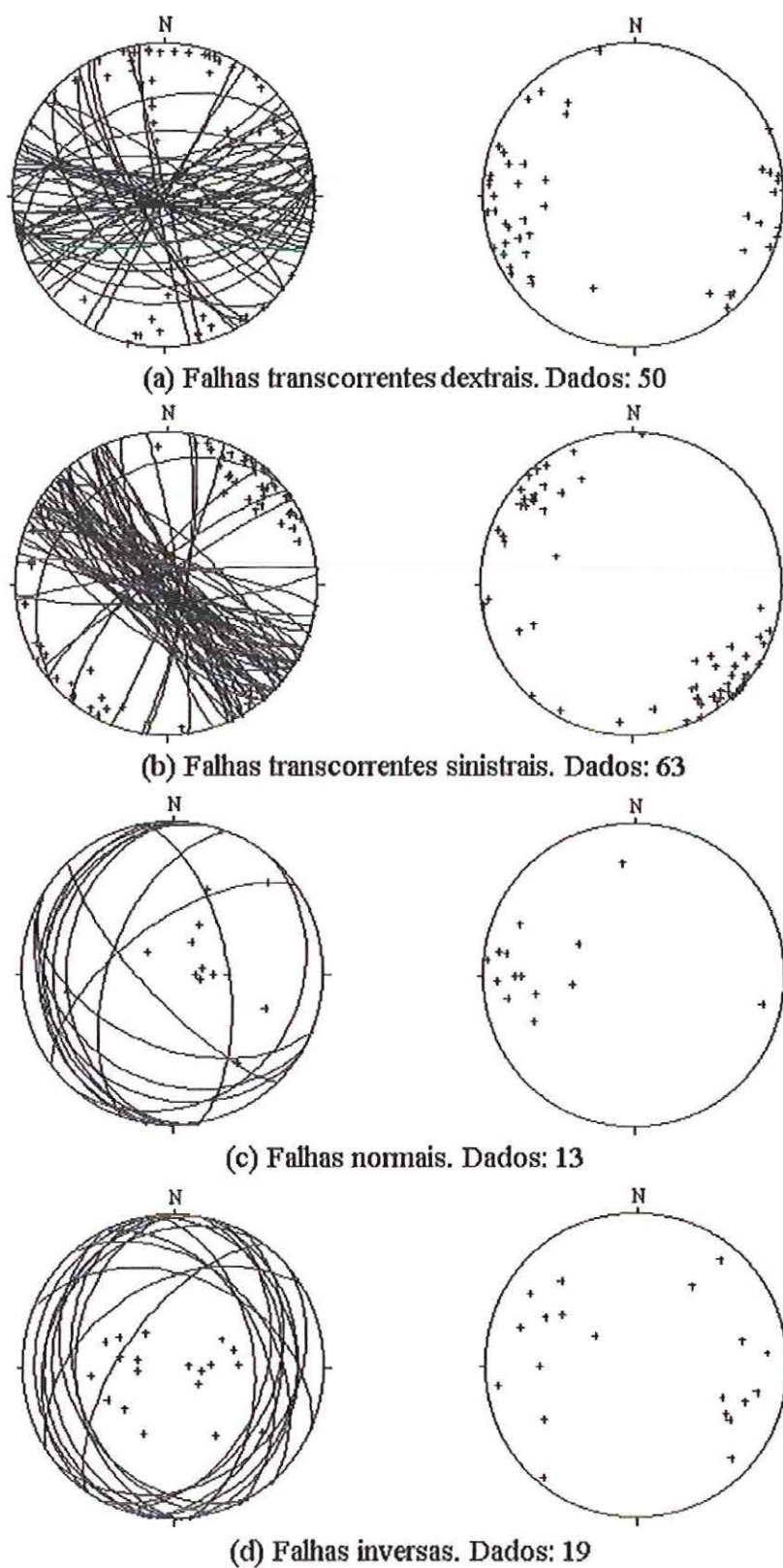


FIGURA 4.61. Estereogramas das falhas dos microderrames discriminadas por tipo de movimento. Lado esquerdo: projeção polar e ciclográfica dos planos; lado direito: projeção das estrias de atrito.

Os dados das falhas dos dois litotipos foram tratados através das técnicas de Arthaud e dos diedros retos para se deduzir os eixos de tensão correspondentes.

Pela técnica de Arthaud, o estereograma de pólos de movimento das falhas do derrame α (FIGURAS 4.62a) configura apenas uma concentração no centro do diagrama, definindo um eixo P. O estereograma de pólos de movimento das falhas do microderrame (FIGURA 4.62b) configura a mesma concentração no centro do diagrama e uma guirlanda, indicando um eixo P e um plano principal PQ. Os outros dois eixos, Q e R são deduzidos por construção. Analisando-se esses eixos pelos movimentos relativos da maioria das falhas (FIGURAS 4.59 e 4.61) pode-se correlacioná-los a X, Y e Z.

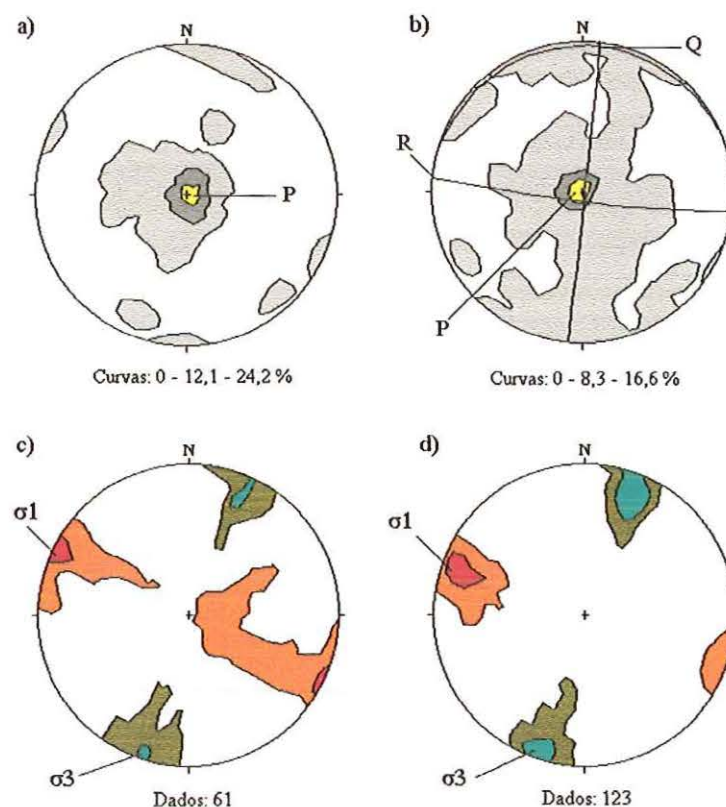


FIGURA 4.62. Tensores para as falhas da UHE Porto Primavera. (a) e (b) Diagramas de Arthaud. (c) e (d) Diagramas dos diedros retos. À esquerda, para derrame α e à direita, para microderrames.

A técnica dos diedros retos forneceu os estereogramas da FIGURA 4.62c e d, relativos às falhas do derrame α e microderrames, respectivamente, que indicam os eixos σ_1 e σ_3 . O eixo σ_2 pode ser deduzido a partir desses dois.

As orientações dos eixos obtidas por essas técnicas para os dois litotipos são coincidentes, e posicionam-se em torno de:

Técnica de Arthaud	Técnica dos diedros retos
R \equiv Z N80W/sub-horizontal	σ_1 WNW-ESE-S/sub-horizontal
P \equiv Y subvertical	σ_2 subvertical
Q \equiv X N10E/sub-horizontal	σ_3 NNE-SSW/sub-horizontal

Grupos de falhas examinados isoladamente (FIGURAS 4.59 e 4.61), mostram incompatibilidade com esse sistema de eixos de tensão deduzido; assim é que (1) parte das falhas transcorrentes teriam movimentação oposta à esperada, (2) a maioria das falhas normais teria direções subparalelas e não ortogonais a σ_3 e (3) pequeno número de falhas inversas são ortogonais com estrias paralelas a σ_3 .

Como não foram observadas relações de campo entre os diversos tipos de falhas, abrem-se, também nesse caso, duas possibilidades de abordagem:

1. o conjunto é relacionado a um único evento, com redistribuição de tensão e geração de tipos distintos de falhas;
2. o conjunto corresponde a mais de um evento tectônico, cada um com seu tensor de tensões.

4.6.1.1 Caso de um evento único

Nesta alternativa, considera-se que:

1. 80% das falhas são transcorrentes ,portanto, o regime tectônico gerador é transcorrente.

2. As falhas transcorrentes dextrais e sinistrais formam feixes paralelos, com direções em torno de NW-SE, WNW-ESE e E-W (FIGURA 4.63). Famílias com movimentos díspares como essas formam-se por deslocamentos diferenciais de lascas, como se esquematiza na FIGURA 4.63a.

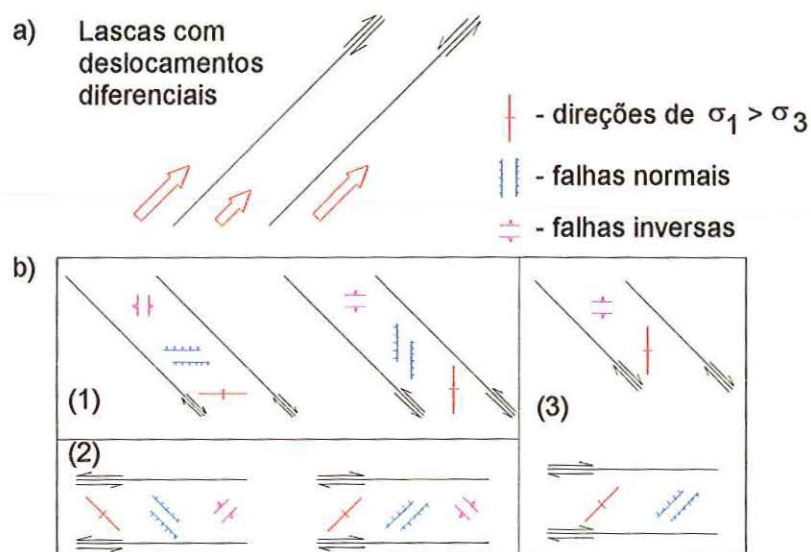


FIGURA 4.63. Deformação heterogênea de lascas em transcorrência e transtensão/transpressão no interior delas. (a) Lascas com deslocamentos desiguais possibilitam a geração de falhas transcorrentes dextrais e sinistrais paralelas. (b) Lascas de direções em torno de NW-SE e E-W podem sofrer transtensão ou transpressão, adquirindo falhas normais ou inversas, respectivamente.

3. Os estereogramas de Arthaud e dos diedros retos para essas falhas são mostrados na FIGURA 4.64.

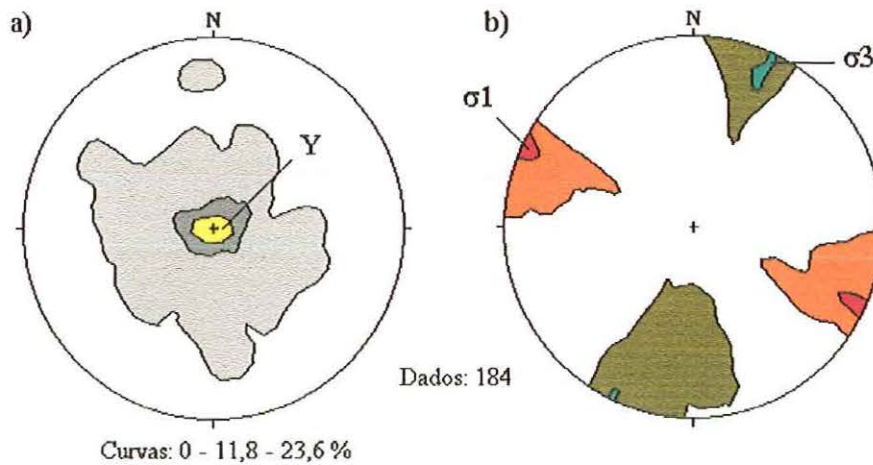


FIGURA 4.64. Tensores deduzidos através das falhas transcorrentes. (a) Diagrama de Arthaud. (b) Diagrama dos diedros retos.

Os eixos deduzidos são:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não deduzido	σ_1	WNW-ESE-S/sub-horizontal
Y	subvertical	σ_2	subvertical
X	não deduzido	σ_3	NNE-SSW/sub-horizontal

Observa-se semelhança entre esses eixos e os deduzidos na FIGURA 4.62.

4. As demais falhas podem relacionar-se com trechos onde a reorientação de tensão possibilitou seu desenvolvimento, isto é, onde incidiu transtensão ou transpressão para as falhas normais e inversas, respectivamente, como esquematizado nos quadros 1, 2 e 3 da FIGURA 4.63b. As falhas normais e as inversas têm direções em torno de N-S, direções essas compatíveis com a transcorrência, como ilustrado pelo quadro 1 da FIGURA 4.63b.

Deste modo, as falhas analisadas são compatíveis com o modelo de deformação heterogênea complicado por trechos transtensivos e transpressivos.

4.6.1.2. Caso de mais de um evento

Alternativamente, pode ser analisado o caso de se ter mais de um evento de deformação.

Neste caso considera-se que:

1. Houve um evento transcorrente, com o tensor de esforços deduzido na FIGURA 4.64.
2. As falhas normais poderiam representar um evento distensivo. A FIGURA 4.65 mostra os estereogramas dos eixos obtidos para esse caso.

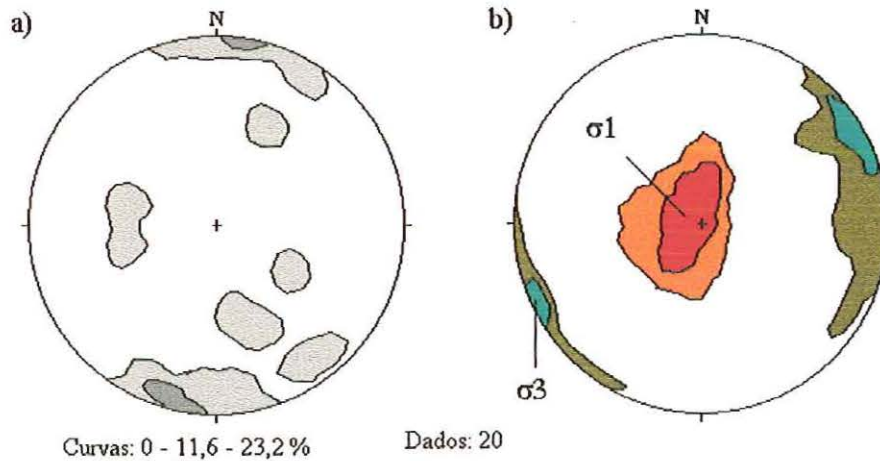


FIGURA 4.65. Tensores deduzidos através das falhas normais. (a) Diagrama de Arthaud. (b) Diagrama dos diedros retos.

Os eixos deduzidos posicionam-se em torno de:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não deduzido	σ_1	subvertical
Y	N-S/subhorizontal	σ_2	WNW-ESE/sub-horizontal
X	não deduzido	σ_3	NNE-SSW/sub-horizontal

Nota-se uma pequena diferença entre os eixos deduzidos por essas técnicas. Comparando-se esses eixos com os da FIGURA 4.64, observa-se além da troca de regimes (transcorrente e

distensivo), uma mudança de posição geométrica entre os eixos.

3. As falhas inversas podem representar um evento compressivo. A FIGURA 4.66 mostra os estereogramas obtidos para análise dos eixos de tensão.

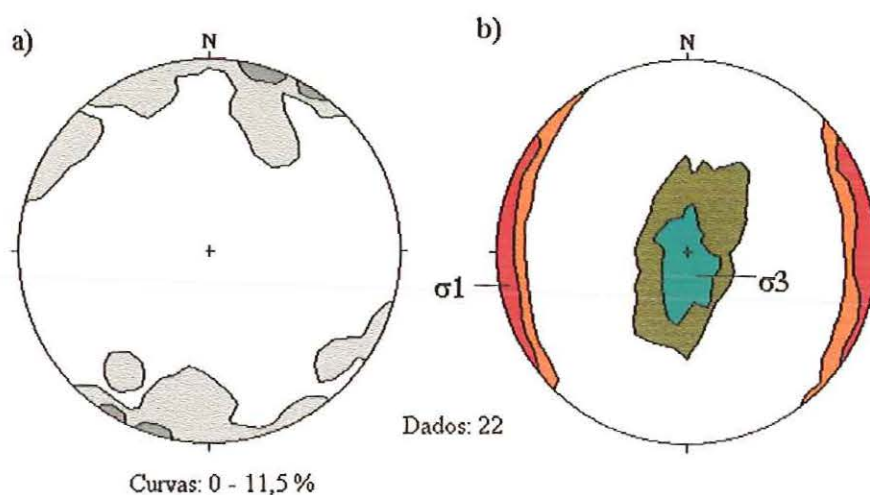


FIGURA 4.66. Tensores deduzidos através das falhas inversas. (a) Diagrama de Arthaud. (b) Diagrama dos diedros retos.

A indicação dos eixos é bastante imprecisa, devido à grande dispersão da área de σ_1 .

Assim, estima-se os eixos posicionados em torno de:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não deduzido	σ_1	ENE a WNW/sub-horizontal
Y	NNE-SSW/subhorizontal	σ_2	NNE a NNW/sub-horizontal
X	não deduzido	σ_3	subvertical

Levando em consideração a melhor definição do eixo Y, pode-se considerar σ_1 segundo WNW-ESE/sub-horizontal, direção coincidente a do tensor do regime transcorrente.

4.6.2. Tensor de Permeabilidade

Nos basaltos das fundações da UHE Porto Primavera realizaram-se também ensaios hidráulicos tridimensionais, até então pioneiros no Brasil (Tressoldi *et al.* 1990, Quadros & Corrêa Filho, 1993). O interesse da análise do tensor hidráulico de um meio fraturado em relação a este estudo refere-se à sua compatibilidade ao tensor das tensões atuantes no maciço, a partir de uma determinada escala (volume representativo).

Os ensaios de bombeamento direcionais foram realizados no derrame α e microderrames, através de sete sondagens organizadas segundo triângulos (FIGURA 4.67) para a avaliação dos tensores hidráulicos em três escalas (ABE, ACF e ADG).

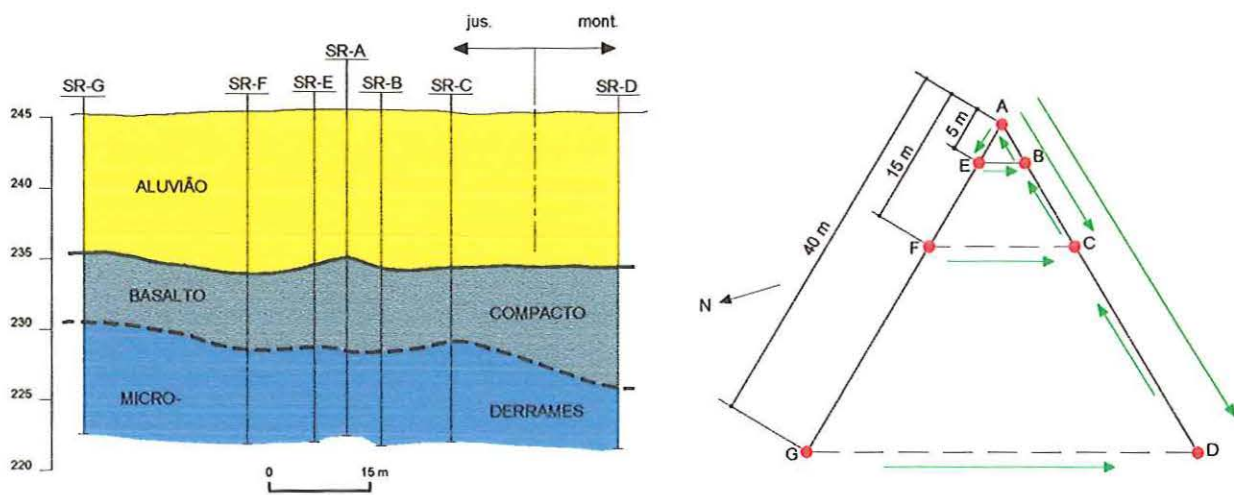


FIGURA 4.67. Ensaios hidráulicos tridimensionais na UHE Porto Primavera. Apresenta-se a seção geológica esquemática no local dos ensaios e a planta de localização dos furos e escalas utilizadas. Quadros & Corrêa Filho (1993).

A configuração espacial do tensor de condutividade hidráulica relativa aos ensaios de maior escala (ADG), com distâncias entre furos de 40 m (FIGURA 4.68) foi:

• $K_{\text{máx.}} \equiv \sigma_1$ - WNW-ESE/horizontal

• $K_{\text{int.}} \equiv \sigma_2$ - NNE-SSW/horizontal

• $K_{\text{min.}} \equiv \sigma_3$ - vertical

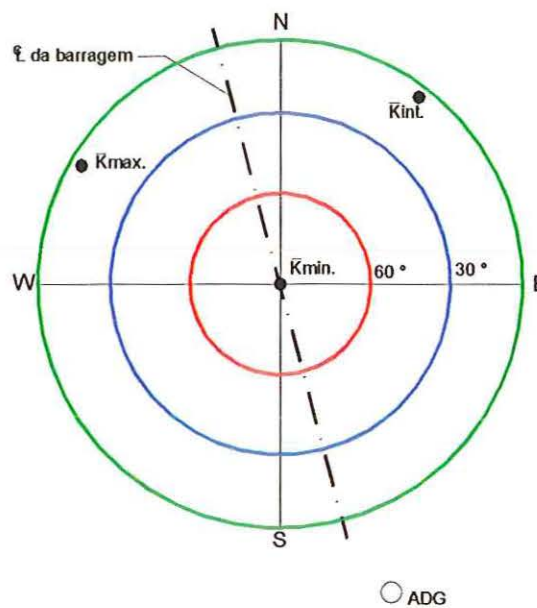


FIGURA 4.68. Estereograma de igual área do tensor de condutividade hidráulica na escala de 40 m –ADG. Quadros & Corrêa Filho (1993).

4.6.3. Comparação dos Resultados

Pela análise das falhas constata-se a existência de dois eventos tectônicos; um transcorrente mais evidente e outro distensivo. As falhas inversas por serem compatíveis com o tensor transcorrente, não justificam um outro evento compressivo.

Pela sua maior evidência, reconhece-se o regime transcorrente como o mais jovem e que pode relacionar-se às tensões vigentes no maciço rochoso. De fato, o tensor do regime transcorrente é coincidente com o tensor hidráulico, havendo também aqui, como se esperaria de um tensor de tensões determinado *in situ*, a inversão entre σ_2 e σ_3 .

4.7. ANÁLISE DOS EIXOS DE TENSÃO NA UHE SALTO SANTIAGO

O maciço rochoso basáltico da UHE Salto Santiago situada no rio Iguaçu - estado do Paraná (FIGURA 4.69), de propriedade da ELETROSUL-Centrais Elétricas do Sul do Brasil S. A., apresenta-se segmentado por uma rede de falhas e zonas de falha, que foram objeto de estudo detalhado tendo em vista o tratamento geotécnico das obras (Ludwig *et al.* 1978), e também para indicar alternativas de distribuição das estações da rede sismográfica local (Mioto & Hasui, 1992; IPT 1979).

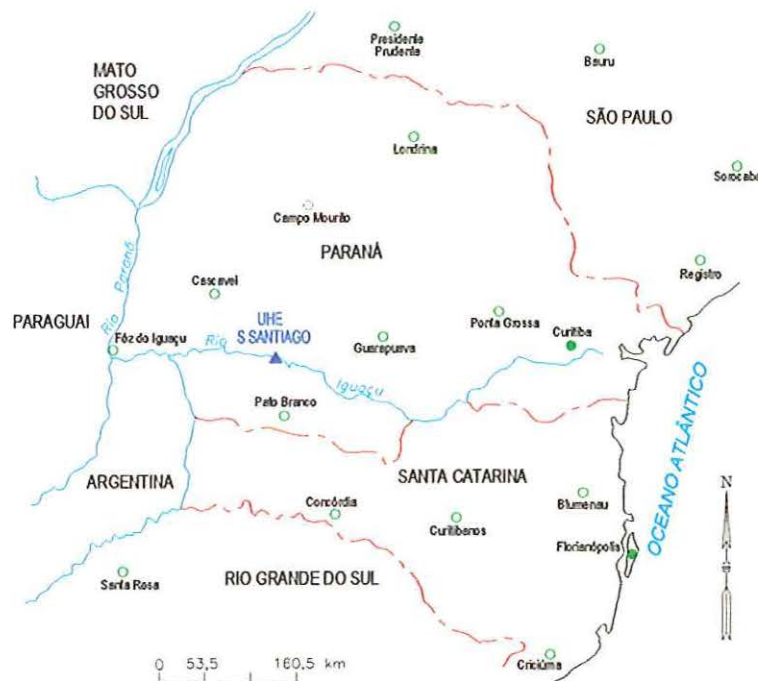


FIGURA 4.69. Mapa de localização da Usina Hidrelétrica Salto Santiago. Mioto & Hasui (1992).

Os basaltos da região mostram-se intensamente fraturados, tendo longos trechos do rio Iguaçu controlados por descontinuidades.

As estimativas de rejeitos verticais dos blocos falhados, tendo as estria de atrito como indicativas de movimentos normais variam de 5 a mais de 100 m. Os rejeitos horizontais,

também indicados por estrias de atrito, são mais modestos, porém persistentes ao longo das zonas de falha.

As falhas são definidas pela movimentação de blocos separados por diáclases desenvolvidas durante o resfriamento dos derrames. Estas superfícies estriadas foram objeto de levantamento sistemático em termos de atitudes de planos, orientação das estrias de atrito e movimentos relativos (IPT, 1979).

O estereograma de diáclases mostra que os pólos se distribuem difusamente pela borda do diagrama, indicando serem elas subverticais a verticais, sem delinear famílias proeminentes (FIGURA 4.70).

Os planos das falhas expressam-se em estereograma de modo semelhante às diáclases (FIGURA 4.71), sem configurar famílias. Esses planos correspondem a juntas de resfriamento reativadas por movimentos normais e direcionais.

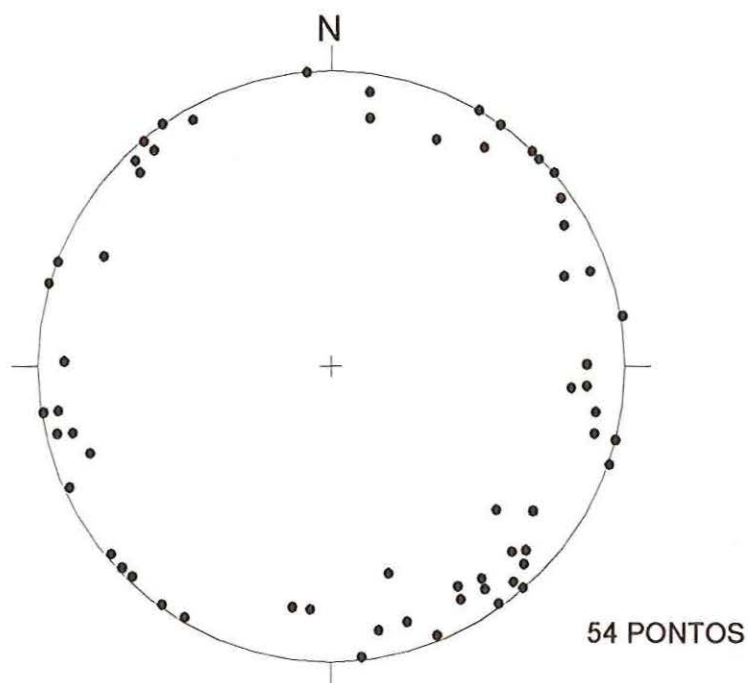


FIGURA 4.70. Estereograma dos pólos dos planos de diáclases dos basaltos. Semiesfera inferior. Fonte: Mito & Hasui (1992).

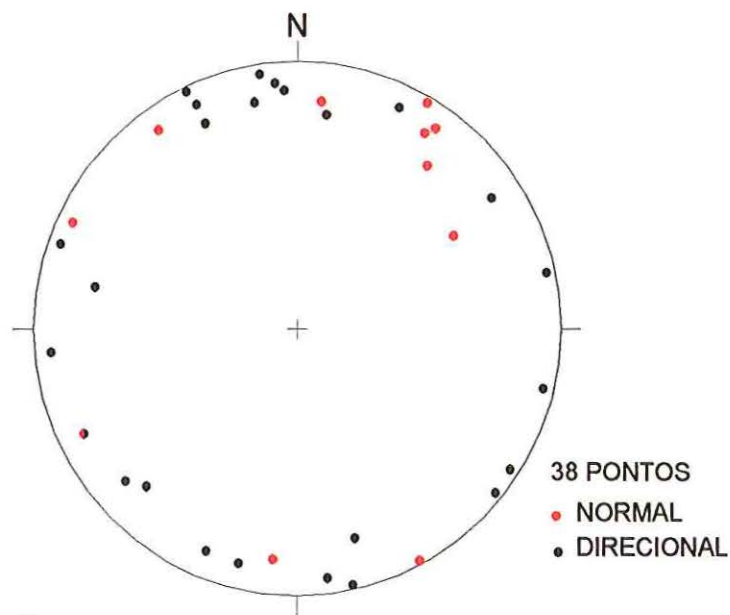


FIGURA 4.71. Estereograma dos pólos dos planos de falhas analisadas. Semiesfera inferior. Fonte: Mioto & Hasui (1992).

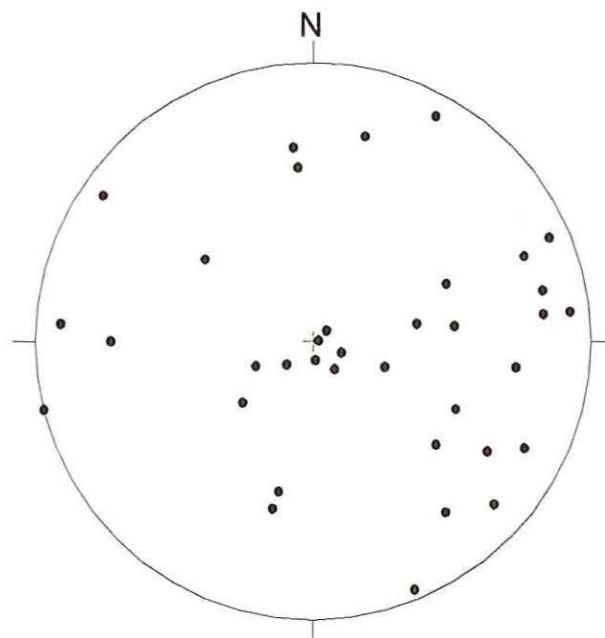


FIGURA 4.72. Estereograma das estrias de atrito medidas nos planos de falha. Semiesfera inferior. Fonte: Mioto & Hasui (1992).

O estereograma das estrias de atrito (FIGURA 4.72) mostra uma variação de pólos

subverticais a sub-horizontais, com predomínio desses extremos. Elas indicam que as falhas normais e as de rejeitos direcionais envolveram movimentos oblíquos, com componentes verticais e horizontais.

4.7.1. Análise dos Eixos de Tensão pelas Falhas

A FIGURA 4.73 corresponde ao estereograma de planos de movimento, elaborado conforme a técnica de Arthaud. A distribuição de pólos é tal que permite identificar uma guirlanda e um eixo cinemático (concentração próxima ao centro) e deduzir por construção os outros dois. O eixo P têm atitude subvertical, Q têm direção em torno de NNE-SSW e mergulho sub-horizonta, e R têm direção WNW-ESE e mergulho sub-horizonta.

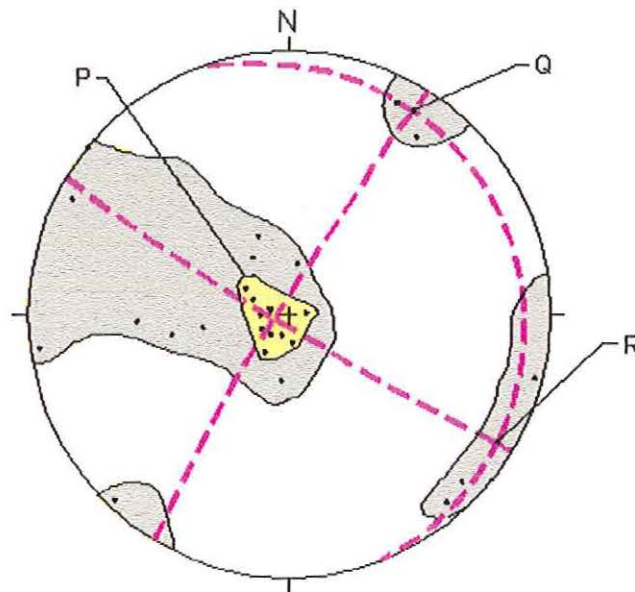


FIGURA 4.73. Estereograma dos pólos de planos de movimento das falhas. Semiesfera inferior. Mito & Hasui (1992).

Embora o diagrama seja simples, aqui é feita uma reavaliação da interpretação, já que os eixos deformacionais deduzidos não são capazes de explicar os movimentos observados de todas

as falhas em termos de um regime tectônico.

Observa-se que os pólos das falhas normais subverticais concentram-se próximos ao eixo Q (FIGURA 4.71); assim, em relação a tais falhas, Q é o eixo de estiramento máximo, R é o intermediário (também de estiramento), e P é o de encurtamento, definindo um regime distensivo de esforços. Desse modo, tem-se:

- $P = Z \equiv \sigma_1$ – subvertical
- $R = Y \equiv \sigma_2$ – WNW-ESE / sub-horizontal (eixo distensivo)
- $Q = X \equiv \sigma_3$ – NNE-SSW / sub-horizontal

As falhas de rejeito direcional, também subverticais, predominam com direções em torno de E-W e movimentos dextrais; assim, em relação a tais falhas, pode-se inferir que R corresponde à direção de encurtamento máximo, Q de estiramento máximo, enquanto P seria o eixo intermediário, definindo um regime transcorrente de esforços. Desse modo, tem-se:

- $R = Z \equiv \sigma_1$ – WNW-ESE / sub-horizontal
- $P = Y \equiv \sigma_2$ – subvertical
- $Q = X \equiv \sigma_3$ – NNE-SSW / sub-horizontal

4.7.2. Discussão dos Resultados

Os dados são congruentes com dois eventos tectônicos – um distensivo e outro transcorrente, sendo a orientação dos eixos de esforços a mesma para os dois, variando apenas suas qualificações.

Outro aspecto a se notar é a assimetria do sistema de falhas (FIGURA 4.63), com predomínio de falhas em torno de E-W sobre falhas em torno de N-S, o que é compatível com a ação de um binário dextral de esforços em torno de E-W, relativo ao regime transcorrente.

4.8. ANÁLISE DOS EIXOS DE TENSÃO DAS FUNDAÇÕES E REGIÃO DA UHE CANOAS I

A UHE Canoas I, situada no rio Paranapanema, divisa dos estados de São Paulo e Paraná, está fundada em rochas basálticas pertencentes à Formação Serra Geral da Bacia do Paraná (FIGURA 4.74).

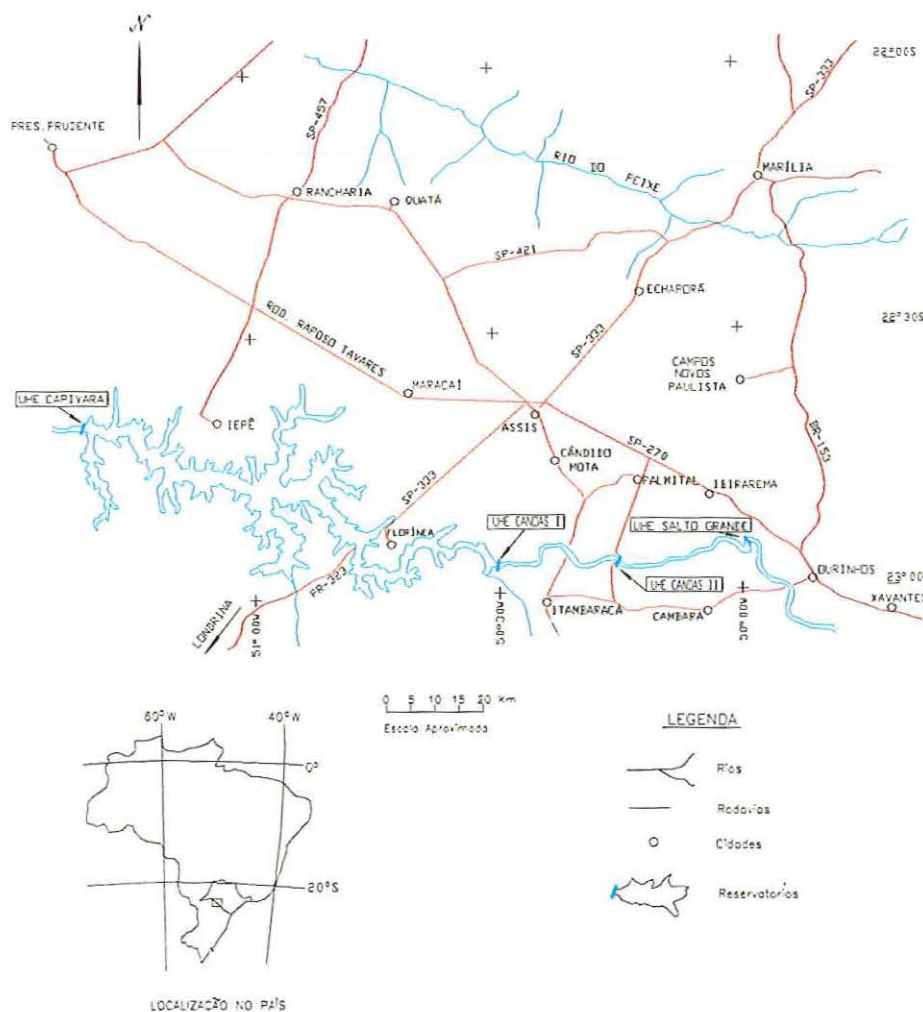


FIGURA 4.74. Mapa da região da UHE Canoas I.

Foram realizadas por este autor investigações estruturais na área da UHE Canoas I e, buscando a inserção regional, foram estudadas falhas na Formação Marília do Grupo Bauru na região de Marília (MAGALHÃES *et al.* 1996), bem como nas unidades infraderrames

(Formação Botucatu/Pirambóia e Grupo Passa Dois) e nos basaltos da Formação Serra Geral entre as cidades de Echaporã (SP) e Cornélio Procópio (PR) (IPT 1992).

4.8.1. Área de UHE Canoas I

A análise dos eixos de tensão foi realizada através do estudo das falhas encontradas nas fundações e na região da UHE Canoas I.

Nas fundações, identificaram-se pelas sondagens seis derrames designados de baixo para cima de A a F, com espessuras entre 10 e 30 m (IPT 1995). As escavações tornaram parcialmente expostos apenas os derrames superiores (F, E e D).

Além de juntas e falhas (planos estriados) de caracteres diversos, aparece nas fundações uma zona de falha que secciona todos os derrames investigados, designada Zona de Falha de Canoas (FIGURA 4.75).

A Zona de Falha de Canoas caracteriza-se por apresentar uma faixa com espessura em torno de 10 m, direção WNW-ESE e mergulho de 20° para NNE. O falhamento é do tipo inverso, com rejeito vertical não superior a 2 m. Aflora longitudinalmente ao Rio Paranapanema, o que condicionou o aparecimento de um canal profundo em seu leito.

Ela é constituída por falhas menores que formam dois sistemas principais, um concorrente com a disposição geral da falha e outro com inclinação contrária, que delimitam corpos com formas romboédricas, que se apresentam cataclasados. A FIGURA 4.76 mostra a orientação geral dessas falhas menores, verificando-se que o feixe paralelo à zona de falha tem inclinação menor do que o outro. Ainda nessa FIGURA mostra-se as estrias, que são principalmente frontais; elas indicam sempre movimentação inversa.

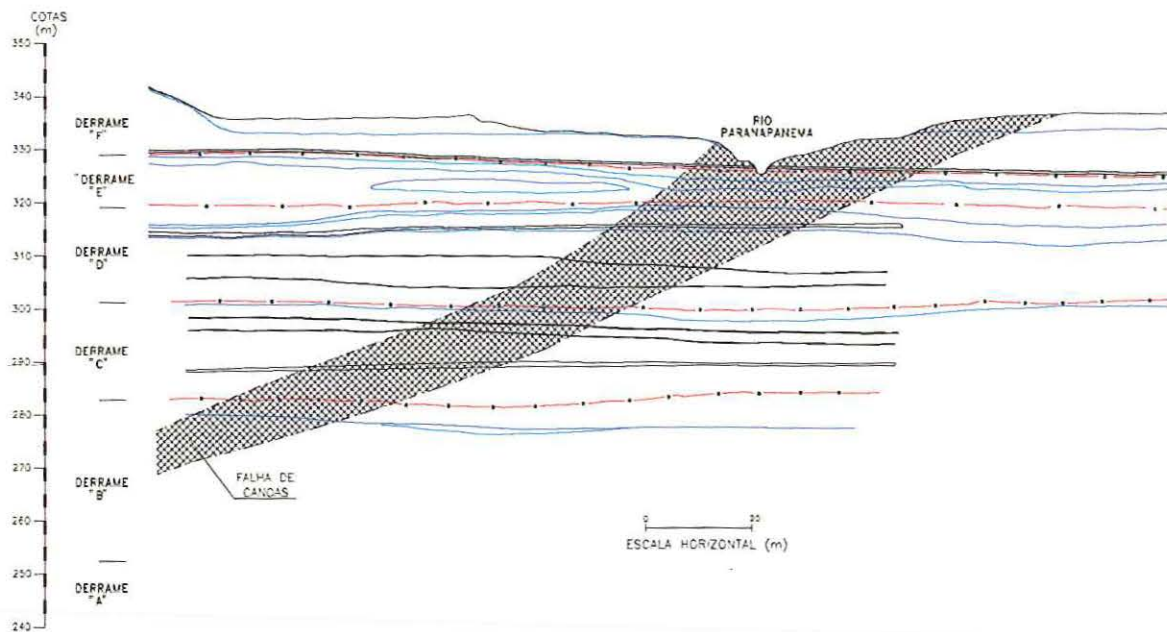


FIGURA 4.75. Seção geológica pelo eixo mostrando a Zona de Falha de Canoas. Fonte: IPT (1995).

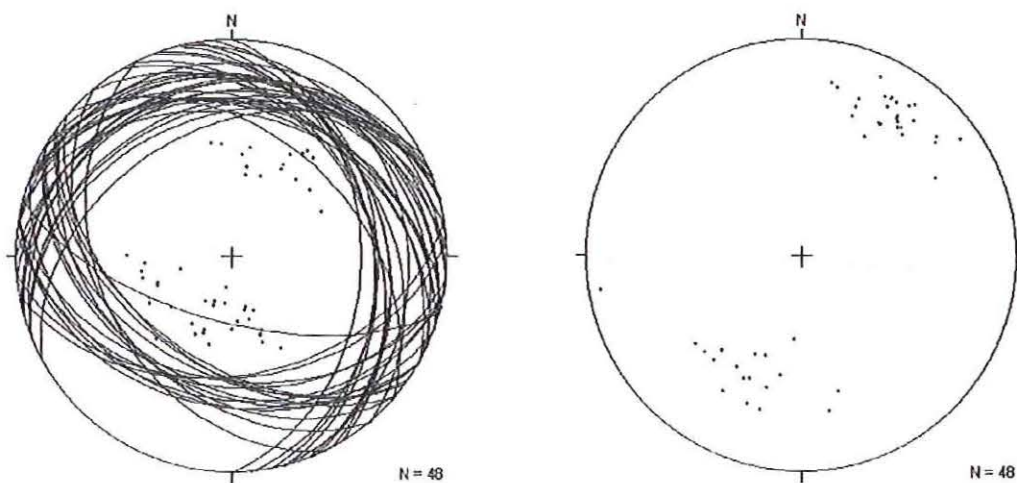


FIGURA 4.76. Falhas menores que compõem a Falha de Canoas. Os planos compõem feixes de direção E-W, WNW-ESE e NNW-SSE. Dois conjuntos configuram-se pelos mergulhos opostos: o principal mergulha para NNE e concorda com a Zona de Falha de Canoas. As estrias são predominantemente de mergulho.

A FIGURA 4.77 apresenta os diagramas de Arthaud e dos diedros retos obtidos através dos dados dessas falhas menores.

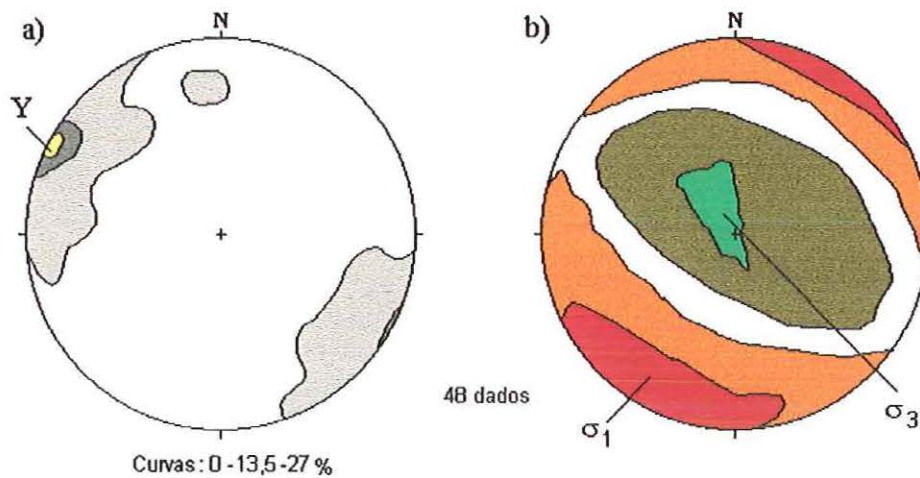


FIGURA 4.77. Tensores cinemático e dinâmico para as falhas menores que compõe a Falha de Canoas. a) Diagrama de Arthaud: indica um eixo em torno de WNW-ESE/sub-horizontal; outro eixo deve ser vertical e o terceiro, ENE-SSW/sub-horizontal. b) Diagrama dos diedros retos: indica σ_3 subvertical e σ_1 em torno de NNE-SSW/sub-horizontal.

Os eixos deduzidos têm as seguintes orientações:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não determinado	σ_1	NNE-SSW/sub-horizontal
Y	N60W/sub-horizontal	σ_2	NNW-SSE/subhorizontal
X	não determinado	σ_3	subvertical

Verifica-se que os dois métodos fornecem resultados semelhantes, com os eixos médios situando-se em torno de σ_1 NE-SW/sub-horizontal, σ_2 NW-SE/sub-horizontal e σ_3 subvertical. Esse tensor corresponde ao de um regime tectônico de cavalgamento. A disposição das estrias (FIGURA 4.76), mormente segundo o mergulho das falhas, indica que o cavalgamento é do tipo frontal, envolvendo deslocamentos de massas essencialmente na direção NNE-SSW.

Nos derrames E e F, externos à Zona de Falha de Canoas aparecem discontinuidades, muitas delas correspondendo a falhas de rejeitos centimétricos, produzidos por esforços tectônicos que se utilizaram de juntas de resfriamento preexistentes. São falhas subverticais e inclinadas, de movimentos direcionais, normais e inversos (puros e oblíquos), com predomínio

de falhas transcorrentes (FIGURA 4.78). Nota-se que as falhas delineiam feixes de direções em torno de NE-SW, NNW-SSE, NW-SE e E-W.

Essas falhas foram tratadas pelas técnicas de Arthaud e dos diedros retos, obtendo-se os diagramas da FIGURA 4.79.

Os eixos deduzidos são:

a) para falhas transcorrentes (FIGURA 4.79a)

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	N73W/sub-horizontal	σ_1	NW-SE/sub-horizontal
Y	N17E/sub-horizontal	σ_2	NE-SW/sub-horizontal
X	subvertical	σ_3	subvertical

b) para falhas normais (FIGURA 4.79b)

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não deduzido	σ_1	sub-vertical
Y	NW-SE/sub-horizontal	σ_2	NW-SE/sub-horizontal
X	não deduzido	σ_3	NE-SW/sub-horizontal

c) para falhas inversas (FIGURA 4.79c)

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não deduzido	σ_1	NNE-SSW/sub-horizontal
Y	WNW-ESSE/sub-horizontal	σ_2	WNW-ESSE/sub-horizontal
X	não deduzido	σ_3	subvertical

Constata-se que:

1. Os eixos de tensão deduzidos têm orientações semelhantes, mas com câmbio de posições.
2. Comparando a FIGURA 4.76 com a FIGURA 4.78d e a FIGURA 4.77 com a FIGURA 4.79c, constata-se que as falhas inversas têm padrão geométrico similar ao das pequenas falhas da Zona de Falha de Canoas e que indicam os tensores de tensão deduzidos são os mesmos, devendo-se, pois, relacioná-los a um regime de compressão, que originou a zona de falha e falhas laterais.

3. As falhas transcorrentes decorrem de um tensor com σ_3 subvertical (regime tectônico compressivo), podendo ser interpretadas como resultantes de deslocamentos ao longo de juntas por efeito de compressão de baixo ângulo. Elas indicam, como as falhas inversas, que o processo que levou ao desenvolvimento da Zona de Falha de Canoas teve também reflexos laterais.
4. O entendimento da presença de direções comuns a três famílias de falhas dextrais e sinistrais, requer a consideração do modelo de deformação heterogênea das lascas isoladas por elas.
5. As falhas normais são as menos freqüentes e não são compatíveis com o tensor compressivo e com a possibilidade de reativação de descontinuidades preexistentes. Elas parecem ser atribuíveis a um evento distensivo anterior ao compressivo.

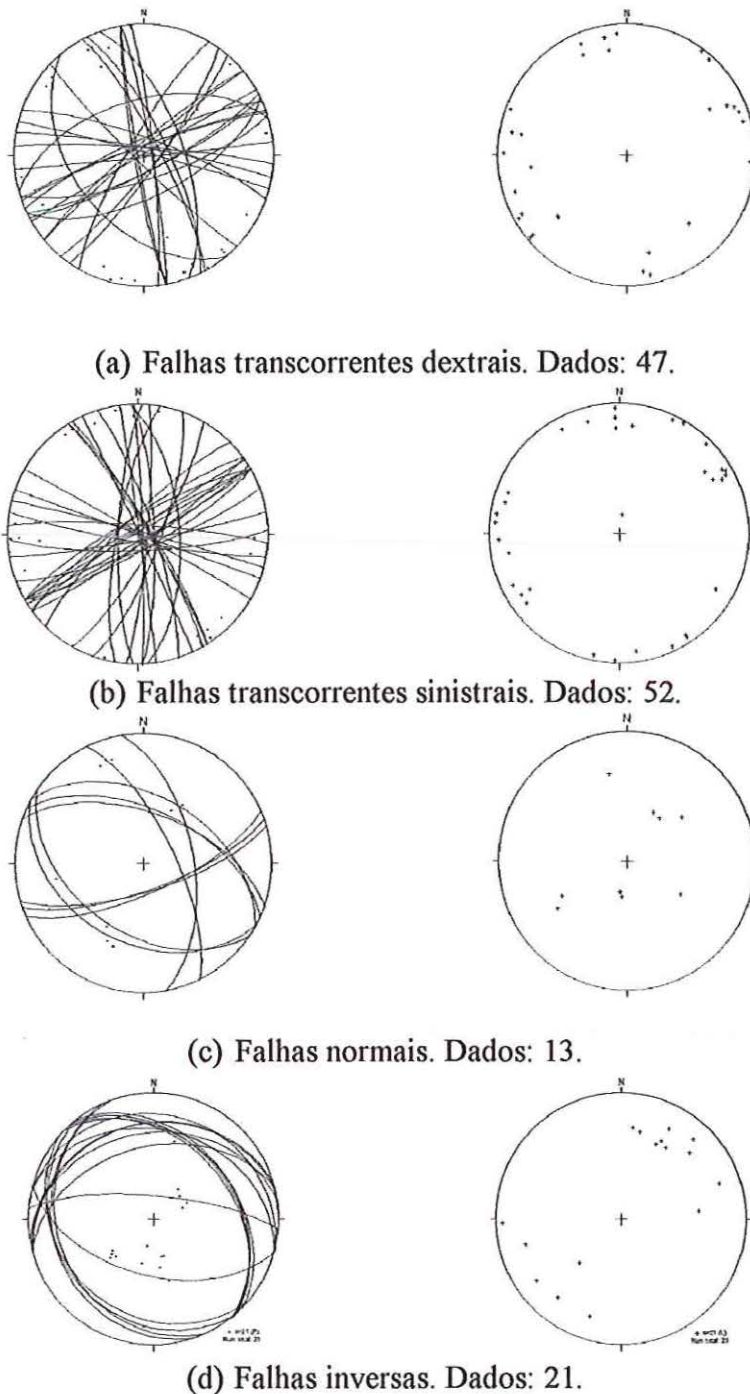
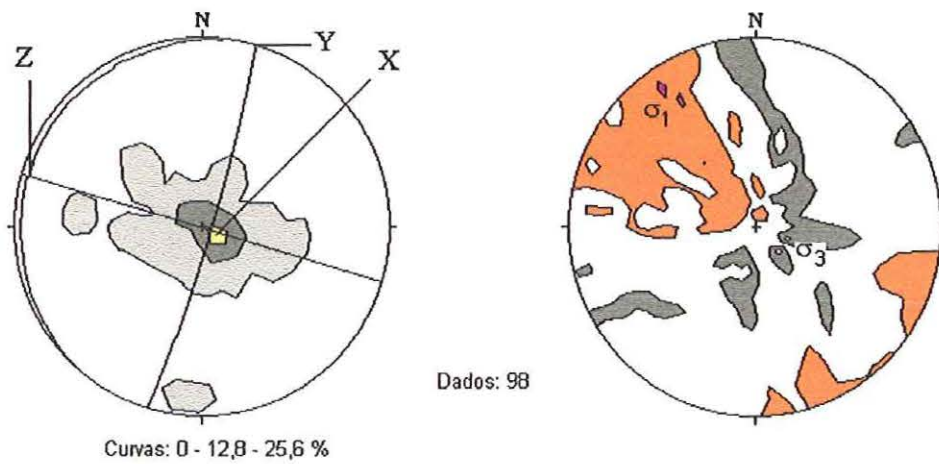
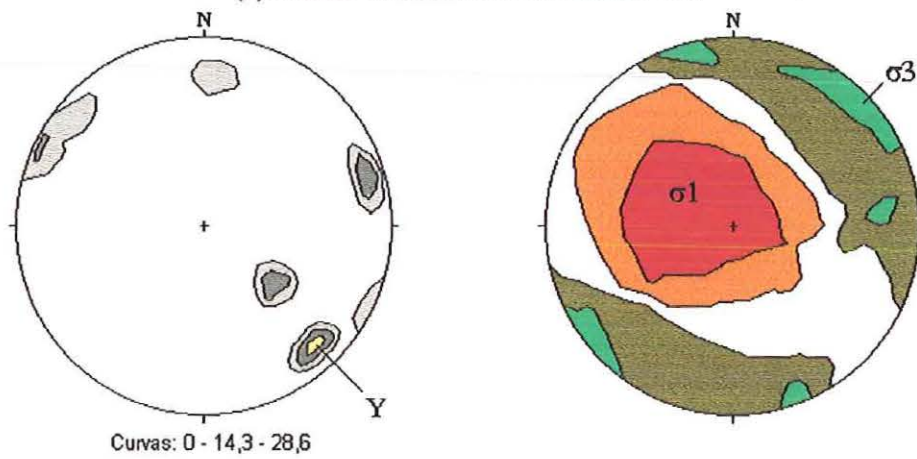


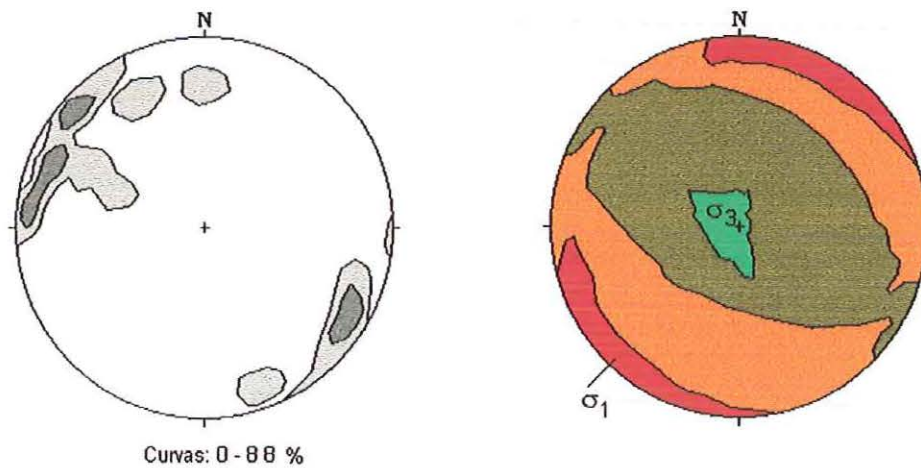
FIGURA 4.78. Falhas da área da fundação. À esquerda, projeção polar e ciclográfica das falhas; à direita, projeção das estrias de atrito. Em (a) configuram-se os feixes de direções em torno de NE-SW (predominante), NNW-SSE a N-S e E-W. Em (b) aparecem os feixes de direções aproximadas NE-SW, NNW-SSE, NW-SE e E-W. Em (c), as direções são NE-SW, NNW-SSE e NW-SW. Em (d) os dois feixes têm direções em torno de NW-SE e E-W.



(a) Falhas transcorrentes. Dados: 98.



(b) Falhas normais. Dados: 13.



(c) Falhas inversas. Dados: 21.

FIGURA 4.79. Eixos cinemáticos e dinâmicos deduzidos a partir dos três tipos de falhas da área da fundação, fora da Zona de Falha de Canoas. À esquerda, diagramas de Arthaud; à direita, diagramas dos diedros retos.

A interpretação da Zona de Falha de Canoas baseia-se no modelo regional de Borges et al. (1998): sua origem estaria ligada a transpressão entre duas zonas transcorrentes de direção E-W, no interior das quais a tendência à rotação anti-horária geraria o empurrão, como esquematizado na FIGURA 4.80.

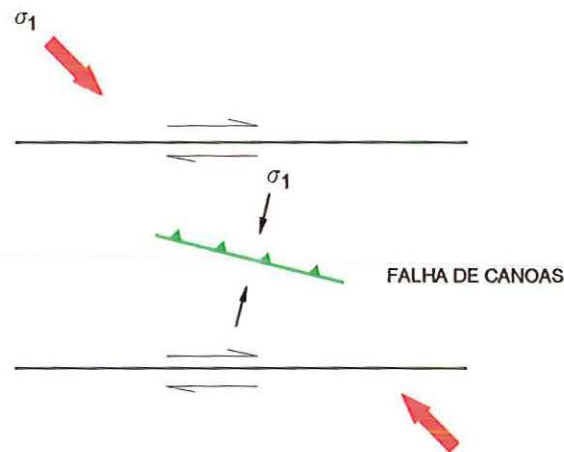


FIGURA 4.80. Transpressão gerada entre duas zonas de cisalhamento dextrais.

4.8.2. Região de Marília

Esses estudos foram complementados mais ao norte, na região de Marília, levantando-se falhas na Formação Marília do Grupo Bauru, unidade supraderrames da Bacia do Paraná (MAGALHÃES *et al.* 1996).

As falhas encontradas apresentam predominantemente planos subverticais com estrias sub-horizontais e rejeitos de pequeno porte, de falhas transcorrentes dextrais e sinistrais, comparecendo também falhas como normais e inversas (FIGURA 4.81).

Como se verifica nessa Figura, delineiam-se feixes de falhas transcorrentes dextrais e sinistrais com direções NW-SE, NNW-ESE, NE-SW e ENE-WSW. Os dados para falhas normais e inversas são poucos, mas as direções NE-SW e ENE-WSW, bem como em torno de

N-S, podem ser reconhecidas.

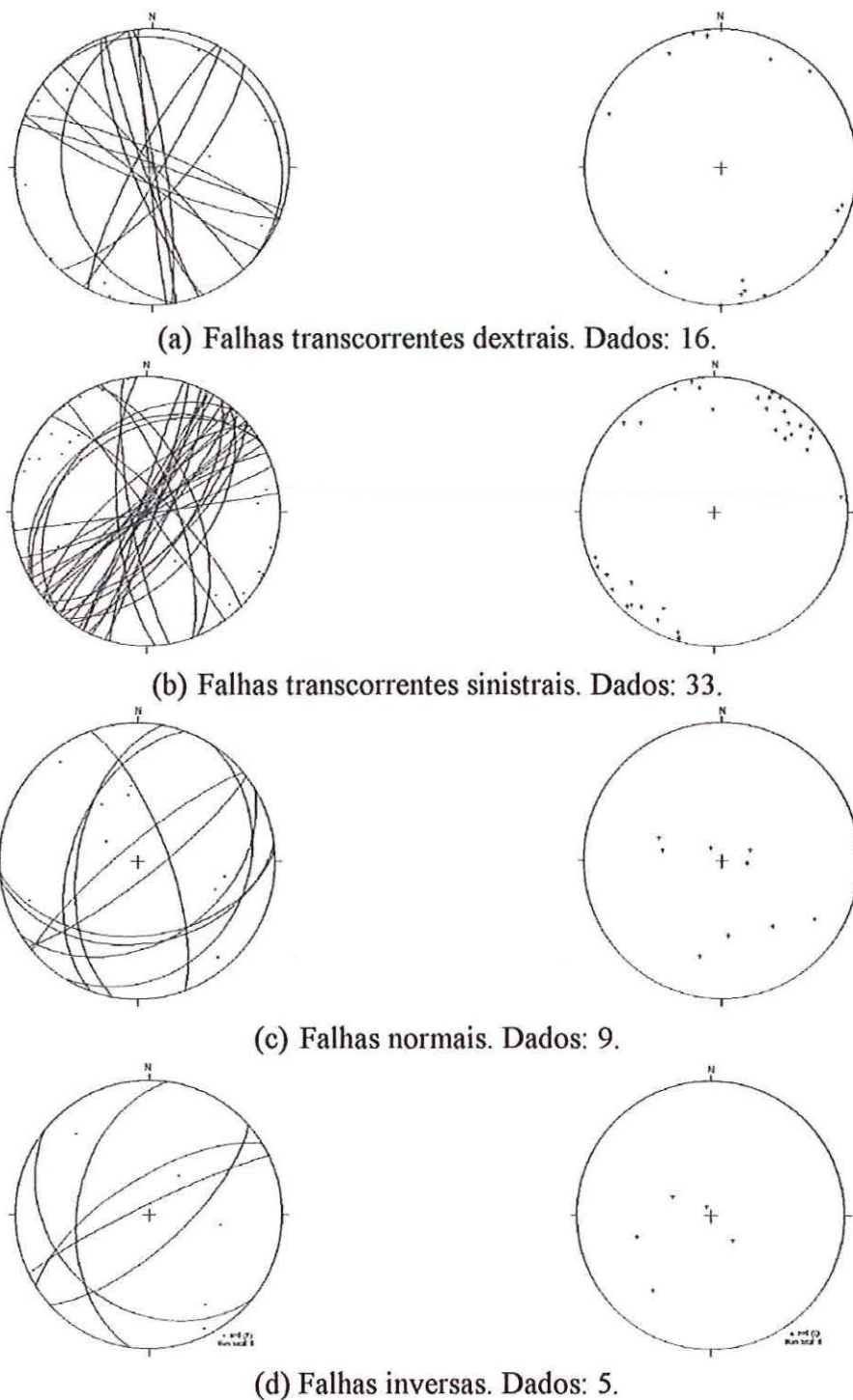


FIGURA 4.81. Falhas da Formação Marília do Grupo Bauru na região de Marília. Em termos de direções aproximadas, delineiam-se feixes de falhas: em (a) feixes de direções NW-SE, NNW-SSE e NE-SW; em (b) feixes NE-SW e ENE-WSW, proeminentes, e NNW-SSE e NW-SE; em (c) feixes NE-SE, ENE-WSW e N-S; em (d) feixe NE-SW e falhas N-S e NW-SE.

As falhas foram tratadas pelas técnicas de Arthaud e dos diedros retos (FIGURA 4.82).

As orientações dos eixos deduzidas por essas técnicas são:

(a) para falhas transcorrentes

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não definido	σ_1	N-S/sub-horizontal
Y	subvertical	σ_2	subvertical
X	não definido	σ_3	E-W/sub-horizontal

(b) para falhas normais

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não definido	σ_1	subvertical
Y	NE-SW/sub-horizontal	σ_2	NE-SW/sub-horizontal
X	não definido	σ_3	NW-SE/sub-horizontal

(c) para falhas inversas

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não definido	σ_1	ENE-WSW/sub-horizontal
Y	WNW-ESSE/sub-horizontal	σ_2	WNW-ESE/sub-horizontal
X	não definido	σ_3	sub-vertical

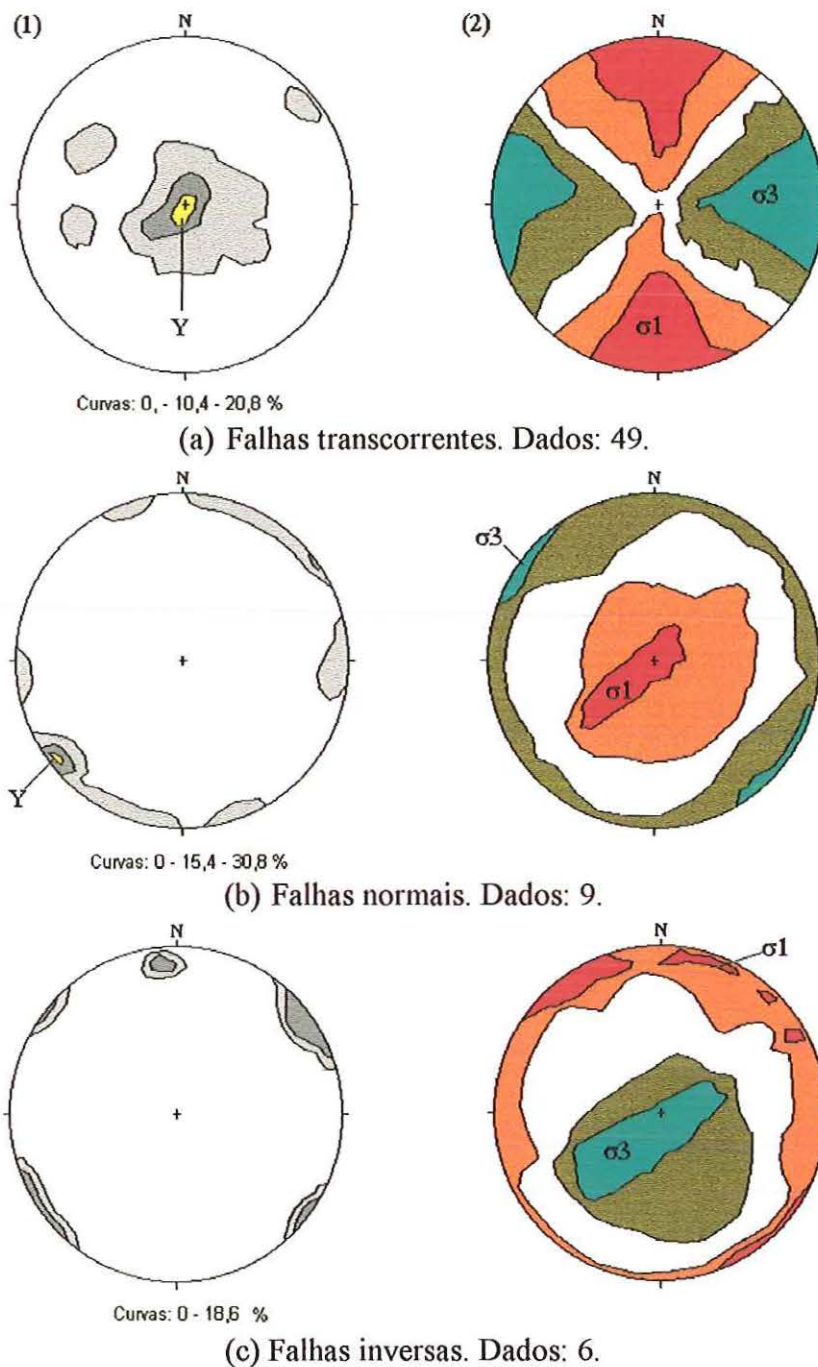


FIGURA 4.82. Diagramas de Arthaud e dos diedros retos para falhas da Formação Marília. (1) diagramas de Arthaud, (2) diagramas de diedros retos. Em (a), define um eixo vertical N-189/88 (1) e dois eixos sub-horizontais, em torno de N-S e E-W (2). Em (b), os dados são poucos, mas define-se um eixo em torno de NE-SW e esboça uma guirlanda sub-horizontais, de modo que outro eixo deve ser subvertical e o terceiro, em torno de NW-SE (1); o diagrama dos diedros retos indica σ_1 subvertical e σ_3 NW-SE ou WSW-ESE. Em (c), define-se um eixo WNW-ESE/sub-horizontais (Arthaud), σ_3 subvertical e σ_1 podendo situar-se num amplo domínio de direções sub-horizontais.

As falhas transcorrentes desenvolveram-se por ação de σ_1 em torno de N-S/sub-horizontal e σ_3 em torno de E-W/sub-horizontal. As falhas dextrais e sinistras têm as mesmas orientações, compondo três feixes, o que indica deformação heterogênea, com as lascas deslocando-se desigualmente.

As falhas normais, pelos poucos dados, parecem ter resultado de transtensão localizada, induzida pela movimentação transcorrente. A qualificação dos eixos NE-SW e NW-SE indicados pelo diagrama de Arthaud deve ser feita levando em conta as falhas normais; estas têm direções essencialmente no quadrante NE, o que indicaria σ_3 na direção NW-SE, e, por consequência, σ_2 na direção NE-SW.

As falhas inversas não permitem uma avaliação segura, pela insuficiência de dados. As falhas inversas têm estrias próximas aos rumos dos mergulho do planos, indicando que são do tipo frontal e seriam necessárias pelo menos duas orientações de σ_1 para explicar as falhas de direções em torno de NE-SW e aquelas de direções N-S e NW-SE.

Como foi indicado para falhas inversas, o eixo σ_1 pode se orientar segundo NE-SW ou NW-SE. A orientação NW-SE corresponde a regime similar ao que produziu a Zona de Falha de Canoas e a explicação aventada por Borges et al. (1998) poderia ser aplicada aqui também, mas gerando pequenas falhas. A orientação NE-SW indica um regime distinto, compatível com transpressão induzida pela transcorrência, nos moldes já discutidos anteriormente.

4.8.3. Região de Echaporã - Cornélio Procópio

Nos estudos regionais, que concentraram-se inicialmente entre as cidades de Echaporã (SP) e Cornélio Procópio (PR), foram observadas falhas nas unidades infraderrames (Formação Botucatu/Pirambóia e Grupo Passa Dois) e nos basaltos da Formação Serra Geral (IPT 1992).

As falhas nas unidades infraderrames mostraram rejeitos verticais dominantes,

associando-se a deslocamento normais. Nos derrames basálticos, onde foram coletados os dados, predominam falhas subverticais e estrias sub-horizontais, indicando movimentação transcorrente (FIGURA 4.83).

Pode-se observar que se delineiam feixes de falhas transcorrentes dextrais com direções em torno de E-W, NW-SE, NNE-SSW e NE-SW, de falhas transcorrentes sinistras E-W, NW-SE e NE-SW, de falhas normais em torno de NNW-SSE e de falhas inversas em torno de E-W.

Essas falhas tratadas pelas técnicas de Arthaud e dos diedros retos forneceram os diagramas da FIGURA 4.84.

As orientações dos eixos deduzidas por essas técnicas são:

(a) para falhas transcorrentes

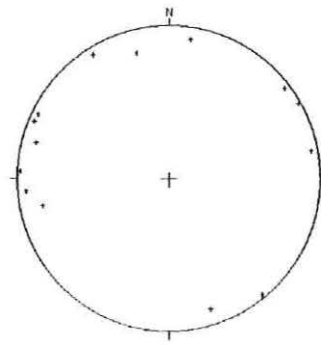
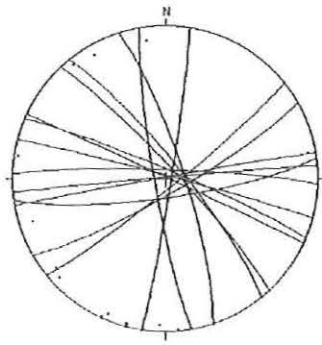
Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não definido	σ_1	NNE-SSW/sub-horizontal
Y	subvertical	σ_2	subvertical
X	não definido	σ_3	WNW-ESE/sub-horizontal

(b) para falhas normais

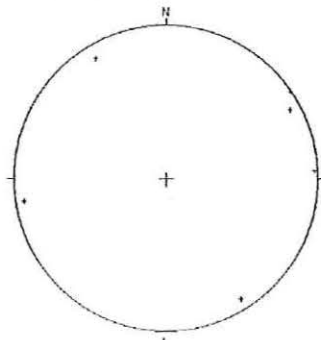
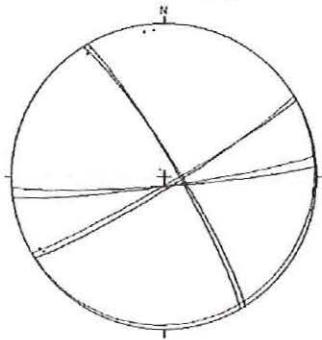
Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não definido	σ_1	subvertical
Y	NW-SE/sub-horizontal	σ_2	NW-SE/sub-horizontal
X	não definido	σ_3	NE-SW/sub-horizontal

(c) para falhas inversas

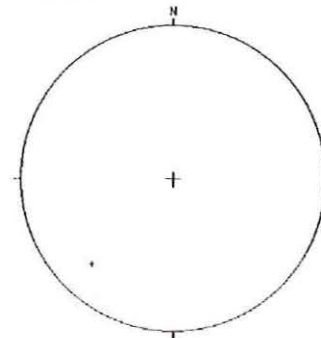
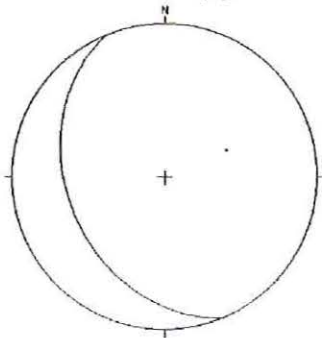
Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não definido	σ_1	NE-SW/sub-horizontal
Y	WNW-ESSE/sub-horizontal	σ_2	NW-SE/sub-horizontal
X	não definido	σ_3	subvertical



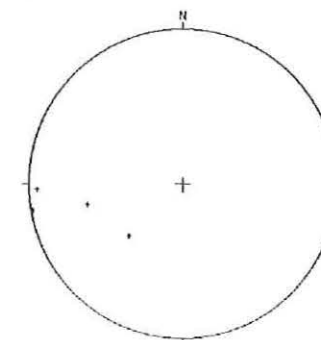
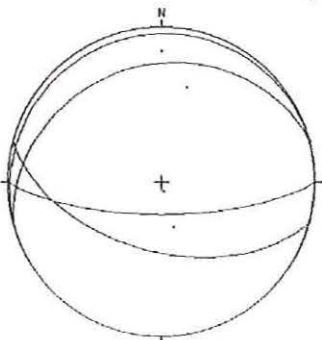
(a) Falhas transcorrentes dextrais. Dados: 25.



(b) Falhas transcorrentes sinistras. Dados: 11.



(c) Falhas normais. Dados: 2.



(d) Falhas inversas. Dados: 6.

FIGURA 4.83. Falhas da região de Echaporã (SP) – Cornélio Procópio (PR). Delineiam-se feixes de direções em: (a) E-W, NW-SE, NNW-SSE e NE-SW; (b) E-W, NW-SE e NE-SW; (c) NNW; (d) E-W. Os dados em (c) e (d) são poucos.

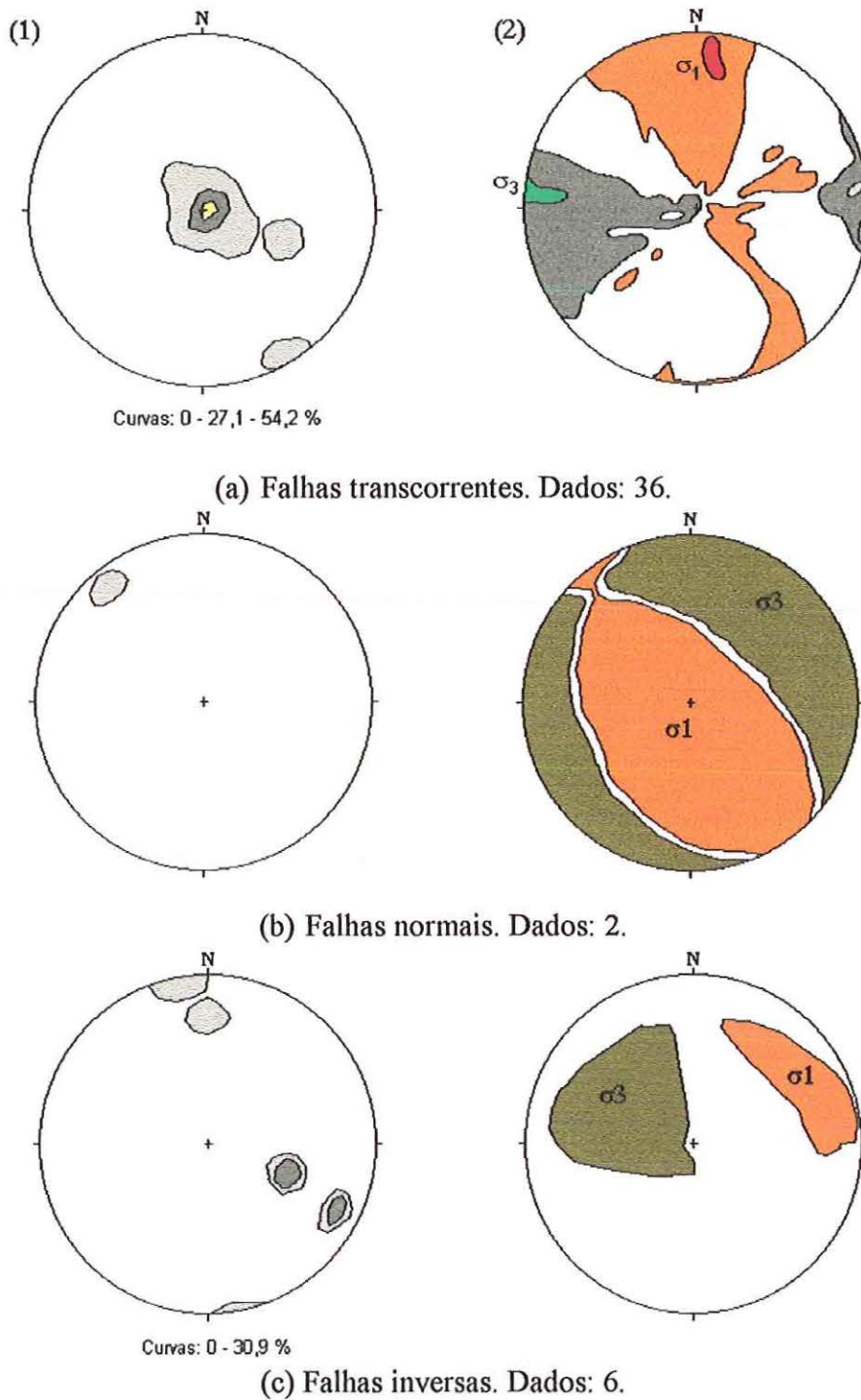


FIGURA 4.84. Diagramas de Arthaud e dos diedros retos para as falhas da região de Echaporã-Cornélio Procópio. (1) diagramas de Arthaud; (2) diagramas dos diedros retos. Para as falhas transcorrentes, um eixo subvertical é definido em a1 e os outros dois em a2. Os 2 dados de falhas normais apenas esboçam as orientações dos eixos σ_2 em torno de NW-SE/sub-horizontal, σ_1 subvertical e σ_3 em torno de NE-SW/sub-horizontal. Os poucos dados de falhas inversas esboçam eixos inclinados: σ_1 nos quadrantes NE-SW, σ_3 e σ_2 nos quadrantes NW-SE.

O tensor de tensão gerador das falhas transcorrentes, que são as mais importantes em toda a região, é análogo ao obtido para a região de Marília. Os dados de falhas normais e inversas são poucos, mas dão indicação tal que o tensor para as primeiras é semelhante àquele da região de Marília, com troca das posições de σ_2 e σ_3 , e para as segundas é análogo.

4.8.4. Integração dos Dados

Os dados apresentados mostram que a geometria das famílias de falhas são parecidas nas três porções abordadas, com feixes de falhas transcorrentes dextrais e sinistrais, normais e inversas orientadas segundo as direções aproximadas E-W, NW-SE, NNW-SE e NE-SW, aquelas de altos mergulhos certamente refletindo as diaclases dos basaltos que foram reativadas.

As falhas inversas são importantes na área de Canoas, mas regionalmente elas têm pequena expressão, o mesmo valendo para as falhas normais. As falhas importantes regionalmente são as transcorrentes.

Os dados referentes a falhas transcorrentes das regiões de Marília e de Echaporã-Cornélio Procópio envolveram um tensor com σ_1 em torno de N-S/sub-horizontal e σ_3 próximo de E-W/sub-horizontal. Esse tensor ajusta-se ao modelo regional de Borges et al. (1998), em que se reconhece a atuação de um binário E-W a WNW-ESE.

As falhas normais e inversas relacionam-se predominantemente com porções sujeitas a transtensão e transpressão, respectivamente. Algumas falhas normais podem ser de um evento mais antigo, mas a falta de dados não permite caracterizar o tensor do regime distensivo em que se formaram.

Longe de uma origem atectônica, a Zona de Falha de Canoas deve ser associada com transpressão, à qual se relaciona, nos blocos laterais, falhas de outros tipos e menores.

4.9. MINA DE JACUPIRANGA, CAJATI, SP

A mina a céu aberto de Jacupiranga, de propriedade da Serrana S.A. de Mineração, situa-se no município de Cajati (FIGURA 4.85), nela lavrando-se o carbonatito (apatita para fertilizante e rejeito carbonático para cimento).

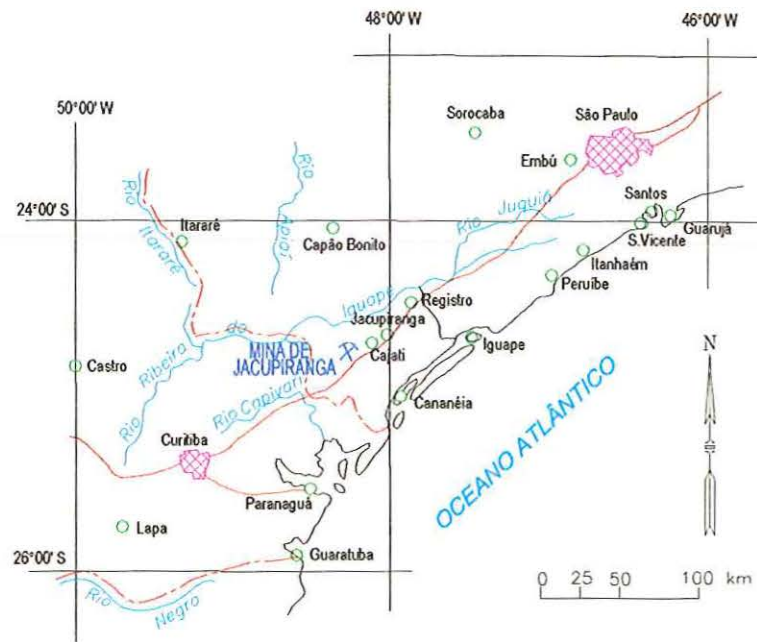


FIGURA 4.85 - Mapa de localização da Mina de Jacupiranga. HASUI *et al.* (1992).

Trata-se de uma intrusão ou chaminé vulcânica carbonatítica de idade cretácea, com forma aproximadamente elíptica no plano horizontal (FIGURA 4.86).

Tendo em vista o estudo de estabilidade dos taludes e a investigação da permeabilidade do maciço face ao aprofundamento e ampliação da cava, foram realizados estudos para a elaboração do modelo geoestrutural da mina (HASUI *et al.*, 1992).

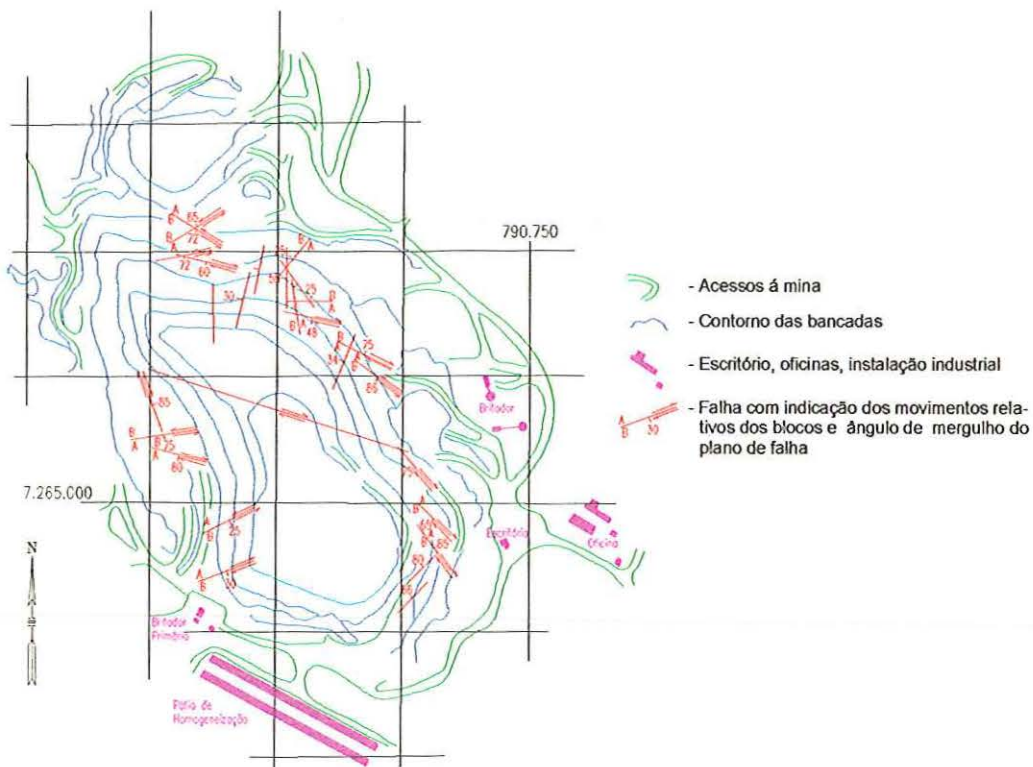


FIGURA 4.86. Mapa da mina de Jacupiranga mostrando sua forma elíptica e indicando as falhas maiores. Fonte: HASUI *et al.* (1992).

As discontinuidades que segmentam o maciço carbonatítico são juntas, falhas e zonas de falhas.

As juntas podem ser classificadas em dois grupos, segundo sua geometria e origem:

1. as subverticais, ligadas ao resfriamento da chaminé carbonatítica, apresentando padrões anelares, radiais e oblíquos em relação à forma elíptica da intrusão; e
2. as sub-horizontais, ligadas ao alívio de carga provocada pela erosão, desenvolvem-se como discontinuidades subparalelas à superfície atual.

Este quadro faz com que o maciço apresente discontinuidades praticamente em todas as direções e mergulhos, dando a impressão que não possui um padrão definido de fraturamento (FIGURA 4.87). Porém, pela simples análise de um ponto qualquer dos taludes pode-se verificar facilmente os padrões acima mencionados.

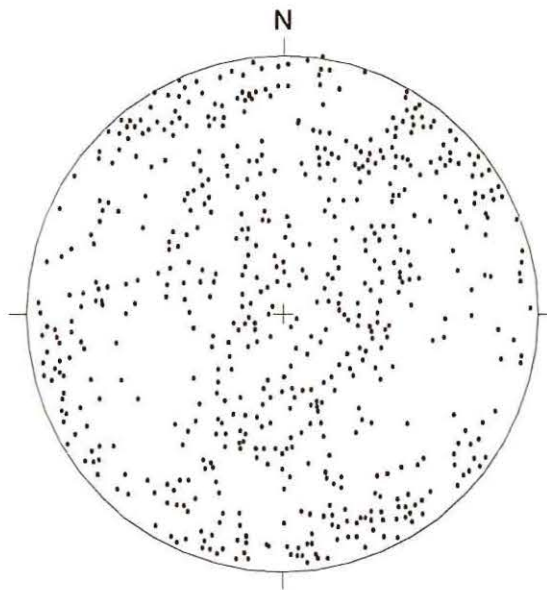


FIGURA 4.87– Estereograma de igual-área das descontinuidades da mina de Jacupiranga. Semiesfera inferior. HASUI *et al.* (1992).

4.9.1. Determinação do Regime de Tensão por Análise de Falhas

As falhas e zonas de falhas apresentam-se predominantemente com altos mergulhos e deslocamentos direcionais, definindo uma rede assimétrica. A FIGURA 4.86 mostra a atitude e os deslocamentos relativos das falhas maiores e a FIGURA 4.88 apresenta os estereogramas dos planos e das estrias de atrito das falhas menores discriminadas pelo tipo de movimento.

Nessa FIGURA observa-se que as falhas dextrais (a) configuram feixes com direções em torno de E-W com variações para WNW-ESE e ENE-WSW, NW-SE, NE-SW e N-S, com predomínio das primeiras. As falhas sinistrais (b) mostram feixes de direções em torno de NE-SW, NW-SE e N-S, com predomínio das primeiras. As falhas normais (c) apresentam feixes em torno de N-S com baixos mergulhos para W e WNW-ESSE, e as falhas inversas (d) planos NW-SE e E-W.

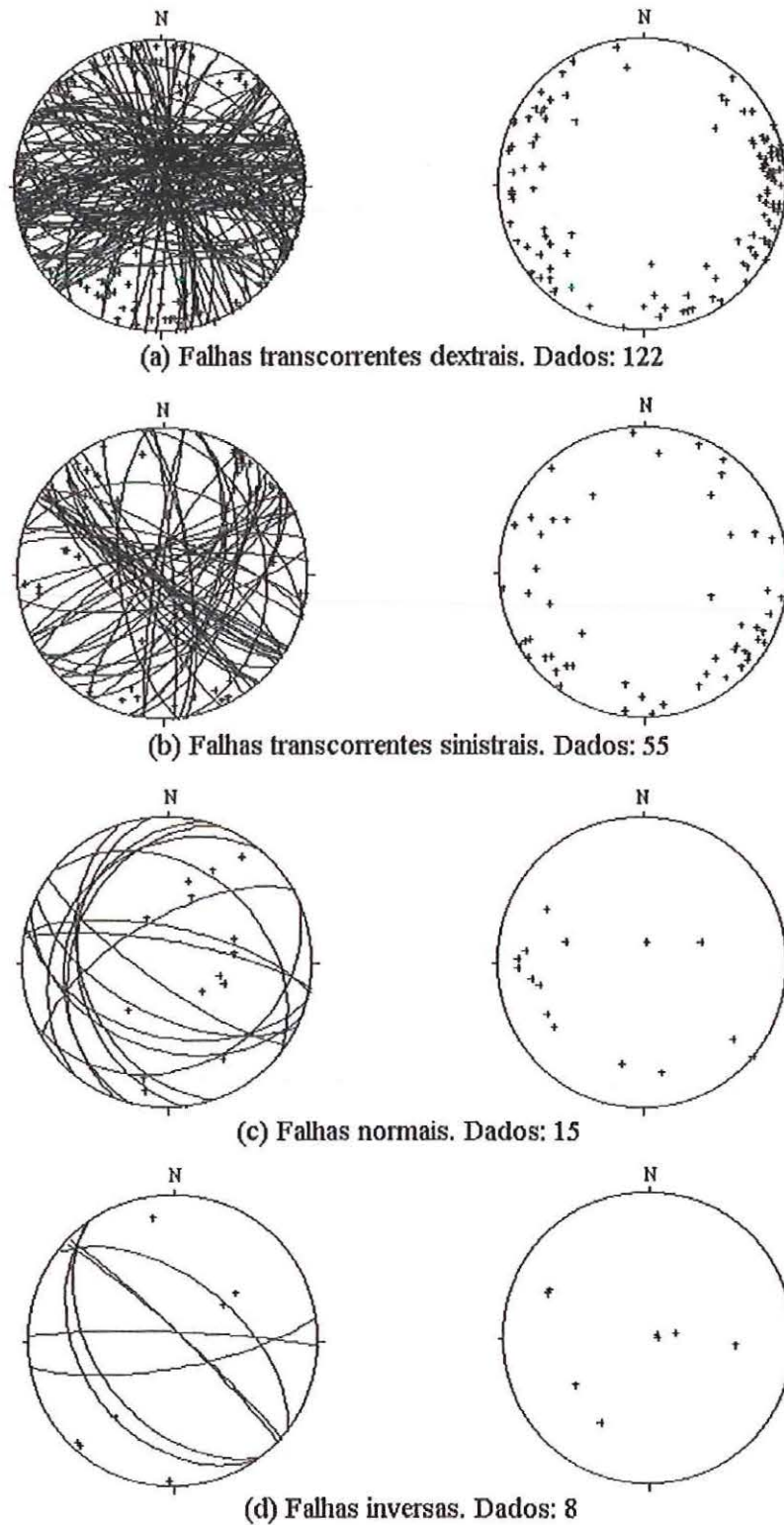


FIGURA 4.88. Estereogramas das falhas da mina de Jacupiranga, discriminadas pelo tipo de movimento. Lado esquerdo: projeção polar e ciclográfica dos planos; lado direito: projeção das estrias de atrito.

Os dados das falhas foram reavaliados aqui mediante reanálise dos dados pelos métodos de Arthaud e dos diedros retos a fim de obter a geometria dos eixos de tensão (FIGURA 4.89).

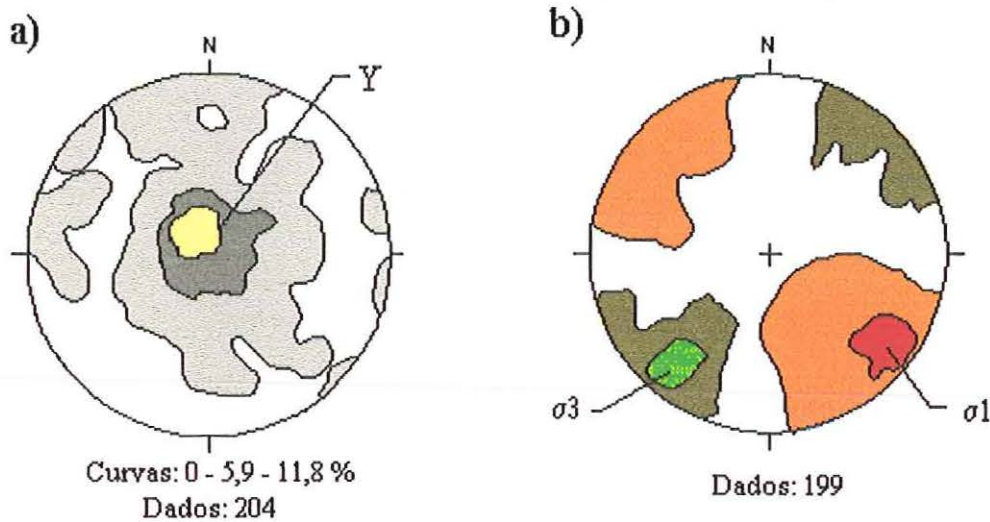


FIGURA 4.89. Estereogramas dos eixos deformacionais e tensionais deduzidos a partir das falhas da mina de Jacupiranga. a) método de Arthaud, b) método dos diedros retos.

Pela técnica de Arthaud obteve-se o estereograma de planos de movimento (FIGURA 4.89a) que configura uma concentração bem definida de pólos no centro do diagrama, indicando o eixo Y.

A técnica dos diedros retos forneceu o estereograma da FIGURA 4.89b, que indica os eixos σ_1 e σ_3 . O eixo σ_2 é deduzido a partir desses dois.

As orientações dos eixos, que definem um regime transcorrente, são:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não deduzido	σ_1	NW-SE/sub-horizontal
Y	subvertical	σ_2	subvertical
X	não deduzido	σ_3	NE-SW/sub-horizontal

As famílias ou grupos de falhas analisados isoladamente (FIGURA 4.88) mostram incompatibilidades com tal sistema de eixos de tensão; assim (1) parte das falhas transcorrentes

teriam movimentação incompatível a esses tensores, (2) algumas poucas falhas normais teriam direções subortogonais e não paralelas a σ_1 , e (3) as falhas inversas teriam direções subortogonais a σ_3 .

Como não se observou as relações de campo entre esses vários tipos de falhas, também nesse caso tem-se duas possibilidades de abordagem.

1. conjunto corresponde a um único evento, com redistribuição de tensão e geração de tipos distintos de falhas;
2. conjunto corresponde a mais de um evento tectônico, cada um com seu tensor.

4.9.1.1. Caso de um único evento

Nesta alternativa, considera-se que:

1. 88% das falhas são transcorrentes e, portanto, o regime gerador é transcorrente.
2. As falhas transcorrentes dextrais e sinistrais formam 2 feixes paralelos principais, com direções em torno de NW-SE e NE-SW (FIGURA 4.88). Famílias com movimentos díspares como essas formam-se por deslocamentos diferenciais, como já visto anteriormente.
3. Os estereogramas dos eixos tensionais para essas falhas é mostrado na FIGURA 4.90.

Os eixos deduzidos são:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não deduzido	σ_1	NW-SE/sub-horizontal
Y	subvertical	σ_2	subvertical
X	não deduzido	σ_3	NE-SW/sub-horizontal

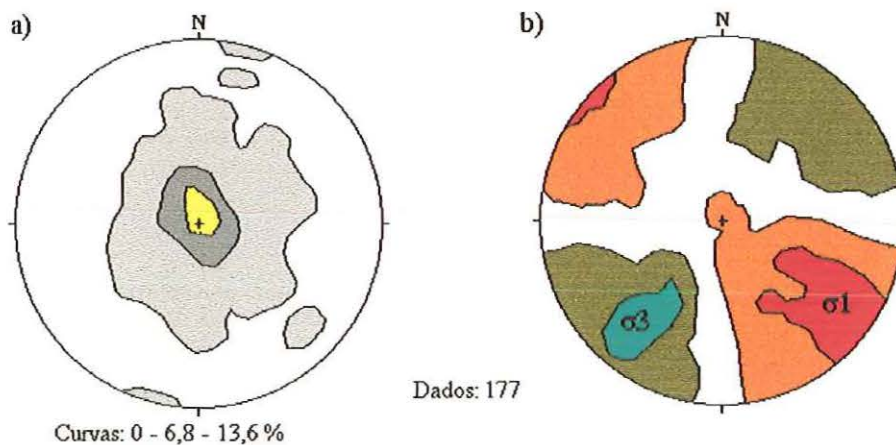


FIGURA 4.90. Tensores cinemático e dinâmico para as falhas transcorrentes. a) Diagrama de Arthaud, b) diagrama dos diedros retos.

4. As demais falhas são menos freqüentes e podem relacionar-se a trechos onde incidu transtensão e transpressão no desenvolvimento de falhas normais e inversas, respectivamente, como já esquematizado anteriormente (quadros 1, 2 e 3 da FIGURA 4.12). As falhas normais tem direções em torno de N-S e E-W e as inversas aproximadamente NW-SE, direções essas compatíveis com a transcorrência (quadros 1 e 2 da FIGURA 4.12).

Deste modo, as falhas analisadas podem ser compatíveis com o modelo de deformação heterogênea, complicada por trechos de transtensão e transpressão.

4.9.1.2. Caso de mais de um evento

Alternativamente, analisa-se o caso de se ter mais de um evento de deformação. Neste caso, considera-se que:

1. houve um evento transcorrente, que é aquele com o tensor de tensão deduzido na FIGURA 4.90;
2. as falhas normais poderiam representar um evento distensivo. A FIGURA 4.91 mostra os estereogramas que indicam os eixos para esse caso.

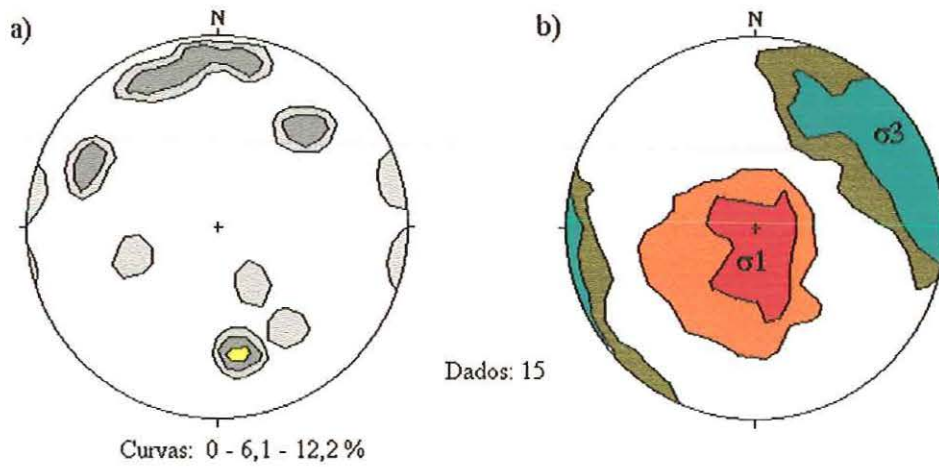


FIGURA 4.91. Tensores cinemático e dinâmico para as falhas normais. a) Diagrama de Arthaud, b) diagrama dos diedros retos.

O número de dados é relativamente pequeno, e a indicação dos eixos é algo imprecisa; eles são:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não deduzido	σ_1	subvertical
Y	NNW-SSE/sub-horizontal	σ_2	NNW-SSE/sub-horizontal
X	não deduzido	σ_3	ENE-WSW/sub-horizontal

Comparando-se esses eixos com os do regime transcorrente, nota-se além da troca de regimes, uma diferença da posição geométrica entre os eixos.

3. as falhas inversas podem representar um evento compressivo. A FIGURA 4.92 mostra os estereogramas que deduzem os eixos de tensão para esse caso.

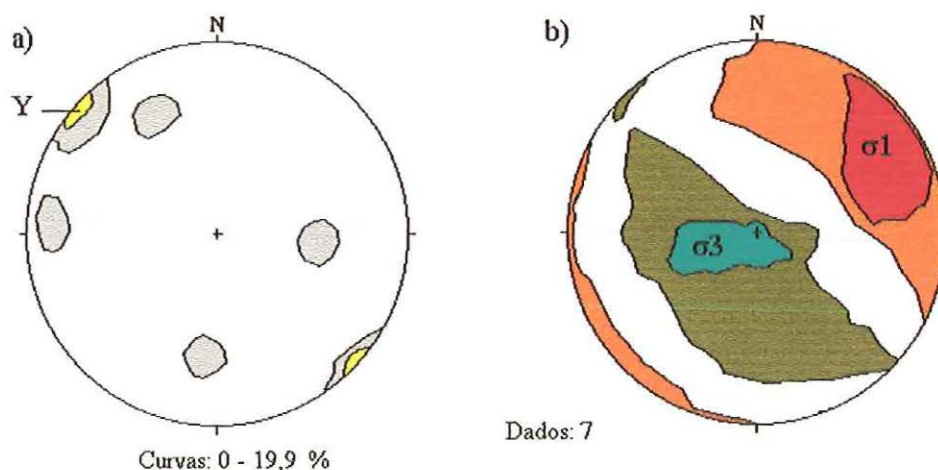


FIGURA 4.92. Tensores cinemático e dinâmico para as falhas inversas. (a) Diagrama de Arthaud. (b) Diagrama dos diedros retos.

A interpretação desses eixos também é bastante imprecisa. Posicionam-se em torno de:

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não deduzido	σ_1	subvertical
Y	NW-SE/sub-horizontal	σ_2	NW-SE/sub-horizontal
X	não deduzido	σ_3	NE-SW/sub-horizontal

A geometria desse tensor é semelhante ao do regime transcorrente, porém com a troca relativa entre os eixos.

4.9.2. Discussão dos Resultados

Pelas análises realizadas, constata-se a presença marcante de um evento transcorrente, definido por 88% dos dados referentes à falhas transcorrentes. A origem dos outros tipos de falhas pode ser explicada pela ocorrência localizada de transtensão e transpressão geradas pelo próprio evento transcorrente.

Os eixos σ_3 definidos pelas falhas transcorrentes e normais apresentam geometrias semelhantes, reforçando a alternativa da existência de apenas um regime transcorrente. Porém, as

falhas normais podem ter sido geradas nas fases rúpteis finais do processo distensivo durante a intrusão das rochas carbonatíticas de Jacupiranga, de idade cretácea.

De qualquer forma, reconhece-se a atuação de dois eventos tectônicos na área. No caso em que feições de dois episódios são sobrepostas, as mais jovens são as mais conspícuas, tendendo a obliterar as anteriores. Assim, o regime transcorrente seria posterior ao distensivo, podendo estar relacionado às tensões vigentes no maciço rochoso.

4.10. ANÁLISE DOS EIXOS DE TENSÃO NO PLANALTO DE POÇOS DE CALDAS

Esta análise de eixos de tensão, realizada através de falhas, foi parte de um estudo mais amplo aplicado à prospecção de fontes termais no Planalto de Poços de Caldas (ETCHEBEHERE *et al.* 1992).

O Planalto constitui-se em uma feição topográfica circular com diâmetro de aproximadamente 30 km, localizada na divisa entre os estados de São Paulo e de Minas Gerais (FIGURA 4.93), elevando-se cerca de 600 m acima do nível geral da região em seu entorno.

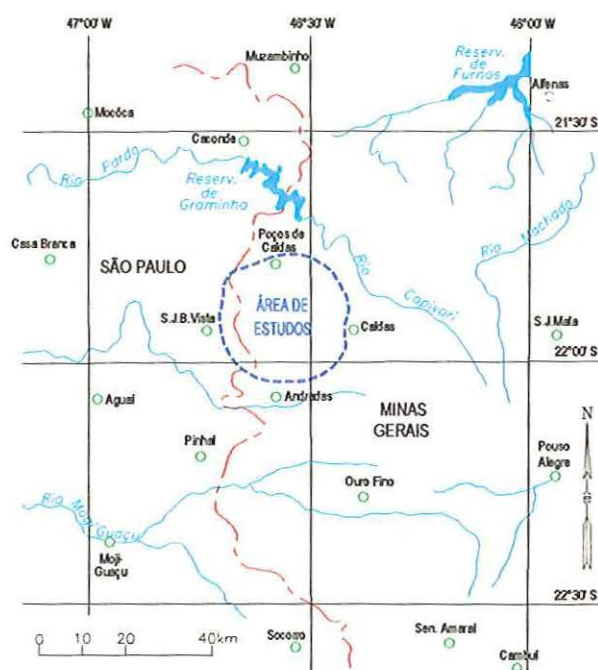


FIGURA 4.93. Localização do Planalto de Poços de Caldas.

Corresponde à área do maciço alcalino homônimo do Cretáceo Superior/Terciário Inferior (FIGURA 4.94), encaixado em rochas do Complexo Varginha (gnaiesses granulíticos com supracrustais associadas).

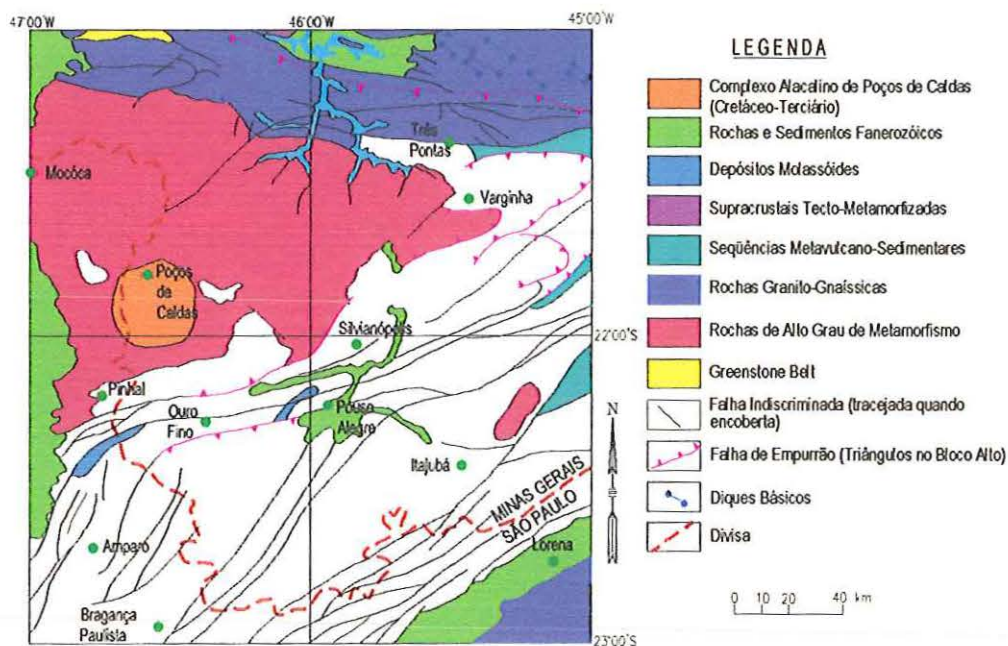


FIGURA 4.94. Mapa geológico regional

Configura uma caldeira, tendo uma parte central orlada por diques anelares descontínuos. As rochas presentes são ígneas alcalinas (tinguaítos, fonólitos, foiaítos, tufos, brechas e aglomerados). Resquícios de rochas sedimentares da Bacia do Paraná afloram no interior do maciço, correspondendo às unidades litoestratigráficas Aquidauana (Permiano) e Botucatu (Triássico).

Os levantamentos de campo das juntas em pedreiras e cortes rodoviários, confirmaram o elevado grau de fraturamento do maciço e mostraram a dispersão dos dados; porém, indicando orientações preferenciais. O estereograma de integração de todos os dados levantados (FIGURA 4.95) define esses dois aspectos, destacando-se duas famílias, subverticais e praticamente ortogonais entre si (N08W e N80E).

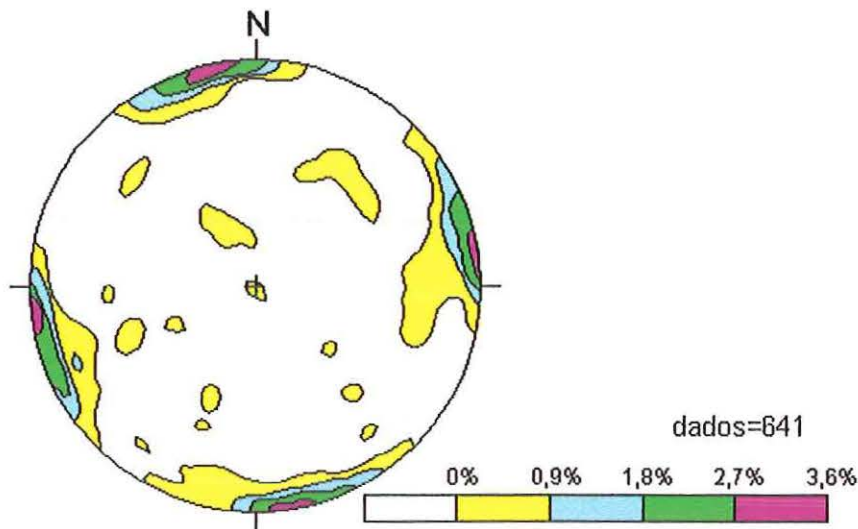


FIGURA 4.95- Estereograma das juntas. Semiesfera inferior.

4.10.1. Análise das Falhas

As falhas são marcadas por faixas muito fraturadas com planos estriados de pequenos rejeitos e zonas de brecha, correspondendo a zonas de falha. Aparecem falhas transcorrentes dextrais e sinistrais bem como inversas, e em menor número normais (FIGURA 4.96).

Nessa FIGURA 4.96 aparecem feixes de falhas transcorrentes dextrais e sinistrais com direções NNE-SSW, WNW-ESE e NW-SE. Os dados de falhas normais são poucos, e definem as direções E-W e NW-SE. As falhas inversas aparecem algo dispersas, mas com feixes de direções em torno de N-S, E-W e NW-SE e mergulhos diversos.

As falhas foram tratadas pelas técnicas de Arthaud e dos diedros retos (FIGURA 4.97).

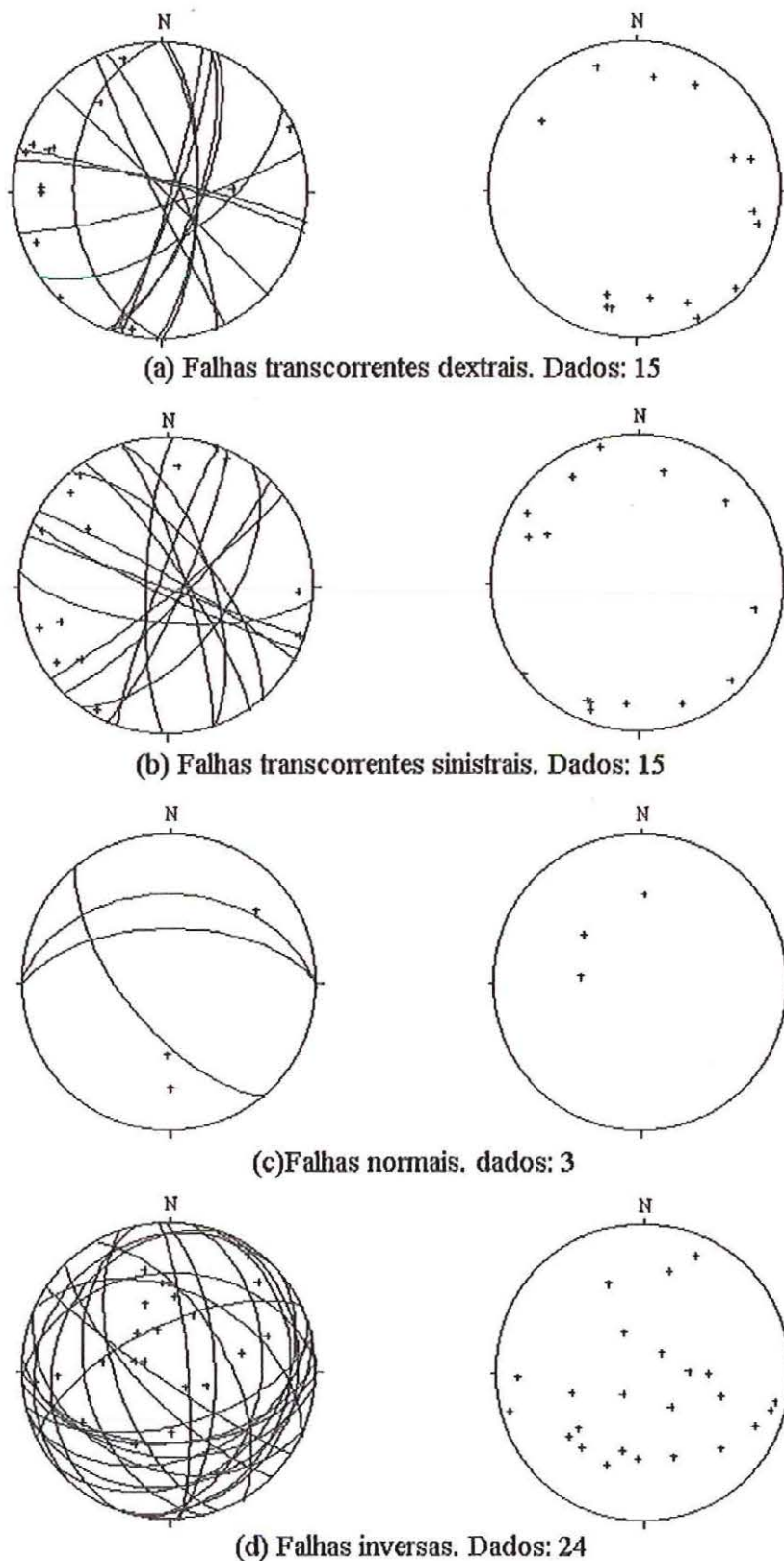
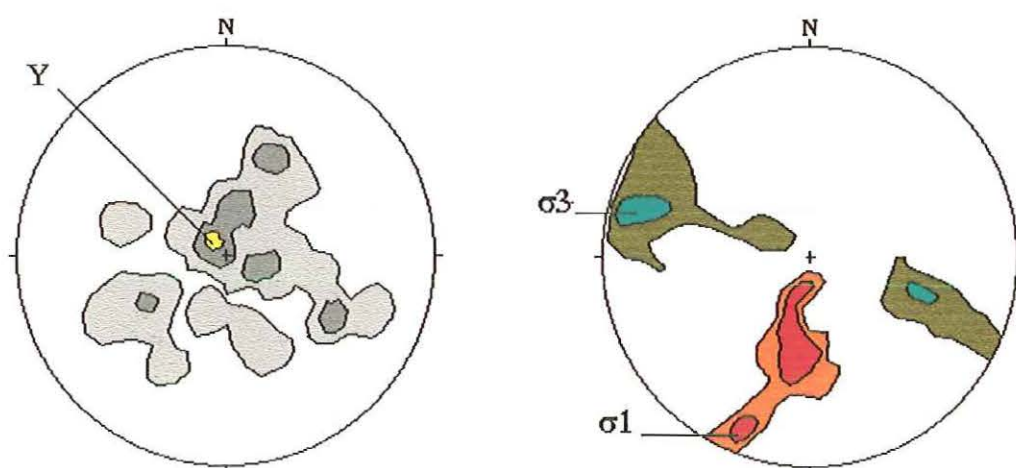
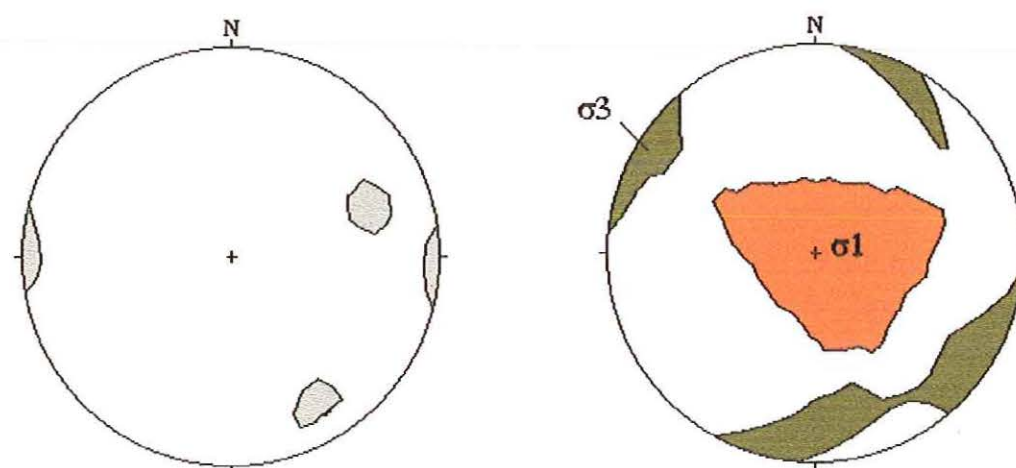


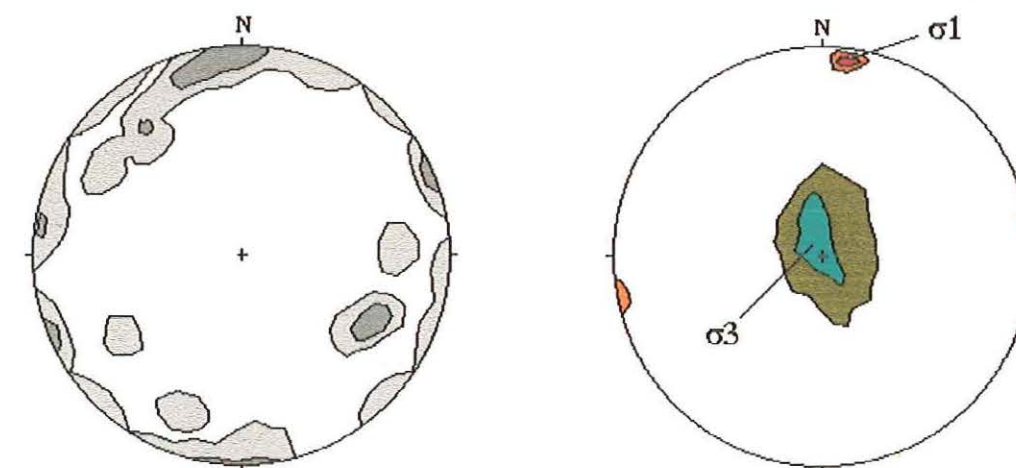
FIGURA 4.96. Estereograma das falhas do Planalto de Poços de Caldas discriminadas por tipo de movimento. Lado esquerdo: projeção polar e ciclográfica dos planos; lado direito: projeção das estrias de atrito.



(a) Falhas transcorrentes. Dados: 30



(b) Falhas normais. Dados: 3



(c) Falhas inversas. Dados: 24

FIGURA 4.97. Eixos cinemáticos e dinâmicos deduzidos a partir dos três tipos de falhas do Planalto de Poços de Caldas. À esquerda, diagramas de Arthaud; à direita, diagramas dos diedros retos.

As orientações dos eixos deduzidas para essas técnicas são:

(a) para as falhas transcorrentes

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não definido	σ_1	NNE-SSW/sub-horizontal
Y	subvertical	σ_2	subvertical
X	não definido	σ_3	WNW-ESE/sub-horizontal

(b) para as falhas normais

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não definido	σ_1	subvertical
Y	não definido	σ_2	não definido
X	não definido	σ_3	WNW a NNE/sub-horizontal

(c) para as falhas inversas

Técnica de Arthaud		Técnica dos diedros retos	
Z	não definido	σ_1	NNE-SSW/sub-horizontal
Y	não definido	σ_2	WNW-ESE/sub-horizontal
X	não definido	σ_3	subvertical

A definição dos eixos das falhas transcorrentes não é boa. Considerando o eixo subvertical do diagrama de Arthaud como sendo σ_2 , interpreta-se σ_1 em torno de NNW-SSE/sub-horizontal e σ_3 em torno de WNW-ESE/sub-horizontal. As falhas dextrais e sinistras têm aproximadamente as mesmas direções, indicando deformação heterogênea, com lascas ou blocos deslocando-se desigualmente.

As falhas normais, pela insuficiência de dados, não permitem uma avaliação segura, mas parecem ter resultado de transtensão localizada produzida pelas falhas NNW-SSE dextrais e WNW-ESE sinistras.

Os eixos de tensão para as falhas inversas coincidem com o tensor definido para o regime transcorrente, a não ser pela troca de posição entre os eixos σ_2 e σ_3 , com σ_3 posicionando-se subverticalmente em regime compressivo (transpressão).

4.10.2. Discussão dos Resultados

Os tensores definidos para as falhas inversas e transcorrentes apresentam geometrias semelhantes, com os eixos σ_1 paralelizados e com direção em torno de NNE-SSW/sub-horizontal, conduzindo à interpretação de que tais falhas foram produtos de apenas um evento tectônico.

Neste caso, como na análise realizada nas fundações e região da UHE Canoas I, adota-se o modelo regional de Borges *et al.* (1998), onde se reconhece a atuação de um binário dextral E-W a WNW-ESE, no interior do qual σ_1 posiciona-se segundo a mesma direção definida pelas falhas inversas e transcorrentes (NNE-SSW/sub-horizontal).

O estudo permitiu definir parâmetros de controle das fontes termo-minerais. Os levantamentos das discontinuidades e o tratamento das falhas possibilitaram delinear as principais famílias, bem como definir aquelas direções que devem constituir melhores vias de percolação, que estão em torno de NNW-SSE.

5. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO GERAIS

As tensões regionais são induzidas pela dinâmica global das placas litosféricas pela carga litostática. O MMT mostrou que existem domínios marcados por orientação própria do campo de tensão, configurando províncias de tensão. Na América do Sul são distinguidas três províncias: a Província dos Andes com σ_H E-W, a Província do Interior com σ_H NW-SE e a Província da Costa com σ_H paralelo à costa. A definição dos tensores na região costeira foi feita ao norte do paralelo 15° S, mas alguns dados aqui apresentados indicam que o padrão repete-se mais a sul, na região do Tebar.

As tensões regionais redistribuem-se localmente em função da topografia, erosão e superfícies de escavação, bem como da presença de descontinuidades, anisotropias e heterogeneidades do meio rochoso.

Os métodos de determinação de tensões mais utilizados são: (1) solução de plano e mecanismo focal de sismos e análise estrutural (técnicas de Arthaud e dos diedros retos), que permitem definir campos de tensões regionais; (2) determinação *in situ* (almofadas planas, sobrefuração e fraturamento hidráulico), que permitem definir tensões locais; (3) análise de *breakout* de poços petrolíferos, que fornece dados de tensões locais e regionais.

A tensão vertical varia em profundidade, crescendo linearmente em função do aumento da carga litostática, à exceção de trechos próximos a acidentes geológicos (por exemplo, falhas). As tensões horizontais médias em geral são iguais a maiores que σ_v , e também crescem em profundidade. A relação K ($\sigma_{h \text{ méd.}} / \sigma_v$) decresce até profundidades que variam em diferentes regiões (500 m no escudo canadense, 200 m na China) e mais abaixo mantém-se relativamente constante, em torno de 1. Isto não significa que em profundidade tem-se um regime hidrostático. A consideração de $\sigma_{h \text{ méd.}}$ requer a distinção dos dois eixos horizontais, e esses crescem desigualmente com o aumento da carga litostática.

Através da análise dos poucos dados disponíveis sobre tensões no Brasil, dos exemplos pontuais apresentados e apoiando-se nas experiências mundiais sobre o assunto, pode-se, tentativamente, começar a vislumbrar algumas características entre os padrões das tensões regionais e locais no território brasileiro.

Na TABELA 5.1 e FIGURA 5.1 apresenta-se as direções dos eixos das tensões principais deduzidos nos casos estudados, mostrando os resultados para cada método empregado.

TABELA 5.1. Direções dos eixos de tensão deduzidos nas áreas estudadas.
sh = sub-horizontal. sv – subvertical.

	1. SERRA DA MESA			2. BALTAR/SALTO	
	Fratramento Hidráulico	Sobrefuração	Falhas	Sobrefuração	Falhas
σ_1	N15W e N40W	NNW/sh	NNW/sh	NNW/sh	NNW/sh
σ_2	N75E e N50E	ENE/sh	SV	ENE/Incl	SV
σ_3	V	SV	ENE/sh	ENE/Incl	ENE/SH
	3. TEBAR		4. MORRO DA USINA		
	Frat. Hidr.	Falhas	Sobref.	Lincamentos	
σ_1	N49 ± 20E	NW/sh	E-W e ENE/sh	NW	
σ_2	N41 ± 20W	sv	N-S/sh e sv	V	
σ_3	v	NE/sh	N-S a NNW/sh e sv	NE	
	5. CARAÍBA		6. PORTO PRIMAVERA		7. S. SANTIAGO
	Sobref.	Falhas	Ens. Hidr.	Falhas	Falhas
σ_1	Ñ.DEF.	N-S/sh	K ₁ = WMW	WNW/sh	WNW/sh
σ_2	Ñ.DEF.	sv	K ₂ = NNE	sv	SV
σ_3	Ñ.DEF.	E-W/sh	K ₃ = V	NNE/sh	NNE/sh
	8. CANOAS I e REGIÃO				
	Fundações	Zona De Falha	Marília	Echaporã e Corn. Proc.	
	Falhas	Falhas	Falhas	Falhas	
σ_1	WNW/sh	NNE/sh	N-S/sh	N-S/sh	
σ_2	sv	NNW/sh	sv	sv	
σ_3	NNE/sh	sv	E-W/sh	E-W/sh	
	9. JACUPIRANGA	10. POÇOS DE CALDAS			
	Falhas	Falhas			
σ_1	NW/SHsh	NNE/sh			
σ_2	sv	sv			
σ_3	NE/sh	WNW/sh			

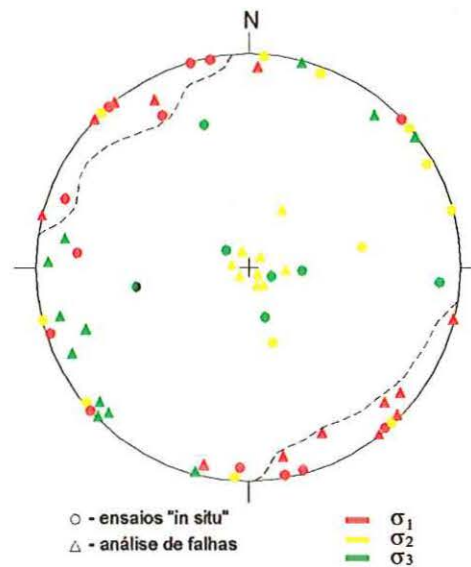


FIGURA 5.1 – Estereograma dos eixos de tensão deduzidos nas áreas estudadas. Semi-esfera inferior

Observa-se pela TABELA 5.1 e pela FIGURA 5.1 que a maioria dos dez casos analisados (UHE Serra da Mesa, minas Baltar/Salto, UHE Porto Primavera, UHE Salto Santiago, fundações da UHE Canoas I e Mina de Jacupiranga), tanto os tensores definidos pelas determinações *in situ* quanto os definidos pelas análises de falhas indicam σ_1 nos quadrantes NW e SE, com orientação em torno de NW-SE/sub-horizontal e variações para WNW-ESE e para NNW-SSE, em concordância com a Província de Tensões do Interior.

Nos casos restantes (Tebar, Mina Morro da Usina, Mina de Caraíba, região de Canoas I e Planalto de Poços de Caldas), as direções de σ_1 divergem desse padrão devido a redistribuições locais de tensão.

No Tebar, a direção de σ_1 definida pela análise das falhas é NW-SE/sub-horizontal. Porém, apesar dos tensores obtidos pelos ensaios de fraturamento hidráulico apresentarem posicionamento de eixos semelhantes aos das falhas, a direção de σ_1 é NE-SW/horizontal. Essa troca de posição pode estar relacionada à proximidade da Serra do Mar, feição morfológica de grande expressão macro-regional, ou a influência dos processos de subsidência ainda em desenvolvimento da Bacia de Santos.

De qualquer forma, σ_1 posicionado paralelamente à linha de costa, como observado nesse caso, vai ao encontro ao modelo de Lima *et al.* (1997), que observa esse paralelismo a norte do paralelo 15° S, através de dados de *breakouts* e mecanismos focais na Província de Tensões da Costa.

Na Mina Morro da Usina, os lineamentos de drenagem apontam para uma direção regional de σ_1 em torno de NW-SE/horizontal. Porém, as direções de σ_1 deduzidas pelos ensaios de sobrefuração, mostraram-se influenciadas pela zona de cisalhamento, composta por faixas estreitas e anastomosadas preenchidas de argila, de direção NE-SW, apresentando tendência a paralelizarem-se a ela.

Na mina de Caraíba, observa-se esse mesmo efeito, com a direção de σ_1 deduzida pela análise de falhas, coincidente à direção N-S da estrutura mais evidente da área configurada por uma zona de falha. Os onze tensores determinados pelos ensaios *in situ* de sobrefuração apresentaram grandes variações de magnitudes e dispersões dos eixos para a definição de um tensor médio. Esse fato deve-se ao maciço intensamente fragmentado e desarticulado onde se instala a Mina de Caraíba.

Feições de grande porte que apresentam elevado contraste mecânico em relação às rochas encaixantes, como as observadas nessas minas, influenciam de forma clara o campo de tensões, na medida em que σ_1 tende a se paralelizar a elas, nos mesmos moldes do caso 1 da FIGURA 3.27.

Os tensores deduzidos pelas falhas da região da UHE Canoas I (Marília e Echaporã – Cornélio Procópio) e do Planalto de Poços de Caldas apresentam σ_1 com direções entre N-S/sub-horizontal e NNE/sub-horizontal, que ajustam-se ao modelo regional de Borges *et al.* (1998), em que se reconhece a atuação de um binário dextral em torno de E-W. Esse modelo explica ainda a origem da Zona de Falha de Canoas, na qual o empurrão estaria ligado a transpressão induzida pelo binário.

Esse binário, que na região Sudeste ainda não foi bem caracterizado, na região Amazônica é materializado pelas zonas de cisalhamento E-W dextrais (FIGURA 3.48). A evidência de sua existência nos estudos realizados, configura-se pelas assimetrias do padrão geométrico das falhas, ou seja, a presença marcante de uma família em detrimento à outra do par conjugado.

Em alguns dos exemplos apresentados (Mina de Salto, UHE Porto Primavera, UHE Salto Santiago e Mina de Jacupiranga), a análise das falhas mostra evidências da ocorrência de dois eventos tectônicos superpostos: o primeiro de caráter distensivo, e o segundo mais evidente, de caráter transcorrente. Nos demais casos, observa-se a presença marcante do evento transcorrente, sendo a origem das falhas normais e inversas presentes relacionadas a esse evento e explicadas por tanstensões e transpressões de caráter local.

Segundo Hasui (1990), o regime distensivo refere-se à reativação Wealdeneana ou Sul-Atlantiana relacionada aos processos que culminaram com a separação continental entre América do Sul e África com abertura do Atlântico Sul, que se prolongou através através do Mesosóico e se estendeu até a primeira metade do Terciário. O regime transcorrente refere-se às movimentações neotectônicas, às quais se relaciona o campo atual das tensões, gerado pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste, que remonta à segunda metade do Terciário (Neogeno) e se estende até os dias atuais.

Na TABELA 5.1 verifica-se também, que os tensores definidos pela análise de falhas equívalem-se aos definidos pelas determinações *in situ*. Porém, apesar dessa equivalência geométrica, observa-se uma inversão entre eles em relação a posição relativa entre os eixos σ_2 e σ_3 (UHE Serra da Mesa e Tebar).

Os tensores deduzidos pelas análises de falhas referem-se a um regime transcorrente, que apresenta os eixos σ_1 e σ_3 na posição horizontal e σ_2 na posição vertical. Já os tensores obtidos

pelos métodos de determinação *in situ* apresentam os eixos σ_1 e σ_2 horizontais e σ_3 vertical, próprio de regime compressivo (FIGURA 3.23).

Essa aparente discordância é explicada pela proximidade dos ensaios *in situ* em relação à superfície. Em termos mundiais, a maioria dos tensores obtidos através de determinações *in situ* apresentam o eixo da menor tensão (σ_3) na posição vertical, em profundidades acima de 400 – 500 m.

Este fato foi verificado por Cooling et al. (1988) e Pine & Kwakwa (1989), que apresentam os resultados de um programa de determinação de tensões *in situ* em Cornwall, Inglaterra, até a profundidade de 2,6 km. Nesse estudo, pôde-se verificar a inversão do eixo vertical de σ_3 para σ_2 abaixo de 400 m (FIGURA 3.16).

Nessa mesma linha, Rummel (1986) já havia concluído que, em pequenas profundidade (até aproximadamente 500 m), a tensão de cisalhamento máxima ($\tau_{\text{máx}} = \sigma_1 - \sigma_3 / 2$) é definida pela tensão horizontal máxima σ_1 e pela tensão vertical σ_3 (FIGURA 3.17).

O exemplo da mina Morro da Usina também corrobora este fato. No local de ensaio I, a uma profundidade aproximada de 200 m (FIGURA 4.43), observa-se o eixo σ_3 na posição subveti-cal (FIGURA 4.44a), e nos locais de ensaio II e III nas profundidades aproximadas de 380 m e 420 m, respectivamente, constata-se o eixo σ_2 na posição vertical (FIGURA 4.44b).

Assim, pode-se explicar a inversão do eixo de menor tensão (σ_3) para a posição vertical pela proximidade da superfície. Tendo como parâmetro o tempo geológico, esta inversão ocorre na medida em que se processa a desnudação erosional superficial, imprimindo nesta camada superior da crosta terrestre, um alívio de carga generalizado.

Uma visão mais pontual da influência da proximidade da superfície topográfica em relação a determinação *in situ*, pôde ser verificada nos ensaios de fraturamento hidráulico realizados na UHE Serra da Mesa e no Tebar, onde se observou a rotação dos tensores,

constatado pela variação da direção da hidrofratura, com o aumento das profundidades dos ensaios.

É importante lembrar também, no exemplo da mina Morro da Usina, a discordância entre as magnitudes das componentes verticais determinadas *in situ* e o peso da coluna litostática para os três locais ensaiados; ou seja, no local I σ_v determinado *in situ* é menor e nos locais II e III é maior que o peso das rochas sobrejacentes. Essa discordância relaciona-se à presença das estruturas (lente de filito grafitoso e zona de cisalhamento) e de seus contrastes mecânicos em relação às rochas dolomíticas encaixantes.

É interessante ressaltar, por fim, a influência do estado de tensões na percolação de água em meios fraturados. Nos estudos realizados na UHE Porto Primavera, o tensor de condutividade hidráulica definido pelos ensaios tridimensionais através de bombeamento (FIGURA 4.68), são compatíveis ao regime de esforços deduzido pelas falhas (FIGURA 4.64), mostrando dessa forma, que esse tensor de tensões está ainda atuando no maciço.

6. CONCLUSÕES

Devido à exigüidade de dados sobre tensões no Brasil, não se pode pretender que as hipóteses, modelos e conclusões aqui apresentados se caracterizem como definitivos, devendo ser encarados como uma primeira tentativa de correlação entre os estados de tensões regionais e locais.

À luz dos dados apresentados e das discussões e interpretações, torna-se claro que as manifestações de tensões verificadas nos maciços rochosos de diversas obras no Brasil são reflexos das tensões regionais que se relacionam ao movimento atual da Placa Sul-Americana. No contexto do continente sul-americano, essas tensões marcam três grandes províncias de orientação de σ_H : (1) Província dos Andes, com orientação E-W (Assumpção, 1992), (2) Província do Interior, com orientação em torno de NW-SE (Hasui, 1990), e (3) Província da Costa, com tendência ao paralelismo com a linha de costa (Lima et al., 1997).

Apesar da correlação entre as tensões regionais e locais, freqüentemente a correspondência entre elas não é direta. Interferências de fatores relacionados principalmente a estruturas geológicas e feições topográficas, redistribuem as tensões regionais, fazendo com que os estados de tensões locais apresentem-se com orientações e magnitudes específicas.

Assim, constatou-se que, de forma direta ou indireta, os eixos de tensões deduzidos através das diferentes técnicas utilizadas nos casos apresentados, condizem com a Província de Tensões do Interior e a Província de Tensões da Costa.

Verificou-se também, que os tensores definidos através das análises de falhas, expressas por planos estriados simples e conseqüentes da movimentação de juntas preexistentes, são equivalentes aos tensores definidos pelos métodos de determinação *in situ*.

Geralmente, as falhas utilizadas para a verificação dos tensores de tensão atuais, como as que foram utilizadas no Mapa Mundial de Tensões, são aquelas verificadas preferencialmente em

depósitos quaternários. Porém, a equivalência verificada nos exemplos da UHE Serra da Mesa, nas minas de Baltar e Salto e no Tebar, indica de forma clara que a maioria das falhas, aquelas atribuídas ao regime transcorrente, embora observadas em terrenos pré-cambrianos, referem-se a movimentos e tensões atuais (falhas neotectônicas).

Deste modo, a análise cinemática e dinâmica de falhas, mesmo as encontradas em rochas mais antigas do que as de idade quaternária, configura-se em um método confiável para análises preliminares do estado de tensão regional e local, constituindo-se em uma boa ferramenta para auxílio ao planejamento, execução e interpretação dos resultados de campanhas de ensaios para determinação *in situ* das tensões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEXANDROWSKI, P. 1985. Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: on attempt to modify Arthaud's method. Jour. Struct. Geol. v.7 n.1, p.73-82.
- AMADEI, B. 1996. Importance of anisotropy when estimating and measuring in situ stress in Rock. Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech Abstr., v.33, n. 3, p.293-325.
- AMADEI, B.; SAVAGE, W.Z.; SWOLFS, H.S. 1987. Gravitational stresses in anisotropic rock masses. Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 24, p.5-14.
- AMADEI, B.; STEPHANSSON, O. 1997. Rock stress and measurement. Chapman & Hall, London. 490 p.
- ANDERSON, E. M. 1951. The dynamics of faulting. Edinburg, Oliver&Boyd.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. Géol. France, v.7, n.6, 13p.
- ANGELIER, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. Jour. Geophys. Res., v.89, n. B7, p.5835-5848.
- ANGELIER, J. 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. Jour. Struct. Geol., v.2, n.1/2. p.37-59.
- ANGELIER, J. 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: HANCOCK, P. L. (Ed.) Continental Deformation, Oxford: Pergamon. p. 53-100.
- ARMELIN, J.L.; MATOS, M.M.; CAPRONI Jr., N. 1994. Análise comparativa de resultados de instrumentação para medição de tensões originais em maciços rochosos. In: 1º SIMPÓSIO BRASILEIRO DE MECÂNICA DE ROCHAS. Anais...Foz do Iguaçu. ABMS/CBMR. p. 3-9.
- ARTHAUD, F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull Soc. Geol. France, v.7, n.11, p.729-737.
- ASSUMPÇÃO, M. 1987. Esforços litosféricos no Brasil e estudo do mecanismo focal em João Câmara. In: Simpósio sobre sismicidade na região de João Câmara – RN. Rio de Janeiro, Publicação especial do Observatório Nacional, n. 1, p. 13-16.
- ASSUMPÇÃO, M. & SUAREZ G. 1988. Source mechanisms of moderate-size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America, Jour. Geophys. Res. 92, p. 253-267.
- ASSUMPÇÃO, M. 1990. Direção dos esforços intraplaca na América do Sul. São Paulo. (Tese de Livre-Docência. Departamento de Geofísica).

- ASSUMPÇÃO, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. Jour. Geophys. Res. v.97, n.38, p.11.889-11.903.
- ASSUMPÇÃO, M. & ARAUJO, M. 1993. Effect of the Altiplano-Puna plateau, South America, on the regional intraplate stresses. Tectonophysics, 221, p. 475-496.
- ASSUMPÇÃO, M. 1994. Focal mechanisms of local earthquakes in SE Brazilian shield, using S/P amplitude ratio, and the regional intraplate stresses. Reg. Seismol. Assembly, S. America, Brasília-DF (Abstract), 104.
- ASSUMPÇÃO, M.; SUAREZ, G.; VELOSO, J.A. 1985. Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brazil: some constraints on the regional stress field. Tectonophysics, 113, p.283-293.
- BLÈS, J.L. & FEUGA, B. 1981. La fracturation des roches. France: BRGM. (Manuels & Methodes n.1). 123 p.
- BOCK, H. 1979. Experimental determination of the residual stress field in a basaltic column. In: INTERNATIONAL CONGRESS ON ROCK MECHANICS, 4, 1979, Montreux. Proceedings... Montreux: ISRM. p.45-49.
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; PIRES NETO, A G.; MORALES, N.; RUEDA, J. R. J. 1998. Compartimentação Neotectônica do Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG, p. 75.
- BRERETON, R. & MÜLLER, B. 1991. European stress: contributions from borehole breakouts. Phil. Trans. R. Soc. London, A-337, p.165-179.
- BROWN, E.T. & HOEK E. 1978. Trends in the relationships between measured in situ stresses and depth. Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 15, p.211-216.
- CARNEIRO, C. D. R. (Coord.) 1996. Projeção Estereográfica para análise de estruturas. IPT/CPRM/UNICAMP. p. 80-158.
- COOLING, C.M.; HUDSON, J.A.; TUNBRIDGE, L.W. 1988. In situ rock stresses and their measurement in the U.K. - Part. II. Site experiments and stress field interpretation. Int. Jour. Rock. Mech. Sci. & Geomech. Abstr., v.25, n.6, p.371-382.
- CORNET, F.H. 1993. Stesses in rock and rock masses. In: HUDSON, A.J. (Ed.) Comprehensive Rock Engineering, Oxford: Pergamon.v.3, p.297-327.
- COSTA, J. B. S. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L. & ANGÉLICA, R. S. Eds. Contribuições à Geologia da Amazônia. V Simpósio de Geologia da Amazônia, 1996, Belém do Pará. SBG-NO. p.16-90.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M. S.; HASUI, Y. PIRES NETO, A. G.; MORALES, N. 1998. Bacias quaternárias do litoral norte do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG, p. 73.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL – DNPM. 1979. Mapa geológico das folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Brasília.

- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL – DNPM. 1981. Geologia e inventários dos recursos minerais da região central do Estado de Goiás. Projeto Brasília. Geologia Básica, n.13, Brasília, 148 p.
- DOE, T.; INGEVALD, K.; STRINDELL, L.; HAIMSON, B.; CARLSSON, H. 1981. Hydraulic fracturing and overcoring stress measurements in a deep borehole at the stripa test mine, Sweden. In: 22nd U.S. Symposium on Rock Mechanics, 1981, Massachusetts Institute of Technology. Proceedings... Cambridge. p. 373-378.
- ETCHEBERE, M.L.C.; HASUI, Y.; MAGALHÃES, F.S.; FRANGIPANI, A. 1992. Análise estrutural aplicada à prospecção de fontes termais no Planalto de Poços de Caldas (SP/MG). In: HASUI, Y., MIOTO, J.A. (Coord.) Geologia estrutural aplicada, São Paulo: ABGE, p.439-459.
- FERNANDES, A.C.A.; SCARPELINI, A. F.; SERPA, J.R.; COELHO, L.F.M.; MAGALHÃES, F.S.; ARMELIN, J.L. 1994. Determinação do estado de tensões “in situ” com o uso do “borehole deformation gage-BDG” In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE MECÂNICA DE ROCHAS, 1, 1994, Foz do Iguaçu. Anais... Foz do Iguaçu: ABMS/CBMR. p.43-50.
- FERREIRA, J.M.; TAKEYA, M.; COSTA, S.M.; MOREIRA, J.A.; ASSUMPTÃO, M.; VELOSO, J.A.V.; PEARCE, R.G. 1987. A continuing intraplate earthquake sequence near João Câmara, Northeast Brazil. Preliminary results. Geophys. Res. Lett. v.14, n.10, p.1042-1045.
- FERREIRA, J. M.; OLIVEIRA, R. T.; TAKEYA, M.; ASSUMPTÃO, M. 1995. Superposition of local and regional stresses in NE Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. In: IV Int. Congr. Brazil. Geophys. Soc., 2, Rio de Janeiro. Proceedings... , p. 1025-1028.
- FRIEDMAN, M. 1972. Residual elastic strain in rock. Tectonophysics, v. 15, p. 297-330.
- GAY, N.C. 1975. In situ stress measurements in Southern Africa. Tectonophysics, 29: p.447-459.
- GODOY, M. A.; HACKSPACKER, P. C.; OLIVEIRA, M. A. F. 1996. Geologia da região de Sorocaba – SP. Geociências, São Paulo, 15 (n. esp.), p. 89-110.
- GOODMAN, R.E. 1989. Introduction to rock mechanics. 2nd. Ed. New York: John Wiley. p.101-138.
- GRÜNTAL, G. & STROMEYER, D. 1992. The recent crustal stress field in Central Europe: trajectories and finite element modeling Jour. Geophys Res., v.97, n.B8, p.11 805-118 20.
- HAIMSON, B. C. 1981. Confirmation of hydrofracturing results through comparisons with other stress measurements. In: 22nd U.S. Symposium on Rock Mechanics, 1981, Massachusetts Institute of Technology. Proceedings... Cambridge. p.379-385.
- HAIMSON, B.C. 1988. Hydraulic fracturing stress measurements in drill holes SR-63 and SR-65, Serra da Mesa Hydroelectric Project, GO-Brasil. Rio de Janeiro, 2v. (Report to Furnas Centrais Elétricas S.A.).

- HAIMSON, B.C.; TUNBRIDGE, .W.; LEE, M.Y.; COOLING, C.M. 1989. Measurement of rock stress using the hydraulic fracturing method in Cornwall U.K. - part. II. Data reduction and stress calculation Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., v.26, n.5, p.361-372.
- HAIMSON, B.C. 1992. Hydraulic fracturing stress measurements at São Sebastião Terminal, São Paulo., 95p. (Report. to Petrobrás).
- HASUI, Y. & MIOTO, J. A. (Eds.) 1982. Geologia estrutural aplicada. São Paulo. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia : Votorantim. 459 p.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica resurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO 1, Belo Horizonte, 1990. Anais... Belo Horizonte: SBG. Núcleo Minas Gerais. Boletim 1, p.1-31.
- HASUI, Y. & MAGALHÃES, F. S. 1991. Modelo geoestrutural da área do projeto de armazenagem de glp no Terminal Marítimo Almirante Barroso, São Sebastião. Relatório Petrobrás. São Paulo. 50 p.
- HASUI, Y. & COSTA, J. B. S. 1996. Neotectônica – Fundamentos, métodos e técnicas de análise. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia. Publicação Especial, 20 p.
- HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; MORALES, N.; RUEDA, J. R. J. 1998. Evolução morfotectônica do Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. Anais...Belo Horizonte, SBG, p. 78.
- HASUI, Y.; MAGALHÃES, F.S.; COPPEDÊ JR., A.; MARGUTTI, R.L. 1992. Mina de carbonatito de Jacupiranga (SP): permeabilidade do maciço avaliado pelo método geoestrutural. In: HASUI, Y., MIOTO, J.A. (Coord.) Geologia estrutural aplicada. São Paulo: ABGE. p.383-393.
- HASUI, Y; CAVALCANTE, P.R.B.; BRITO, M.V. 1992. Análise das descontinuidades do maciço rochoso em lavra na mina de Caraíba (BA). In: HASUI, Y., MIOTO, J.A. (Coord.) Geologia estrutural aplicada. São Paulo: ABGE/Votorantim, p.349-362.
- HERGET, G. 1973. Variation of rock stress with depth at a canadian iron mine. Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci.& Geomech. Abstr., v.10, p.37-57.
- HERGET, G. 1986. Changes of ground stresses with depth in the candian shield. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ROCK STRESS AND ROCK STRESS MEASUREMENTS, 1986, Stockholm. Proceedings... Stockholm. 68p.
- HERGET, G. 1988. Stress in rock. Rotterdam: A.A. Balkema, p.235.
- HERGET, G. & ARJANG, B. 1990. Update on ground stresses in the Canadian Shield. In Proc. of Speciality Conference: Stresses in Underground Structures, Ottawa, p. 33-47.
- HOEK, E. & BROWN, E.T. 1980. Underground excavation in rock. London: Institution of Mining Metallurgy. 527p.

- HOEK, E.; KAISER, P.K.; BAWDEN, W.F. 1995. Suport of underground excavations in hard rock. Rotterdam: A.A. Balkema. 215 p.
- HUDSON, J.A. & COOLING, C.M. 1988. In situ rock stress and their measurements in the U.K. - Part. I. The current state of knowledge. Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., v.25, n.6, p.363-370.
- HYETT, A.J.; DYKE, C.G.; HUDSON, J.A. 1986. A critical examination of basic concepts associated with the existence and measurements of the in situ stress: In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ROCK STRESS AND ROCK STRESS MEASUREMENTS, 1986, Stockholm. Proceedings... Stockholm. p.387-396.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. 1978. Mapa geológico do Estado da Bahia, 1:1.000.000. Salvador, SME/CPM.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1979. Aspectos de geologia e tectônica na instalação da rede sismográfica de engenharia no local de implantação da Usina Hidrelétrica de Salto Santiago. São Paulo, IPT/ELETROSUL (IPT. Relatório nº 13.499).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1984. Determinação de tensões no maciço rochoso da Mineração Subterrânea da Mina Caraíba, Jaguariri-BA. São Paulo. (IPT. Relatório, nº 19.763).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1989. Estudos geoestruturais e observações sobre a determinação de tensões por fraturamento hidráulico no maciço gnáissico de interesse às obras civis da UHE serra da Mesa, rio Tocantins-GO. São Paulo. (IPT. Relatório, nº 27.785).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1992. Sismotectônica e dinâmica superficial na área do Complexo Hidrelétrico Canoas, SP e PR. São Paulo. (IPT. Relatório nº 30 924, v.4).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1994. Assessoria em geomecânica na mineração subterrânea de Vazante. São Paulo. IPT/CMM (Relatório nº 32.032).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1995. Geologia da área da UHE Canoas I – compilação de dados e observações realizadas durante as escavações das fundações das estruturas de concreto. São Paulo. IPT/CESP (Relatório IPT nº 32.871).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1996. Determinação de tensões nos maciços rochosos das lavras subterrâneas da Mineração Morro Agudo, Paracatu-MG e Mina Morro da Usina, Vazante-MG. São Paulo. IPT/CMM (IPT Relatório nº 34.913).
- INTERNATIONAL SOC. ROCK. MECH. 1987. Suggest method for rock stress determination. Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., v.24, n.1, p.53-73.
- LANG, P.A.; THOMPSON, P.M.; NG, L.K.W. 1986. The effect of residual stress and drill hole size on the in situ stress determined by overcoring. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ROCK

- STRESS AND ROCK STRESS MEASUREMENTS, 1986, Stockholm. Proceedings... Stockholm. p.687-694.
- LEE, C. F. 1981. In situ stress measurements in southern Ontario. In: 22nd U.S. Symposium on Rock Mechanics, 1981, Massachusetts Institute of Technology. Proceedings... Cambridge. p. 435-442.
- LI, F. 1986. In situ stress measurements, stress state in the upper crust and their application in rock engineering In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ROCK STRESS AND ROCK STRESS MEASUREMENTS, 1986, Stockholm. Proceedings... Stockholm. p.69-77.
- LIMA, C.C. 1993. Determinação da direção da tensão principal máxima horizontal no bloco Nordeste da Bacia do Recôncavo através da análise de "breakouts". Rio de Janeiro: Petrobrás/Divex. (Relatório Campos).
- LIMA, C.; NASCIMENTO, E.; ASSUMPCÃO, M. 1997. Stress orientations in brasilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in South American Plate. Geophys. J. Int. 130, p. 112-124.
- LUDWIG, N.G. 1978. Obras hidrelétricas em regiões de falhas: a experiência de Salto Santiago. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA,2, São Paulo, 1978. Anais...São Paulo, ABGE, 2., p.185-196.
- MAGALHÃES, F.S.; MARQUES, J.D.; SERRA JR., E. 1992. Análise estrutural do maciço rochoso de fundação da barragem de Porto Primavera, rio Paraná (SP/RS). In: HASUI, Y., MIOTO, J.A. (Coord.) Geologia estrutural aplicada. São Paulo: ABGE, p.197-311.
- MAGALHÃES, F.S.; HASUI, Y.; PINHOTTI, M.C.; RIGOBELLO, A.E.; SANTOS, R.B.; GRAÇA, R. 1994. A influência do modelo estrutural na escolha do método e estabilização de lavra subterrânea. In: Simpósio Brasileiro de Mecânica de Rochas, 1, 1994, Foz do Iguaçu. Anais...Foz do Iguaçu. ABMS/CBMR, p.287-294.
- MAGALHÃES, F.S.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; FÚLFARO, V.J. 1996. Análise estrutural do Grupo Bauru na região do Alto Rio do Peixe, SP. In: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL, 1996, Rio Claro/UNESP. Boletim 4. p.283-287.
- MARTIN, C.D. & CHANDLER, N.A. 1993. Stress heterogeneity and geological structures. Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., v.30, n. 7, p.993-999.
- MATOS, M.M. & ARMELIN, J.L. 1994. Tensões originais do maciço rochoso de Serra da Mesa. In: 1^o SIMPÓSIO BRASILEIRO DE MECÂNICA DE ROCHAS. Anais... Foz do Iguaçu. ABMS/CBMR. p. 93-99.
- MELO FRANCO, J. A. & SANTOS, I. A. C. B. 1994. O tensor de tensões virgens de Serra de Mesa: a sua determinação pelo ensaio de fraturamento hidráulico. Solos e Rochas, v. 17, n. 3, p. 167-180.
- MENDIGUREN, J. A. 1980. A procedure to resolve areas of different source mechanism when using the method of composite nodal plane solution. Revista Brasileira de Geociências, v. 10, n. 3, p. 196-201.

- MENDIGUREN, J.A. & RICHTER, F.M. 1978. On the origin of compressional intraplate stress in South America. Phys. Earth Planet. Interiors, 16, p.318-326.
- MIOTO, J.A. & HASUI, Y. 1992. Análise estrutural de interesse à implantação da rede sismográfica de Salto Santiago, Rio Iguaçu (PR). In: HASUI, Y., MIOTO, J.A. (Coord.) Geologia estrutural aplicada. São Paulo: ABGE/Votorantim. p.281-311.
- MIOTO, J.A. 1993. Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil. Rio Claro. 2v. (Tese de Doutorado - Instituto de Geologia e Ciências Exatas-UNESP).
- MORALES, N.; COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; HASUI, Y.; PIRES NETO, A. G.; RUEDA, J. R. J. 1998. Feições de transpressão cenozóica no Planalto Atlântico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG, p. 81.
- MÜLLER, B.; ZOBACK, M.L.; FUCHS, K.; MARTIN, L.; GREGERSEN, S.; PAVONI, N.; STEPHANSSON, O.; LJUNGGREN, C. 1992. Regional patterns of tectonic stress in Europe. Jour. Geophys. Res., v.97, n.B8, p.11.783-11.802.
- PEREZ, A. A. B.; GALLADO, C.; MOREIRA, J. A. M. 1987. Esboço sismotectônico preliminar da região de João Câmara-Pureza, RN. In: Simpósio sobre sismicidade na região de João Câmara-RN, Rio de Janeiro, Publicação especial do Observatório Nacional, n. 1, p.17-29.
- PINE, R.J. & KWAKWA, K. 1989. Experience with hydrofracture stress measurements to depths of 2.6 km and implications for measurements to 6 km in the Carnmenellis granite . Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., v. 26, p. 565-571.
- QUADROS, E.F. & CORRÊA FILHO, D. 1993. Scale effects in hydraulic properties determined by in situ 3-D tests. Proceedings of the Second International Workshop on scale effects in Rock Masses. Lisboa. A.Pinto da Cunha (ed.). ISRM. Balkema. p.313-321.
- RUMMEL, F. 1986. Stresses and tectonics of the upper continental crust - a review. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ROCK STRESS AND ROCK STRESS MEASUREMENTS, 1986, Stockholm. Proceedings... Stockholm.
- SAADI, A.; HASUI, Y.; MAGALHÃES, F. S. 1991. Informações sobre a neotectônica e morfogênese de Minas Gerais. In: Simp. Nac. Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro-UNESP/SBG. p. 142-145.
- SCHNEIDER, G. 1985. Bohrlochrandausbrueche in norddeutschen bohrungen und ihm beziehung zum regioalen spannungensfeld – beobachtung und theorie, Diploma thesis, University of Karlsruhe.
- SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D. A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C. et al. Coords. Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM. p. 9-56.
- SILVA, L.J.D.R. 1992. A mina de Caraíba (BA): controle estrutural e impliações no planejamento de lavra. In: HASUI, Y., MIOTO, J.A. (Coord.) Geologia estrutural aplicada. São Paulo: ABGE/Votorantim, p. 327-348.

- SOPHIA C.M. & ASSUMPÇÃO. 1989. Padrão de ruptura da Falha de Samambaia, RN, na reativação de fevereiro de 1997. In: CONGRESSO DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 1, 1989. Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBGF. v.1.
- STEPHANSSON, O. 1993. Rock stress in the Fennoscadian Shield. In: HUDSON, J.A. (Ed.) Comprehensive rock engineering. Oxford: Pergamon Press. v.3, Chap. 17, p.445-459.
- STEPHANSSON, O.; SÄRKKÄ, P.; MYRVANG, A. 1986. State of stress in Fennoscandia. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ROCK STRESS AND ROCK STRESS MEASUREMENTS, 1986, Stockholm. Proceedings... Stockholm. p.21-32.
- SWOLFS, H.S.; HANDIN, J.; PRATT, H.R. 1974. Field measurements of residual strain in granitic rock masses. In: INTERNATIONAL CONGRESS ON ROCK MECHANICS, 3, 1974. Denver. Proceedings..., Denver: ISRM. v.1-A, p.563-568.
- TRESSOLDI, MARILDA; CELESTINO, TARCÍSIO B.; COSTA, SÍLVIA M. K. MARTINS; VICENZO Jr., MANFREDO C. 1990. Caracterização hidrogeológica e hidrogeotécnica de basaltos fraturados através de ensaios tridimensionais, o exemplo de Porto Primavera. In: 6º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia – IX Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações, 1990, Salvador – BA, ABGE/ABMS – Anais... São Paulo, p. 79-86, v. 1.
- VOIGTH, B. 1966. Interpretation of *in situ* stress measurements. In: First Congress of the International Society for Rock Mechanics, 1966, Lisbon. Proceedings... Lisbon, 1967.v.3 p. 332-348.
- ZHU, W.; LI, G.; WANG, K. 1985. Analyses of diskings phenomenon and stress field in the region of an underground powerhouse. Rock Mech. Rock Engng. 18, p.1-15.
- ZOBACK, M.L. et al. (19 authors) 1989. Global patterns of tectonic stresses. Nature, 342, p.291-298.
- ZOBACK, M.L. & MAGEE, M. 1991. Stress magnitudes in the crust: constraints from stress orientation and relative magnitude data. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A-337, p.181-194.
- ZOBACK, M.L., 1992a. Stress field constraints on intraplate seismicity in eastern North America. Jour. Geophys Res., v. 97, n. B8, p. 11.761-11.782.
- ZOBACK, M.L. 1992b. First and second order patterns of stress in the lithosphere: World Stress Map Project. Jour. Geophys Res., v.97, B8, p.11.703-11.728.