

Presidente da República  
**Fernando Henrique Cardoso**

Ministro de Estado do Planejamento e Orçamento  
**Paulo de Tarso Almeida Paiva**

## **INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE**

Presidente  
**Simon Schwartzman**

Diretor de Planejamento e Coordenação  
**Nuno Duarte da Costa Bittencourt**

### **ÓRGÃOS TÉCNICOS SETORIAIS**

Diretoria de Pesquisas  
**Lenildo Fernandes Silva**

Diretoria de Geociências  
**Trento Natali Filho**

Diretoria de Informática  
**Fernando Elyas Nóbrega Nasser**

Centro de Documentação e Disseminação de Informações  
**David Wu Tai**

### **UNIDADE RESPONSÁVEL**

Diretoria de Geociências

Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais  
**José Enílcio Rocha Collares**

Ministério do Planejamento e Orçamento  
**Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE**  
Diretoria de Geociências  
Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais

Manuais Técnicos em Geociências  
número 6

# **Manual Técnico de Geologia**

Rio de Janeiro  
1998

# Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE

Av Franklin Roosevelt, 166 - Centro - 20021-120 - Rio de Janeiro, RJ - Brasil

Manuais técnicos em geociências ISSN 0103 9598  
ISBN 85 240 0641 2

©IBGE 1998

## Equipe Editorial

### Editoração Eletrônica

Divisão de Editoração/Departamento  
de Editoração e Gráfica DEDIT/CDDI

### Estruturação Editorial

Carmen Heloisa Pessoa Costa  
Rosinéa Lucena Ervilha

### Copidesque

Anna Maria dos Santos  
Cristina Ramos Carlos de Carvalho  
Maria da Penha Uchôa Rocha

### Revisão

Iaracy Prazeres Gomes  
Kátia Domingos Vieira  
Maria de Lourdes Amorim

### Diagramação

Alberto Guedes da Fontoura Neto  
Adamor de Oliveira Santos

## Impressão

Centro de Documentação e Disseminação de Informações CDDI  
em meio digital em 1998

## Capa

Ubiratã O dos Santos Divisão de Criação DIVIC/CDDI

## Imagem

Geólogo Pedro Edson Leal Bezerra  
Perfil geológico ao longo da rodovia que liga Colinas do Tocantins  
(TO) a Conceição do Araguaia (PA) Exposição de rochas  
pertencentes a Formação Cabeças submetidas a Tectônica Glacial

---

Manual técnico de geologia / IBGE Departamento de Recursos  
Naturais e Estudos Ambientais Rio de Janeiro: IBGE 1998

306 p (Manuais técnicos em geociências ISSN 0103-9598; n 6)

ISBN 85 240 0641 2

1 Geologia 2 Mapeamento geológico 3 Imagens  
Interpretação 4 Geologia estratigráfica Nomenclatura I IBGE  
Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais II  
Série

---

BGE CDDI Divisão e Biblioteca e Acervos Especiais CDU 551  
RJ IBGE/97 05 (rev) GEO

---

Impresso no Brasil/Printed in Brazil

## **Equipe Técnica**

Jaime Franklin Vidal Araujo (coordenador)

Pedro Edson Leal Bezerra

Mário Ivan Cardoso de Lima

Pedro Francisco Teixeira Kaul

Roberval Matos Rocha

Oswaldo Siga Junior

Sidney Ribeiro Gonzalez

## **Colaboradores**

Carmelita Maria Pithon Pereira Gatto

Américo Gava

Ricart Normandie Ribeiro Jr

Valter Alberto Drago

Oduvaldo Raimundo Fabiano Alho Cardoso

Francisco Armando de Jesus da Fonseca Coelho

*A todos aqueles que um dia integraram a equipe da Geologia do Projeto RADAMBRASIL, e que aceitaram o desafio de conhecer o País*

*Aos geólogos Abel Salles Abreu e Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão prematuramente levados de nosso convívio Ana Maria Dreher Colombo Celso Gaeta Tassinari Miguel Angelo Stipp Basei Roberto Dall Agnol Roberto Silva Issler e Wilson Teixeira integrantes das equipes de Petrografia Geocronologia e Mapeamento, com quem os autores tiveram o privilégio de conviver na fase Amazônica do Projeto RADAM*

*Ao geólogo Guilherme Galeão da Silva cujo raro talento que tanta falta nos faz foi responsável pela organização da equipe de Geologia do Projeto RADAM*

*Ao geólogo Antônio Luiz Sampaio de Almeida cuja determinação permitiu transformar um sonho em realidade*

*Ao geólogo de Campo por vezes tão esquecido que mesmo em condições às vezes tão adversas confere um inegável fascínio a uma ciência tão intrigante*

## **Apresentação**

*Ao longo dos últimos anos o IBGE colocou à disposição de todos aqueles que se dedicam ao estudo dos Recursos Naturais e do Meio Ambiente uma série de Manuais Técnicos cujo ciclo tem aqui continuidade com a apresentação do Manual Técnico de Geologia*

*Concebido inicialmente com um talhe voltado a atender aos trabalhos desenvolvidos pela equipe de geologia foi progressivamente submetido a um conjunto de vigorosas modificações que vieram a se adequar à evolução dos conhecimentos geológicos, abrangendo um amplo espectro de assuntos, muitos dos quais com características inovadoras no que tange à concepção de um manual tradicional*

*Assim, ao lado das inevitáveis observações a serem efetuadas nos trabalhos de campo imprescindíveis em todo mapeamento geológico, singular referência é devida à inserção do Código de Nomenclatura Estratigráfica aliada a um capítulo dedicado à interpretação Imageológica cujos fundamentos revestem-se de grande importância nos trabalhos de geologia*

*Ênfase especial foi também conferida no tocante aos indicadores geométricos cinemáticos das feições estruturais em zonas e cinturões de cisalhamento procurando incorporar parte do vasto elenco de conceitos em voga atualmente*

*Em sua mais ampla concepção o Manual Técnico de Geologia mostra-se com o carácter de um documento evolutivo e assim passível de ser submetido a aperfeiçoamentos e modificações, em face dos aspectos inerentes da própria dinâmica da ciência geológica*

*Trento Natali Filho*  
Diretor de Geociências

# Sumário

<b>Introdução</b>	21
<b>Conceitos Básicos</b>	23
Corte Cartográfico e Escalas de Trabalho	23
Articulação Cartográfica das Folhas	23
Mapas Murais	26
Mapas Básicos	26
Mapas Detalhados	27
Guia de Nomenclatura Estratigráfica	27
Unidades Litoestratigráficas	27
Unidades Litoestratigráficas Formais	28
Formação	28
Membro	29
Camada	30
Grupo	30
Supergrupo e Subgrupo	31
Complexo	31
Suíte	31
Corpo	31
Série e Associação	32
Unidades Litoestratigráficas Informais	32
Unidades Industriais	32

Outras Unidades	32
Rochas Vulcânicas	32
Nomenclatura das Unidades Litoestratigráficas	33
Denominação	33
Imutabilidade de Nome Consagrado	34
Prioridade	34
Nomes de Unidades Litoestratigráficas Submarinas	34
Nomes de Parte de Unidades	34
Ortografia	35
Regras e Procedimentos para o Estabelecimento de Unidades Litoestratigráficas	35
Justificativa	35
Estratótipo como Padrão de Definição	35
Descrição da Unidade na Localidade Tipo	36
Estratótipos (Seções de Referência)	36
Limites	36
Discordâncias	36
Aspectos Regionais	36
Gênese	37
Correlação	37
Idade	37
Referências Bibliográficas	37
Unidades de Subsuperfície	37
Unidades Cronoestratigráficas e Geocronológicas	38
Objetivos da Classificação Cronoestratigráfica	38
Definições	38
Categorias de Unidades Cronoestratigráficas	39
Cronozona e Crono	40
Andar e Idade	40
Subandar e Superandar	42
Série e Época	42
Sistema e Período	43
Eratema e Era	43
Eonotema e Eón	43
Unidades Cronoestratigráficas Informais	43
Regras e Procedimentos para o Estabelecimento de Unidades Cronoestratigráficas	44
Estratótipos como Padrões de Referência	44
Estratótipos de Unidade	44
Estratótipos de Limite	45
Vantagens da Definição de Unidades Cronoestratigráficas Mediante Estratótipos de Limite	
Comuns	45
Meios de Estender as Unidades Cronoestratigráficas (Correlação no Tempo)	46
Relações Físicas Mutuas dos Estratos	46
Litologia	46

Paleontologia	47
Determinações Isotópicas de Idade	47
Inversões Geomagnéticas	48
Mudanças Paleoclimáticas	48
Paleogeografia e Mudanças Eustáticas do Nível do Mar	49
Tectônica	49
Discordâncias	49
Outros Critérios	49
Denominação das Unidades Cronoestratigráficas	50
Revisão das Unidades Cronoestratigráficas	50
Relação entre Unidades Lito Bio Cronoestratigráficas e outras Classes de Unidades Estratigráficas	50
Regras Gerais para o Estabelecimento e Redefinição de Unidades Estratigráficas	52
Publicação	52
Prioridade	52
Sinonímia	52
Subdivisão	53
Mudança de Categoria	53
Redução do Numero de Nomes por Correlação	53
Inclusão Duvidosa	53
Nomes Abandonados	54
Duplicação de Nomes	54
Relação de Nomes e Limites Políticos	54
Termos de Categoria	54
Ortografia	54
Características Morfológicas dos Minerais	54
Cristais Isolados e Distintos	55
Grupos de Cristais Distintos	55
Grupos de Indivíduos Paralelos ou Radiados	55
Mineral Consistindo em Escamas ou Lamelas	55
Mineral Consistindo em Grãos	55
Miscelânea	56
Rochas Ígneas	56
Classificação	59
Parâmetros Químicos	64
Conteúdo de Sílica	64
Relação entre os Óxidos $Al_2O_3$ , $Na_2O$ , $K_2O$ e $CaO$	65
Presença ou Ausência de Sílica Livre Minerais Saturados e Minerais Insaturados	65
Aspectos da Cristalização	66
Estruturas Vulcânicas	67
Enclaves	68
Xenólitos	68
Autólitos	69
Restitos	69

Diques Sinintrusivos	69
Enclaves Microgranulares	70
Aspectos Gerais das Rochas Sequências e Processos Sedimentares	70
Bacias Sedimentares	74
Classificação	75
Sistemas e Ambientes Depositionais	77
Classificação	77
Caracteres Diferenciais entre Ambientes Continentais e Marinhos	80
Sistema Fluvial	80
Sistema Deltáico	84
Sistema Marinho	87
Estruturas Sedimentares	91
Estruturas Unidirecionais	92
Estruturas Bidirecionais	92
Estruturas Não direcionais	92
Estratificação	92
Marcas de Ondulação	93
Rochas Metamórficas	94
Conceitos	94
Tipos de Metamorfismo	94
Zonas Fácies e Graus de Metamorfismo	95
Textura e Estrutura das Rochas Metamórficas	97
Composição e Classificação das Rochas Metamórficas	99
Aspectos Gerais dos Migmatitos	101
Considerações Gerais	101
Estruturas dos Migmatitos	102
Tectônica	106
Regimes Tectônicos	107
Comportamento dos Materiais em Relação aos Campos de Tensões	108
Tipos de Deformação (Cisalhamento)	109
Zonas de Cisalhamento	111
Feições Estruturais	117
Dobras e Dobramentos	117
Estruturas Lineares Secundárias	125
Estruturas Planares Secundárias	129
Interferência de Dobras	135
Falhas Elementos Geométricos	135
Elementos Geométricos de Falhas em Cinturões de Cavalgamento	136
Elementos Geométricos de Falhas em Cinturões Transcorrentes	140
Elementos Geométricos de Falhas em Cinturões Distensivos	144
Projeção Estereográfica - Princípios de Construção de Redes	145
Projeção de Planos	147
Projeção de Retas Normais a um Plano	148

Projeção de Retas Contidas em Planos .	148
Manipulação com a Rede	149
Representação de um Plano	149
Representação Estereográfica de uma Linha ou Lineação	150
<b>Principais Eventos Termotectônicos e/ou Tectono-Magmáticos do Território Brasileiro e a Divisão do Tempo Geológico-Cronoestratigrafia</b>	<b>153</b>
Arqueozóico	153
Proterozóico	154
Paleoproterozóico	154
Mesoproterozóico	154
Neoproterozóico	155
Fanerozóico	155
<b>Trabalhos de Campo</b>	<b>157</b>
Material de Campo	157
Caderneta de Campo	158
Descrição de Afloramentos	158
Identificação dos Afloramentos	159
Rochas Ígneas	160
Rochas Sedimentares	161
Medida de Espessura de Estratos Inclinados	161
Determinação de Mergulhos Proporcionais	162
Diagramas para Cálculo de Espessuras e Profundidade	162
Características Observáveis em Sequências Transgressivas e Regressivas	166
Critérios para Determinação de Topo e Base de Camadas	168
Critérios Físicos	168
Critérios Paleontológicos	172
Rochas Metamórficas	174
Feições Mesoscópicas de Terrenos Gnáissicos	175
Feições Mesoscópicas de Terrenos Migmatíticos	179
Indicadores para Análise Geométrico Cinemática de Zonas de Cisalhamento	181
Análise de Feições Características de Planos de Falha e Zonas de Cisalhamento	181
Estrias de Falha ou Espelhos de Falha	181
Ressaltos	181
Fraturas de Tensão	182
Juntas Estilolíticas	183
Minerais com Inclusões Sigmoidais e em Bolas de Neve	184
Sombras de Pressão e Franjas de Pressão	184
Coleta de Dados em Zonas de Falha ou de Cisalhamento para Análise Estatística	189
Método de Arthaud	189
Juntas	190
Coleta de Amostras	192

Geocronologia	192
Método K-Ar	192
Métodos Rb Sr Pb Pb e Sm Nd	193
Método U Pb	193
Prospecção de Minerais Pesados	193
Geoquímica	196
<b>Interpretação Imageológica</b>	201
Introdução	201
Sistemas Sensores Imageadores	202
Sistemas Fotográficos	202
Sistemas de Imageamento Eletroóptico	205
Sistemas de Microondas	209
Vantagens e Limitações	216
Sistemática do Estudo Imageológico	218
Leitura	218
Textura e Tom	218
Feições Físicas do Terreno	219
Arranjo Geométrico Espacial	228
Interpretação (s s )	230
<b>Apresentação dos Resultados dos Trabalhos</b>	241
Mapas	241
Afloramentos e Amostragem	241
Geológico	242
Utilização do Transferidor de atitudes na Forma Viena (CLAR)	244
Metalogenético	246
Relatório Final	248
Simbologias do Mapeamento Geológico	256
Elementos Químicos	256
Minerais e Rochas	257
Rochas Ígneas	263
Contatos	264
Estruturas	266
Estruturas Maiores	266
Dobras	266
Fraturas Falhas	283
Feições Planares	287
Acamamento	287
Foliação	289
Clivagem	290
Fraturas Juntas ou Diáclases	290
Diques	292

Feições Lineares	292
Lineações	292
Símbolos Complementares	296
Feições Estruturais	296
Representação das Seções e Perfis Geológicos	296
Contatos em Seções e Perfis Geológicos	297
Falhas em Seções e Perfis Geológicos	298
Minas	300
Garimpos	301
<b>Bibliografia</b>	303
<b>Figuras</b>	
1 Articulação entre folhas ao millionésimo	24
2 Decomposição das folhas 1 1 000 000 até 1 25 000	25
3 Classificação geral e nomenclatura das rochas plutônicas	61
4 Classificação das rochas ultramáficas	63
5 Classificação das rochas ultramáficas com hornblenda	63
6 Classes de arredondamento	72
7 Estimativa visual de seleção	73
8 Diagrama para classificação de arenitos	74
9 Processos envolvidos na formação de deltas construtivos e destrutivos dominados por ondas	85
10 Subsistemas deltaicos	85
11 Ambientes fácies e seqüências desenvolvidas por um delta dominado por marés	86
12 Processos e características dos depósitos de tempestitos	88
13 Ciclo de Turbiditos	90
14 Ciclo completo de um Turbidito	91
15 Terminologia das marcas de ondulação	93
16 Representação diagramática de clivagem plano axial em leque	98
17 Estrutura dos migmatitos	102
18 Princípio de boudinagem	104
19 Diques heterogêneos mostrando dilatação e compressão	105
20 Dobras ptigmáticas	105
21 Relações entre o elipsóide de tensão seus eixos principais e os tipos comuns de Regimes Tectônicos	107
22 Domínios rúptil elástico e dúctil na litosfera	108
23 Esquemas de deformação	109
24 Cisalhamento coaxial e não coaxial	109
25 Fraturas em regime coaxial	110
26 Descontinuidades formadas na deformação não coaxial	110
27 Zona de cisalhamento com a lineação de estiramento no plano da foliação	111
28 Deformação em uma zona de cisalhamento não coaxial	112
29 Planos de cisalhamento C e planos de foliação S	112
30 Ilustração esquemática da formação da superfície C	113
31 Fraturas de tensão e dominós relacionadas a falhas não planares	113
32 Fibras de crescimento de calcita e picos estilolíticos	113
33 Direções aproximadas das tensões em uma falha de movimento conhecido	113
34 Relacionamento geral entre as principais estruturas da deformação	114

35	Cisalhamento experimental em um calcário	114
36	Curvatura horária associada com zona de cisalhamento dextral	114
37	Padrão de fraturas de segunda ordem	115
38	Relações entre fraturas de tensão e falhas	115
39	Esquema mostrando a rotação da trajetória de $\sigma$	116
40	Critérios cinemáticos em rochas deformadas heterogêneas	116
41	Classificação de dobras	117
42	Dobras mostrando flancos e fechamento	117
43	Tipos de charneiras	118
44	Conceito de dobramento de uma superfície	118
45	Elementos geométricos de uma dobra	119
46	Tipos de dobras classificadas com base na superfície axial	119
47	Superfície axial e superfície bissetora de uma dobra	120
48	Dobras de eixo horizontal	120
49	Dobras de eixo com caimento	121
50	Superfícies envoltórias e mediana	121
51	Dobras menores (parasíticas)	121
52	Anticlinório e sinclinório	122
53	Elementos geométricos para a classificação de Ramsay (1967)	123
54	Padrões de isógonas	123
55	Classes de dobras	123
56	Dobras em bainha	124
57	A lineação L	126
58	- Esquema de um afloramento de ardósia	127
59	Representação esquemática de boudinage	128
60	Nomenclatura descritiva usual para as feições de boudinage	128
61	Estruturas colunares	128
62	Perfis de barras de quartzo	129
63	Representação esquemática da disposição em leque da clivagem do plano axial	129
64	Esquema tridimensional da lineação em termos do elipsóide de deformação	130
65	Refração da clivagem curvatura de clivagem	130
66	Desenvolvimento de clivagem de fratura e sua relação com o acamamento	131
67	Relações da clivagem de fratura e atitude de dobras	131
68	Desenvolvimento de fraturas de tensão em camadas dobradas	131
69	Blocos diagramas representando os diversos tipos de foliações	132
70	Foliação de transposição	133
71	Relações de xistosidade e dobras regionais	134
72	Relações entre o caimento de uma dobra e as interseções entre o acamamento e a clivagem	134
73	Relações entre dobramento xistosidade do plano axial lineação e sentido de inclinação	135
74	Padrões de interferência domo e bacia	135
75	Rampas	136
76	Influência da Geometria do piso em falhas de cavalgamento	137
77	Pop up e zona triangular	137
78	Lasca de empurrão	138
79	Modelos de desenvolvimento de leques imbricados	138
80	Geometria de um duplex compressivo	138
81	Falhas <i>decollement</i> e <i>dettachment</i>	139

82	Termos usados para descrever parte das lascas de empurrão ou cavalgamento	139
83	Rampas	140
84	Zona de cavalgamento	140
85	Setores distensivo e compressivo ao longo de uma falha com superfície curvada	141
86	Transpressão e transtensão desenvolvida em setores curvados de falhas transcorrentes	141
87	Região soerguida desenvolvida em zona transpressiva	141
88	Tipos de estruturas secundárias	142
89	Estrutura em flor ou em palmeira	142
90	- Recobrimento de zonas de cisalhamento	143
91	- Recobrimentos e zonas de transtensão e transpressão	143
92	Modelo de falhas normais lítricas	144
93	Sistemas de leques imbricados	144
94	- Linhas de ramificação	145
95	Duplexes	145
96	Princípio da projeção estereográfica	146
97	Princípio da projeção estereográfica	146
98	Rede de Wulff	147
99	Princípio de construção da rede estereográfica	147
100	Princípio da projeção estereográfica	148
101	Diagrama de contagem de frequência de pólos	149
102	Diagrama de contorno de frequência de juntas	150
103	Manipulação com a rede equiárea	151
104	- Medição de uma seção estratigráfica com bussola	161
105	Ábaco de mergulhos proporcionais	162
106	Diagrama de alinhamento para cálculo expedito de espessura	163
107	Diagrama de alinhamento para cálculo da profundidade de horizonte estratigráfico	164
108	- Cálculo da espessura de estratos inclinados	165
109	Estágios de uma transgressão e a seqüência granodrecrescente resultante	167
110	Estágios de uma transgressão e a seqüência granocrescente resultante	167
111	Traçado de camadas	168
112	Escorregamento	168
113	Conglomerados	168
114	- Superfícies de Solução	168
115	Acamamento Gradado	169
116	Estratificação Cruzada	169
117	Gretas de Contração	169
118	- Marcas de Onda	169
119	Marcas de Sola	170
120	Clivagem de Fratura	170
121	- Clivagem de Fratura Curva	170
122	Depressões de Seixos	170
123	Correntes de Lavas	171
124	Cristas de Sulcos	171
125	Pillow lavas	171
126	Briozoários	172
127	Braquiópodes	172
128	Pelecípodos	172

129	Gastrópodes	173
130	Corais	173
131	- Colônias de Corais	174
132	Pistas de Vermes	174
133	Equinóides	174
134	- Como um volume de rocha se deforma sob condições metamórficas de alto grau	175
135	- Desenvolvimento de dobras isoclinais em zonas de cisalhamento	176
136	- Esboço mostrando estratificação cruzada falsa	176
137	Sequência possível mostrando a reversão de estratificação gradacional	177
138	- Encaixante intrudida por finos diques de diabásio	178
139	Representação esquemática de elementos de trama	178
140	Relações entre uma superfície estriada e os ressaltos em posição transversal	181
141	Estrias dando o sentido do movimento em um plano de falha	182
142	- Sistema conjugado de lentes <i>en échelon</i>	183
143	- Fraturas de tensão <i>en échelon</i>	183
144	Juntas estilolíticas	183
145	Formação de juntas estilolíticas	184
146	Porfiroblastos de granada e estauroлита com inclusões <i>snowball</i>	185
147	Inclusões sigmoidais	185
148	Franjas de pressão	186
149	- Recristalização em sombra de pressão	186
150	- Simulação numérica do desenvolvimento de franjas de pressão	187
151	Inclusões em espiral ricas em quartzo	188
152	Assimetria e preenchimento curvo em franjas de pressão	189
153	- Rede equiárea de SCHMIDT	191
154	Concentração de Minerais Pesados na Prospecção	194
155	Peneira de Concentração	195
156	Cobra Fumando	196
157	Tipos de Fotografias Aéreas	203
158	Sistema Trimetrogon	203
159	- Escala da fotografia	205
160	Sistema de Varredura Mecânica no Plano da Imagem	206
161	- Esquema de Aquisição de Dados Multiespectrais	207
162	- Esquema de um Sistema de Varredura Eletrônico	207
163	- Exemplo de Sistema de Varredura Mecânica no Plano do Objeto	208
164	Parâmetros do Sistema RVL	209
165	Tempo e Amplitude de Sinal da Reflexão no Sistema RVL	210
166	Tipos de Reflexão	211
167	- Relação entre AO e AT	212
168	- Resolução Longitudinal	212
169	- Resolução Transversal	212
170	Princípio do Sistema RVLs Abertura Real	213
171	Princípio do Sistema RVL de Abertura Sintética	214
172	- Relação entre o Ângulo de Depressão e o Comprimento da Sombra do Radar	215
173	- <i>Layover</i> Normal e Encurtamento	216
174	Bloco Diagrama Ilustrando a Regra dos "Vs"	220
175	Padrões de Drenagem Básicos	221

176 - Padrões de Drenagem Básicos Modificados	223
177 Padrões de Drenagem Básicos Modificados	224
178 Propriedades da Rede de Drenagem	226
179 Rios quanto à Estrutura Geológica	228
180 Regra dos "Uvs"	228
181 Regra dos "Vs" em estratos inclinados	229
182 Tipos de Discordâncias	234
183 Classificação Descritiva de Fraturas	236
184 Padrões de Interferência de Dobras	239
185 Transferidor de Atitudes CLAR	245

## Tabelas

01 Hierarquia Convencional de Termos Cronoestratigráficos e Cronogeológicos	39
02 Classificação Mineralógica Simplificada para Uso no Campo	64
03 Classificação das Rochas Carbonáticas	72
04 Classificação dos Sedimentos de Acordo com o Tamanho	73
05 Classificação das Bacias	75
06 Sistemas Depositionais	77
07 Classificação dos Ambientes Depositionais Fluvial e Aluvial Desértico e Glacial	78
08 Classificação dos Ambientes Depositionais Deltaico Costeiro Marinho Raso e Marinho Profundo	79
09 Caracteres Morfológicos e Faciológicos Diferenciais entre Deltas Construtivos e Destrutivos	84
10 Grau de Metamorfismo x Fácies Metamórfica	97
11 Classificação de Rochas Metamórficas Rochas Não Foliadas e Metamorfismo de Contato	99
12 Classificação de Rochas Metamórficas Rochas Foliadas e Metamorfismo Dinâmico	99
13 Classificação de Rochas Metamórficas Rochas Foliadas e Metamorfismo Regional	100
14 Regimes Tectônicos	108
15 Divisão do Éon Arqueozóico	154
16 Divisão do Éon Proterozóico	155
17 Divisão do Éon Fanerozóico	156
18 Nomes de Campo para Rochas Associadas a Falhas	179
19 Sistema de Peneiras	194
20 Associações Geoquímicas Seleccionadas de Elementos Traços	197
21 Exemplos de Elementos Farejadores	198
22 Tipos Básicos de Sistemas de Imageamento Eletroóptico	206
23 Características dos Sistemas Imageadores Eletroópticos	208
24 Índices de Dissecação	220
25 Análise da Drenagem na Interpretação Geológica	222
26 Critérios para Identificação de Litotipos	232
27 Identificação de Rochas Ígneas	232
28 Identificação de Rochas Sedimentares	233
29 Identificação de Rochas Metamórficas	233
30 Índice de Cor para Unidades Cronológicas	243
31 Características dos Jazimentos Minerais Morfologia e Tamanho	247
32 Pesos Moleculares dos Óxidos	249
33 Cálculo de Pesos Moleculares	250
34 Exemplo de Transformações de Porcentagem em Peso para Porcentagem Molecular	250
35 Exemplo de Transformação de Porcentagem Molecular para Porcentagem em Peso	250



## Introdução

Dando seqüência à linhagem de Manuais Técnicos de Geociências cujo pioneiro foi o referente à Vegetação que tiveram origem na larga experiência adquirida pela equipe do Projeto RADAMBRASIL está aqui sendo apresentado o *Manual Técnico de Geologia*

Apesar de direcionado primordialmente às atividades de campo e por isso mesmo fartamente ilustrado foi contemplado com alguns tópicos não diretamente vinculados àquelas atividades tal como o capítulo dedicado à Interpretação Imageológica já que as imagens são ferramentas de larga utilização e de valor inquestionável em qualquer mapeamento geológico

Diversos assuntos foram submetidos a uma abrangência que suplanta outros objetivando tanto a firmar conceitos como também conferir um talhe mais abrangente procurando entretanto manter as características intrínsecas a um manual É aqui merecedor de singular referência a transcrição quase que *In totum* do Guia de Nomenclatura Estratigráfica considerado de extrema importância a todos aqueles que dedicam parte do seu tempo aos trabalhos de campo

A aparente simplicidade do texto não permite antever à primeira vista os aspectos difíceis que permearam sua elaboração a seleção o teor a profundidade e a abrangência dos assuntos bem como a estruturação e a ordenação adotadas

Mesmo assim alguns não concordarão com determinadas classificações aqui adotadas outros de acordo com suas inclinações discordarão de vários conceitos enquanto para muitos a abordagem deveria obedecer outra seqüência

Os autores esperam contudo que este manual possa ser amplamente utilizado e que as sugestões sejam voltadas ao seu aprimoramento permitindo sua permanente atualização

# Conceitos Básicos

## Corte Cartográfico e Escalas de Trabalho

No mapeamento geológico várias são as escalas que podem ser utilizadas dependendo dos objetivos a serem alcançados. Resulta disto a possibilidade de confecção de Mapas-Murais Básicos e Detalhados definidos através de intervalos de escala e da abrangência em área. Considera-se como segmento mínimo mapeável em qualquer escala aquele que no mapa ocupa uma distância mínima de 2 mm admitindo-se exauros do tamanho real até esta dimensão desde que tal procedimento seja de extrema relevância.

## Articulação Cartográfica das Folhas

Aqui estão apresentadas as articulações das cartas na escala 1:1 000 000 com base no sistema adotado para a Carta Internacional ao Milionésimo (CIM) que cobrem o Território Nacional (Figura 1).

Estão ainda indicadas as desagregações de uma folha desde a escala 1:1 000 000 até 1:25 000 (Figura 2).

Além dos índices de nomenclatura aqui mencionados existe outro sistema de localização de folhas referenciadas por números de acordo com a escala. Tais números são conhecidos como MI significando Mapa Índice. Suas características gerais são:

para folhas 1:1 000 000 a numeração vai de 1 a 46

para folhas 1:250 000 a numeração vai de 1 a 550 e

para folhas 1:100 000 de 1 a 3 036

Como exemplo para a escala de 1:250 000 a folha SD 24-X A corresponde ao número MI 351. Na escala 1:100 000 a folha SD 24 X-A V corresponde ao MI 1959.

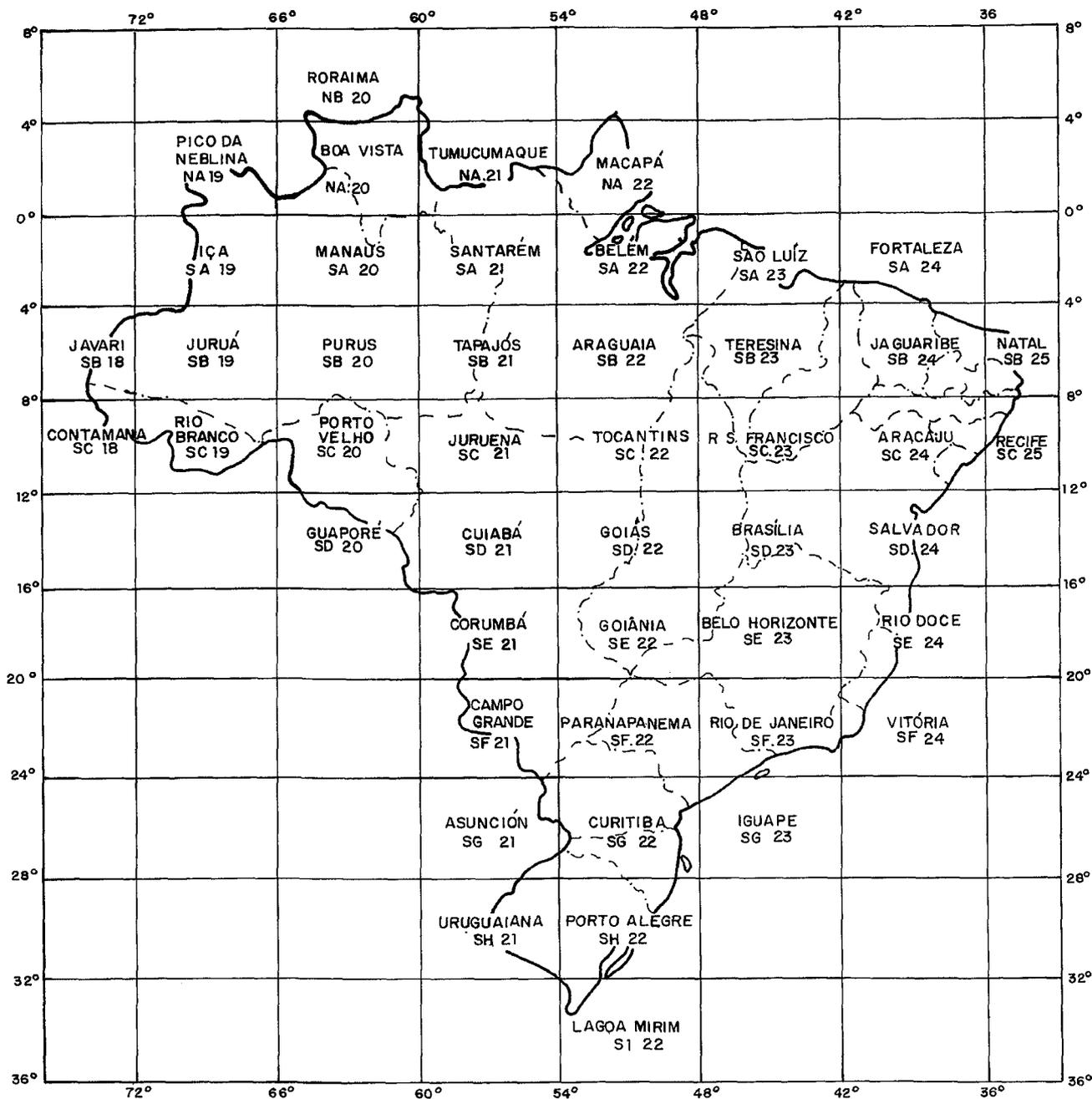


Figura 1 Articulação entre folhas ao milionésimo

Para as folhas 1:50 000 o MI é seguido dos números de 1 a 4 conforme sua distribuição na folha 1:100 000. Assim a folha SD 24 X A V 1 corresponde ao MI 1959 1.

Nas folhas 1:25 000 adiciona-se o rumo NE, NO, SO ou SE conforme sua distribuição na folha 1:50 000. Assim a folha SD 24 X-A-V 1 NO é representada pelo código MI 1959 1 NO.

O IBGE e o Ministério do Exército através da DSG dispõem destes Mapas Índices.

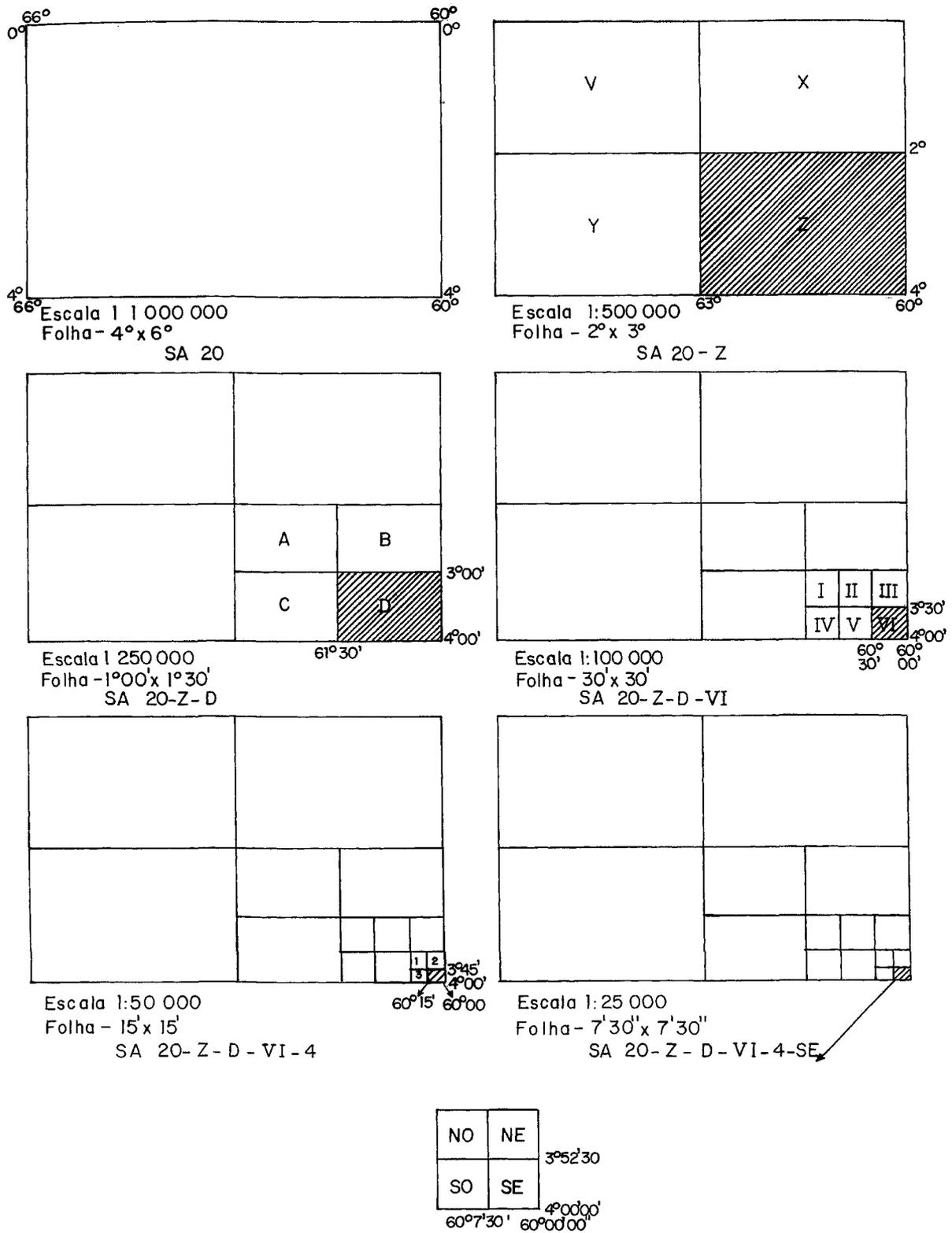


Figura 2 Decomposição das folhas 1:1 000 000 até 1:25 000

## Mapas-Murais

Considera-se Mapas Murais aqueles de escalas menores que 1:1 000 000 e que têm como objetivo uma unidade ou conjunto de Unidades da Federação aqui compreendendo os estados, as regiões geográficas e as áreas de abrangência de órgãos de desenvolvimento regional como a SUDAM, SUDENE e outros. As escalas preferenciais de apresentação são 1:2 500 000, 1:5 000 000 e 1:10 000 000 e visam a mostrar grandes traços da geologia regional representando em verdade trabalhos de síntese e portanto produtos de integração regional. Podem ser representados tanto através da classe de rochas (ígneas, sedimentares e metamórficas) que seria o máximo de generalização até ao nível de unidade litoestratigráfica cronologicamente posicionada. Sabe-se que mapas na escala 1:2 500 000 (e.g. Mapa Geológico da Amazônia Legal do IBGE e Mapa Geológico do Brasil do DNPM) permitem a representação das unidades litoestratigráficas inclusive aquelas com status de formação definindo-se na legenda o posicionamento cronoestratigráfico e agrupamentos de rochas sem posicionamento definido. Por outro lado, mapas na escala 1:10 000 000 (e.g. mapa geológico do ATLAS NACIONAL DO IBGE) permitem a representação de agrupamentos litológicos por Era Geológica (unidades cronoestratigráficas) como também através de unidades ou ambientes geotectônicos. Em qualquer escala devem ser apresentados os principais elementos estruturais.

Considera-se como segmento mínimo representável nas escalas preferenciais de mapeamento as seguintes áreas: 37,5 km<sup>2</sup> na escala 1:2 500 000, 150 km<sup>2</sup> na escala 1:5 000 000 e 600 km<sup>2</sup> na escala 1:10 000 000.

Os materiais básicos para a confecção dos Mapas Murais são os mapeamentos e estudos geológicos disponíveis para a área considerada, sendo admitidos trabalhos de campo quando necessários para correlações regionais e resoluções de problemas específicos.

## Mapas Básicos

Os Mapas Básicos resultam de levantamentos geológicos tendo como objetivo qualquer segmento do Território Nacional e a escala de referência compreendida entre 1:1 000 000 e 1:50 000 inclusive estes extremos. Os mapas geológicos básicos visam a fornecer dentro dos limites da escala uma visão mais completa possível da geologia da área expressa em termos das unidades litoestratigráficas do seu posicionamento no tempo e no espaço, da disposição estrutural e da sua história evolutiva que num contexto pragmático deverão permitir que se interpretem os sítios mais favoráveis à acumulação de recursos minerais e/ou hídricos inclusive energéticos.

Considera-se como segmento mínimo representável nas escalas preferenciais de mapeamento as seguintes áreas: 6 km<sup>2</sup> na escala 1:1 000 000, 1,5 km<sup>2</sup> na escala 1:500 000, 0,375 km<sup>2</sup> na escala 1:250 000, 0,06 km<sup>2</sup> na escala 1:100 000 e 0,015 km<sup>2</sup> na escala de 1:50 000.

O material técnico necessário para a execução de um mapa geológico básico é função da escala pretendida, embora em qualquer caso seja indispensável a utilização e interpretação de imagens produzidas por sensores remotos e trabalhos de campo.

É desejável que a escala do material técnico seja maior que a do mapa pretendido preferencialmente o dobro. Os mapas básicos subdividem-se em:

**Mapas Regionais** abrangem levantamentos geológicos em escala menor ou igual a 1:250 000 e maior ou igual a 1:1 000 000, sendo as escalas preferenciais de mapeamento 1:250 000, 1:500 000 e 1:1 000 000. As unidades de mapeamento são unidades litoestratigráficas cronologicamente posicionadas, sendo a **formação** a de menor hierarquia, admitindo-se a representação de unidades informais de litologias ou agrupamentos litológicos sem denominação formal, quer as incluídas em unidades formais, quer as sem posicionamento cronoestratigráfico definido.

Para a obtenção de mapas regionais poder-se-á utilizar imagens de radar de visada lateral ampliadas na escala de 1:100 000 e imagens na escala 1:250 000 com as faixas para visão estereoscópica, imagens do satélite LANDSAT/TM (diversos canais) nas escalas 1:250 000 e 1:500 000 e SPOT em áreas específicas. Para orientação no campo deverão ser utilizados cópias *off-set* de imagens de radar e mapas planimétricos nas escalas de 1:250 000 e 1:100 000.

Mapas de Reconhecimento: incluem os levantamentos geológicos com escala compreendida entre 1:100 000 e 1:250 000 (exclusive esta) sendo 1:100 000 a escala preferencial de mapeamento. As unidades de mapeamento são unidades litoestratigráficas cronologicamente posicionadas sendo a **formação** a de menor hierarquia admitindo-se a representação de unidades informais e de litologias ou agrupamentos litológicos sem denominação formal desde que com posicionamento cronoestratigráfico definido.

Para a obtenção de mapas de reconhecimento poder-se á utilizar ampliações das imagens de radar de visada lateral à escala > 1:100 000 imagens do satélite LANDSAT/TM na escala 1:100 000 preferencialmente nos canais 3, 4 e 5 fotografias aéreas convencionais nas escalas 1:50 000 e 1:70 000 devendo ser adotados mapas planimétricos nas escalas 1:50 000 e 1:100 000.

Mapas de Semidetalhe incluem levantamentos geológicos com escala compreendida entre 1:100 000 (exclusive) e 1:50 000 sendo esta a escala preferencial. As unidades de mapeamento são unidades litoestratigráficas cronologicamente posicionadas sendo o **membro**, a de menor hierarquia admitindo-se a representação no todo ou em parte de unidades informais de litologias ou agrupamentos litológicos sem denominação formal desde que com posicionamento cronoestratigráfico definido. Na feitura dos mapas de semidetalhe devem ser utilizadas fotografias aéreas em escalas superiores a 1:60 000 e mapas planimétricos na escala entre 1:25 000 e 1:50 000.

## Mapas Detalhados

Os mapas detalhados resultam de levantamentos geológicos em qualquer segmento do Território Nacional com escala de referência maior que 1:50 000 (exclusive esta) sendo 1:25 000 e 1:10 000 as escalas preferenciais. São mapas de aplicação direta seja na pesquisa mineral seja na geologia de engenharia ou ambiental sendo a unidade de mapeamento definida em função dos objetivos pretendidos como formações superficiais, camadas estratos, lentes, bolsões etc.

Os mapas detalhados em qualquer caso não são mapas sistemáticos posto que têm um objetivo específico o qual deve definir seu conteúdo, especificações e material básico.

## Guia de Nomenclatura Estratigráfica

Considera-se de extrema importância que todo geólogo principalmente aquele que dedica a maior parte de seu tempo aos trabalhos de campo tenha um sólido conhecimento das definições das unidades envolvidas no mapeamento propiciando com isso que as mesmas sejam corretamente identificadas e caracterizadas.

Deste modo estão aqui apresentados seus conceitos obtidos diretamente do Guia de Nomenclatura Estratigráfica de acordo com Petri et al (1986).

## Unidades Litoestratigráficas

Uma unidade litoestratigráfica é um conjunto rochoso caracterizado por um tipo ou combinação de vários tipos litológicos ou por outras marcantes feições litológicas. Ela pode consistir em rochas sedimentares, ígneas ou metamórficas separadas ou intercaladas, consolidadas ou inconsolidadas. O requisito indispensável da unidade é a sua individualização permitindo destacá-la das unidades adjacentes com bases em critérios litológicos.

As unidades litoestratigráficas são unidades *reais* e *concretas* definidas por caracteres físicos observáveis e não por elementos inferidos tais como a história ou o modo de formação das rochas.

Estes conceitos diferenciam claramente as unidades litoestratigráficas (unidades reais) das cronoestratigráficas (unidades inferenciais).

Os fósseis podem ser importantes no reconhecimento e definição de uma unidade litoestratigráfica ora como constituinte físico secundário porém característico ora como constituinte principal de uma rocha como nas coquinas diatomitos camadas de carvão etc

A extensão geográfica de uma unidade litoestratigráfica é determinada fundamentalmente pela continuidade e suas feições diagnósticas Somente as características litológicas principais realmente reconhecíveis em superfície ou em subsuperfície servem como base na definição e reconhecimento de unidades litoestratigráficas

### **Litozona (Zona Litoestratigráfica)**

Trata-se de unidade litoestratigráfica informal usada para denominar um corpo rochoso identificado de maneira geral por caracteres litoestratigráficos insuficientes (em quantidade ou necessidade) para justificar sua designação como unidade formal

### **Lito-horizonte (Horizonte Litoestratigráfico)**

Lito horizonte é um termo litoestratigráfico informal que designa uma superfície de mudança do caráter litoestratigráfico de grande utilidade para correlação (não necessariamente sincrônica ou de cronocorrelação) de unidades ou corpos litoestratigráficos

## **Unidades Litoestratigráficas Formais**

São aquelas definidas e denominadas de acordo com um esquema de classificação explicitamente estabelecido e convencionalmente aceito A hierarquia convencional das unidades litoestratigráficas *formais* é a seguinte

- Supergrupo formado pela associação de grupos ou de grupos e formações;
- Grupo formado por um conjunto de formações
- Subgrupo formado por algumas formações do grupo
- Formação unidade fundamental da litoestratigrafia
- Membro é sempre uma parte da formação
- Camada é parte de uma formação ou membro
- Complexo formado por associação de rochas de várias classes
- Suíte formada por duas ou mais unidades de rochas intrusivas ou metamórficas de alto grau e
- Corpo unidade de rochas intrusivas ou metamórficas de alto grau

## **FORMAÇÃO**

É a unidade fundamental da classificação litoestratigráfica Trata-se de um corpo rochoso caracterizado pela relativa homogeneidade litológica forma comumente tabular geralmente com continuidade lateral e mapeável na superfície terrestre ou em subsuperfície

### *Conteúdo*

Uma formação deve apresentar certo grau de homogeneidade litológica ou caracteres litológicos distintos Ela pode abranger (a) rochas de um único tipo (b) repetição de dois ou mais tipos litológicos ou (c) constituição litológica bastante heterogênea mas que defina por si mesma um caráter distinto das unidades litoestratigráficas adjacentes

### *Caracteres Litológicos Distintivos*

Entre estes incluem-se a composição química e os elementos suplementares sendo que entre estes últimos contam-se marcas onduladas gretas de contração fósseis minerais pouco comuns tipos de estratificação nas rochas sedimentares e feições sedimentares reliquias nas rochas metamórficas. A rocha ou rochas de uma formação podem ser refletidas caracteristicamente em registros elétricos radioativos magnéticos sísmicos etc

### *Significado Estratigráfico*

As formações são unidades fundamentais na descrição e interpretação da geologia de uma região principalmente no que diz respeito à distribuição espacial de sucessões e fácies deposicionais em áreas proximais e distais de bacia. Os limites de uma formação correspondem a mudanças litológicas que lhes conferem fácil reconhecimento. Uma formação pode representar um intervalo de tempo longo ou curto pode constituir-se de materiais de várias fontes e pode incluir apenas descontinuidades de importância subsidiária dentro de seu corpo

### *Mapeabilidade*

A viabilidade de mapeamento em superfície e subsuperfície na escala de 1:25 000 é característica recomendável para o estabelecimento de uma formação

### *Tipos de Rochas*

As formações podem ser constituídas por rochas sedimentares vulcânicas ou metamórficas de baixo grau. As rochas vulcânicas e sedimentares regularmente intercamadas podem constituir uma única formação

Formações geológicas já consagradas podem tornar-se impropriamente caracterizadas sob o ponto de vista do código quando se amplia o conhecimento da unidade

As rochas ígneas devem ser caracterizadas pelo conteúdo mineral textura e/ou composição química para serem consideradas como formações

As rochas metamórficas de baixo grau devem apresentar feições reliquias das rochas originais para serem consideradas como formações distinguidas primariamente por características litológicas. Assim a fácies mineralógica metamórfica pode variar de local para local sem que isto implique a caracterização de uma nova formação. Ainda as rochas metamórficas que apresentam texturas e feições reliquias que possibilitem o reconhecimento de unidades mapeáveis podem ser classificadas como formações

Uma série de massas de rocha lateralmente descontínuas tendo aproximadamente o mesmo caráter litológico posição estratigráfica e idade pode ser denominada como uma mesma formação. Por exemplo areias turbidíticas lenticulares da mesma idade distribuídas em áreas desconexas ou em *canyons* adjacentes. Similarmente uma série de pequenos recifes desconexos ou lentes de carvão situados aparentemente na mesma posição estratigráfica podem ser incluídas numa mesma formação desde que seu tamanho e separação não sejam suficientes para justificar sua denominação individual

## MEMBRO

É sempre uma parte de uma formação. Trata-se de uma entidade denominada que apresenta características litológicas próprias que permitem distingui-la das partes adjacentes da formação

### *Espessura e extensão*

Estes atributos podem ser bastante variáveis nesta unidade e não constituem critério básico para sua definição e estabelecimento. É recomendável entretanto que o critério de mapeabilidade seja considerado tendo em conta seu possível rastreamento

### *Designação*

A formação pode embora não necessariamente ser dividida total ou parcialmente em membros definidos e denominados

Se ocorrerem entidades com o mesmo caráter e posição estratigráfica dentro de uma mesma formação elas podem ser reunidas em um membro

### CAMADA

É a unidade formal de menor hierarquia na classificação litoestratigráfica. Trata-se de um corpo aproximadamente tabular de rochas relativamente delgado e litologicamente diferenciável das rochas sob e sobrepostas

#### *Camadas informais e formais*

A denominação de camada ou camadas contíguas como unidades estratigráficas formais deve se restringir a certas camadas distintas, comumente conhecidas como camadas-chave, cujo reconhecimento é particularmente útil para fins litoestratigráficos, tais como correlação, referência ou separação de outras unidades. Camadas de importância econômica, com pouco interesse estratigráfico, tais como camadas de carvão, camadas com enxofre estratiforme e outras podem ser denominadas informalmente.

Em áreas geologicamente pouco exploradas estabelece-se, em geral, uma coluna litoestratigráfica informal, na qual a expressão camada distingue uma unidade informal constituída por um tipo rochoso peculiar.

#### *Extensão*

A camada pode restringir-se ao âmbito de uma formação ou membro, como também pode estender-se para outras unidades formais, retendo sua denominação.

### GRUPO

É a unidade litoestratigráfica formal de categoria superior à formação. É constituído necessariamente pela associação de duas ou mais formações relacionadas por características ou feições litoestratigráficas comuns ou por referenciais litoestratigráficos que o delimitem.

É desejável que um grupo possa ser dividido em formações, ao contrário da formação, na qual a divisão total ou parcial em membros pode não ser necessária ou mesmo possível.

O estratotipo do grupo é constituído pelos estratotipos das formações que o compõem. Para estabelecimento de um grupo, as características comuns das formações devem ser claramente definidas para seu fácil reconhecimento.

Formações não precisam ser englobadas em grupos, porém o termo grupo deve ser formalmente usado para denominar uma associação de formações. Excepcionalmente, em áreas pouco conhecidas, sob o ponto de vista geológico, o termo grupo pode ser usado para designar uma sucessão de rochas de vários tipos, que provavelmente será dividido em formações.

O nome de um grupo deve ser preferencialmente derivado de uma apropriada feição geográfica ou localidade próxima das áreas-tipo de suas formações componentes.

Quanto à variação na estruturação, as formações componentes de um grupo não são necessariamente as mesmas em toda parte.

Quando uma formação previamente reconhecida é subdividida em unidades às quais se confere a categoria de formação, a primeira deve ser elevada à categoria de grupo. É preferível elevar-se de categoria uma unidade do que se restringir a designação antiga a uma parcela dos limites primitivos da unidade. Assim sendo, a mudança

de categoria não afeta a parte geográfica da designação

## SUPERGRUPO E SUBGRUPO

O supergrupo é uma unidade formal reconhecida e constituída pela associação de vários grupos e de grupos e formações que possuam características litoestratigráficas significativas que os inter-relacionam

O subgrupo é uma unidade formal reconhecida e constituída pela associação de algumas das formações integrantes de um grupo previamente definido e denominado. O grupo pode ser total ou parcialmente, mas não necessariamente, dividido em subgrupos

## COMPLEXO

É uma unidade litoestratigráfica composta pela associação de rochas de diversos tipos, de duas ou mais classes (sedimentares, ígneas ou metamórficas), com ou sem estrutura altamente complicada, ou por misturas estruturalmente complexas de diversos tipos de uma única classe. O termo complexo deve ser usado para rochas metamórficas de alto grau que contêm corpos ígneos intrusivos não metamorfizados, que não foram ou que não podem ser mapeados separadamente, e para intrusões que contêm enclaves de rochas metamórficas, os quais não podem ser separados na prática da unidade litológica dominante. Em tais casos, o termo complexo deverá ser usado (em lugar de suíte) com o adjetivo qualificado indicando o tipo litológico predominante. O uso do termo complexo permite reunir todas as categorias de rochas presentes, muito embora à medida que o detalhe dos mapeamentos aumente, uma classificação estratigráfica em suítes, formações, etc., possa tornar-se necessária.

Hierarquicamente, o complexo pode ser equivalente a um grupo ou formação.

## SUÍTE

É uma unidade formal constituída pela associação de diversos tipos de uma única classe de rocha intrusiva ou metamórfica de alto grau, discriminados por características texturais, mineralógicas ou composição química.

A suíte intrusiva consiste em duas ou mais unidades de rochas ígneas compatíveis com o nível hierárquico de formação. A suíte metamórfica consiste em duas ou mais unidades de rochas de alto grau de metamorfismo do nível hierárquico de formação. Hierarquicamente, os termos suíte intrusiva e suíte metamórfica são equivalentes a grupo para rochas intrusivas e metamórficas, respectivamente. Em contraste com o grupo, as unidades menores que compõem a suíte não precisam ser denominadas formalmente. Em geral, somente aquelas unidades maiores deverão ser individualizadas de maneira a evitar a proliferação de nomes desnecessários.

Os termos suíte intrusiva e suíte metamórfica poderão ser aplicados de modo a reconhecer relações naturais de unidades mapeáveis associadas, não nomeadas formalmente, como é o caso de trabalhos de reconhecimento.

Em muitos casos, o termo é usado erroneamente para rochas metamórficas de baixo grau, rochas cataclásadas ou intrusivas com apenas um tipo litológico predominante. O objetivo das suítes é permitir a reunião de corpos litológicos naturalmente relacionados para os quais a classificação litoestratigráfica normal seria problemática. Por outro lado, no mapeamento geológico regional, as suítes poderão permitir a representação de conjuntos de rochas da mesma natureza. As suítes poderão variar lateralmente e perder as características iniciais. Entretanto, caso continue a constituir uma entidade mapeável, recomenda-se a manutenção do nome.

## CORPO

É uma unidade estratigráfica formal para denominar massas de rochas intrusivas ou metamórficas de alto grau constituídas por um único tipo litológico. Hierarquicamente, é equivalente à formação.

## SÉRIE E ASSOCIAÇÃO

O uso dos termos série e associação para denominar uma reunião de formações ou grupos e formações especialmente no Pré Cambriano deve ser evitado devendo se usar os termos grupo ou supergrupo. O termo série normalmente seguido dos adjetivos eruptiva intrusiva ou vulcânica para indicar a origem da rocha tem sido impropriamente usado para denominar uma sequência de rochas resultantes de processos vulcânicos intrusivos ou metamórficos. Deve ser substituído pelo termo grupo ou supergrupo no caso das rochas vulcânicas e metamórficas de baixo grau e pelos termos suíte intrusiva ou suíte metamórfica no caso de rochas intrusivas ou metamórficas de alto grau.

O termo associação foi proposto originalmente para abranger um conjunto de grupos anteriormente à utilização do termo supergrupo.

## Unidades Litoestratigráficas Informais

Estas unidades correspondem a corpos de rochas referidos ocasionalmente na estratigrafia dos quais não se têm informações ou bases suficientes que justifiquem sua designação como unidades litoestratigráficas formais. Estes corpos podem ser denominados informalmente como litozonas (exemplo zona argilosa zona com carvão) camadas (exemplo camada arenosa camada conglomerática) ou membros (exemplo membro argiloso membro carbonático).

## UNIDADES INDUSTRIAIS

Corpos de rochas reconhecidos mais pelas suas características para fins utilitários do que por suas características litoestratigráficas (tais como aquíferos camadas petrolíferas camadas mineralizadas recifes mineralizados) são considerados como unidades informais mesmo que sejam denominados.

## OUTRAS UNIDADES

Certos corpos de rochas relacionados ou intimamente associados a unidades litoestratigráficas que levem em conta sua maneira de formação forma ou algumas outras características não litológicas para sua identificação não são unidades litoestratigráficas propriamente ditas. Entre esses corpos incluem-se deslizamentos escorregamentos fluxos de lama olistóstomos olistólitos diápiros tampões de sal veios paredes batólitos soleiras (*sills*) diques ciclotemas e outros semelhantes. A estes corpos de rochas pode-se dar nomes informais.

## Rochas Vulcânicas

Corpos de rochas vulcânicas de forma mais ou menos tabular concordantes com a estratificação geral podem constituir-se em unidades litoestratigráficas formais seja individualmente ou em combinação com estratos sedimentares interestratificados adjacentes.

Entretanto as rochas vulcânicas apresentam alguns problemas na litoestratigrafia. Por exemplo muitas rochas ígneas ocorrem como diques ou outras massas cortando a estratificação dominante na seção. Ademais soleiras e outros corpos de rochas ígneas mais ou menos concordantemente interestratificados localizam-se em níveis bastante acima das massas magmáticas das quais se originaram e às quais podem estar ligados por diques ou chaminés. Os corpos que cortam ou atravessam os estratos sedimentares e/ou ígneos concordantes não constituem particularmente unidades estratigráficas porém constituem parte importante do arcabouço litoestratigráfico. Estes podem ser referidos como associados com as unidades litoestratigráficas encaixantes. Havendo necessidade pode-se usar o termo complexo vulcânico para reunir rochas intrusivas extrusivas e sedimentares que se incluem no pacote vulcânico.

Corpos de rochas sedimentares ou magmáticas isolados da ocorrência principal da formação a que se correlacionam não devem receber denominações formais próprias. Diques e soleiras de diabásio intrusivos em

rochas mais antigas não constituem unidades litoestratigráficas sendo referidos sempre como rochas associadas aos derrames

Podem se citar como exemplos também as estruturas diapíricas não só de evaporitos como de sedimentos menos densos sotopostos a sedimentos mais densos e que se tornam plásticos pelo embebimento de água e que penetram nos sedimentos superiores. Nas bacias costeiras são comuns diápiros de evaporitos aptianos com isolamento de pacotes de sal em sedimentos mais novos. Esses corpos isolados não constituem unidade litoestratigráfica à parte mas são sempre referidos à unidade de origem

## **Nomenclatura das Unidades Litoestratigráficas**

### DENOMINAÇÃO

A denominação de uma unidade litoestratigráfica formal de qualquer categoria deve consistir de um primeiro termo litológico referente ao tipo da rocha dominante na unidade (arenito folhelho calcário etc) ou indicativo da categoria (grupo formação membro camada complexo) seguido por um segundo constituído de um nome geográfico apropriado. A denominação de um grupo subgrupo ou supergrupo combina o termo Grupo Subgrupo ou Supergrupo com o termo geográfico sem incluir designação litológica

A denominação de uma formação consiste em uma designação litológica ou da palavra Formação seguida do nome geográfico

Exemplos Formação Urucuia ou Arenito Urucuia

A denominação de um membro combina o termo Membro com o termo geográfico

A denominação de um complexo combina o termo Complexo com o termo geográfico. Em alguns casos pode ser adicionado o adjetivo intrusivo vulcânico ou metamórfico

A denominação de uma suíte combina o termo Suíte com os adjetivos intrusiva ou metamórfica e o nome geográfico

A denominação formal de um corpo consiste no termo litológico seguido do nome geográfico. Termos estruturais tais como diques batólitos *sills* e outros nomes similares não devem ser usados na nomenclatura formal desses corpos. O mesmo cuidado deve ser tomado com termos genéticos tais como metatextito anatexito diatextito etc

#### *Termo litológico*

Quando o nome da rocha for usado na denominação de uma unidade litoestratigráfica formal recomenda-se o uso de termos litológicos simples e de reconhecida aceitação geral (exemplos folhelho arenito tufo basalto). Termos compostos tais como folhelho argiloso arenito silicificado quartzito micáceo e nomes muito específicos ou de aceitação restrita (calcirrudito ortoquartzito meta arenito) devem ser evitados. Sedimentos inconsolidados (areia argila cascalho etc) combinados ou não com adjetivos (preta ferrífera dura mole) não podem ser usados na nomenclatura litoestratigráfica pois os mesmos não são litologias. Quando uma unidade litoestratigráfica formal denominada pelo tipo de rocha dominante e por um termo geográfico muda lateralmente para um tipo litológico diferente por diagênese ou metamorfismo a mudança de sua denominação dependerá do grau de persistência da variação litológica ocorrida e da segurança na correlação e continuidade da referida unidade. Por exemplo no caso de mudança local de calcário para dolomito este segundo termo pode ser mantido

#### *Termo geográfico*

O termo geográfico deve ser tomado de feição natural ou artificial na qual ou em cujas vizinhanças ocorre tipicamente a unidade litoestratigráfica. Denominações tiradas de fontes mutáveis como fazendas sítios igrejas e escolas embora não sejam plenamente satisfatórias são aceitas na nomenclatura litoestratigráfica formal desde que não haja outras possibilidades. As denominações para unidades litoestratigráficas importantes devem ser selecionadas entre as que se encontram nos atlas comuns ou nas cartas federais estaduais ou municipais florestais

topográficas hidrográficas ou similares. Uma denominação exige descrição e identificação precisas acompanhadas de mapa com sua localização.

O simples emprego de letras maiúsculas logo após termo litológico ou o indicativo da categoria (Grupo Formação etc.) não formaliza uma nomenclatura litoestratigráfica.

*Uso impróprio do nome geográfico* Um nome que sugira localidade, região ou divisão política bem conhecidas não deve ser aplicado para uma unidade litoestratigráfica desenvolvida tipicamente em outra localidade do mesmo nome, porém menos conhecida.

Alguns termos geográficos de conotação muito ampla, como por exemplo, nomes de regiões, estados etc. ou aqueles de conotação histórica não devem ser utilizados.

#### IMUTABILIDADE DE NOME CONSAGRADO

O termo geográfico constante de uma designação litoestratigráfica formal consagrada não deve ser mudado nem mesmo quando o nome geográfico da área tipo for alterado. De modo idêntico, o desaparecimento da feição geográfica não requer a eliminação do respectivo nome formal da unidade.

#### PRIORIDADE

A regra da prioridade deve ser observada na aplicação de denominações de unidades litoestratigráficas desde que a proposta de denominação atenda às normas convencionais.

Entende-se por prioridade a precedência na data de publicação da designação formal de uma unidade litoestratigráfica. Em última análise, a precedência de citação na publicação deve ser decisiva, como aliás é norma na nomenclatura científica em geral.

Nomes consagrados, bem estabelecidos e de uso tradicional não devem ser, entretanto, substituídos por nomes pouco conhecidos ou fortuitamente usados por motivos de prioridade. Igualmente, ao se denominarem formalmente unidades litoestratigráficas segundo as recomendações do Código, deve-se abrir exceção, mantendo-se os nomes consagrados, mesmo que estejam fora dos padrões formais ora estabelecidos. Recomenda-se publicar definições e descrições detalhadas das unidades já consagradas e estabelecer *a posteriori* seu estratotipo de maneira a preservar sua identidade.

Embora o conceito de nome consagrado seja muito relativo, pode-se aceitar, em geral, como tal, um nome adotado por vários autores em subseqüentes publicações.

A duplicação de designações na nomenclatura litoestratigráfica formal deve ser evitada. Um nome geográfico previamente aplicado a uma unidade qualquer não deve ser usado posteriormente para outra.

#### NOMES DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS SUBMARINAS

A denominação das unidades litoestratigráficas atravessadas por poços perfurados na plataforma e talude continentais atuais tem apresentado problemas no uso de nomes geográficos. Em alguns casos, estas unidades não podem ser correlacionadas com os afloramentos das unidades litoestratigráficas de superfície das localidades mais próximas do litoral, devido à perda de sua identidade por mudança litológica ou devido ao fato de sua ocorrência estar restrita às áreas submersas. Nestes casos, o termo geográfico deve ser tomado da localidade litorânea ou do acidente oceanográfico emerso mais próximo, sendo mesmo admitidos nomes não geográficos. Embora o assunto seja ainda controverso, tem-se usado, na ausência de acidentes geográficos na área tipo da unidade, nomes de peixes aí viventes. O nome dessas formações deveria ser seguido do nome da bacia em que se encontram.

#### NOMES DE PARTE DE UNIDADES

A denominação de uma unidade não deve ser aplicada a nenhuma de suas partes.

## ORTOGRAFIA

O componente geográfico de uma denominação litoestratigráfica formal deve manter a ortografia da localidade tipo. Entretanto, se um termo geográfico é consagrado pelo uso em repetidas publicações com ortografia diferente daquela da localidade de origem, deve ser assim preservado. O termo geográfico de uma unidade litoestratigráfica não deve ser traduzido para outra língua. Nomes estrangeiros não precisam ser traduzidos para o português. Entretanto, recomenda-se a tradução do termo litológico ou de categoria.

## Regras e Procedimentos para o Estabelecimento de Unidades Litoestratigráficas

A proposta para o estabelecimento formal de uma unidade litoestratigráfica implica necessariamente a divulgação em uma publicação científica conceituada e uma exposição abrangendo os seguintes tópicos: (I) justificativa para a definição e estabelecimento formal da unidade; (II) seleção do nome; (III) fixação da categoria; (IV) caracterização precisa da área tipo, com localização explícita do estratótipo (seção tipo); (V) descrição precisa sobre seus caracteres distintivos e estratótipos de limite (contatos); (VI) dimensões e forma; (VII) aspectos regionais; (VIII) correlação com outras unidades; (IX) referência à correlação idade geológica e gênese, sempre que possível; e (X) referências bibliográficas.

## JUSTIFICATIVA

A proposição formal de unidades litoestratigráficas deve incluir na justificativa aspectos relacionados com as razões que motivaram sua individualização (história, autor, referência original, tratamento prévio), sinonímia, prioridade e certeza quanto a não duplicação desnecessária em relação a unidades já existentes.

## ESTRATÓTIPO COMO PADRÃO DE DEFINIÇÃO

A unidade proposta deve ser definida e descrita claramente, baseada no conhecimento mais completo possível de suas relações laterais e verticais, de maneira que um pesquisador subsequente a possa reconhecer com segurança.

A designação de um holoestratótipo (seção tipo) é essencial na definição de uma unidade litoestratigráfica. O holoestratótipo deve ser escolhido entre outras seções representativas nas proximidades da localidade de que se tomou a designação. O estratótipo deve ser situado o melhor possível em um mapa com referência a divisões territoriais. Se necessário, devem ser assinalados estratótipos suplementares (paraestratótipos), seções de referência (hipoestratótipos), área tipo e localidade tipo.

Os estratótipos constituem sucessão de estratos de rocha designada especificamente em uma seção ou em uma área na qual é baseada a definição do caráter litológico da unidade. A unidade, quando reconhecida em outra área, pode conter maior ou menor espessura de estratos que o estratótipo. O único requisito crítico da unidade ao ser identificada em outra área é que tenha, essencialmente, a mesma litologia e posição estratigráfica similar ao estratótipo referido.

Os estratótipos de unidades litoestratigráficas de categoria de formação ou menor são comumente simples estratótipos de unidade. No caso de unidades de categorias maiores, tais como grupos e estratótipos compostos, são os mais usados; isto é, uma composição dos estratótipos das unidades componentes.

Onde os estratos são quase horizontais ou estão mal expostos e uma seção de uma unidade não aflora em uma área razoavelmente limitada, nem sempre é possível designar qualquer seção específica, completa e contínua como o estratótipo de unidade. Neste caso, deve ser indicada apenas uma área tipo ou localidade tipo em lugar do estratótipo de unidade, sendo essencial a identificação explícita dos estratótipos de limite inferior e superior em seções específicas onde possam ser vistas mudanças para as unidades sub e sobrejacentes. Portanto, o equivalente do estratótipo de unidade é constituído pelo conjunto de afloramentos na localidade tipo ou área tipo, situados entre os estratótipos de limite inferior e superior.

## DESCRIÇÃO DA UNIDADE NA LOCALIDADE TIPO

Caráter litológico caráter litoestratigráfico espessura atitude estrutural expressão geomorfológica discordâncias hiatos condições de deposição natureza dos limites de unidade (abrupto gradativo discordante etc ) e feições que caracterizem ou identifiquem a unidade na localidade tipo são tópicos que devem ser claramente descritos na proposta de uma unidade litoestratigráfica nova ou revisada

## HIPOESTRATÓTIPOS (SEÇÕES DE REFERÊNCIA)

A definição de uma unidade litoestratigráfica baseada na designação de um estratótipo (holoestratótipo) é frequentemente suplementada pela designação em outras áreas de uma ou mais seções de referência auxiliares (hipoestratótipos) às vezes mais bem expostas ou mais acessíveis que o estratótipo designado na proposição da unidade (holoestratótipo) Estas seções de referência entretanto sempre devem ser consideradas como subsidiárias do holoestratótipo da unidade

## LIMITES

A proposta para o estabelecimento formal de uma unidade litoestratigráfica deve conter uma definição específica dos estratótipos de limite superior e inferior Estes são colocados na altura de mudanças litológicas abruptas ou situados arbitrariamente dentro das zonas de gradação litológica e podem ser traçados de maneira a mostrar praticamente o desenvolvimento litoestratigráfico Os limites de unidades litoestratigráficas comumente cruzam as linhas de tempo limite de amplitude de fósseis e limites de qualquer outra classe de unidades estratigráficas

Onde uma unidade de rocha passa vertical ou lateralmente para outra por gradação ou interdigitação complexa de duas ou mais classes de rochas o limite é necessariamente arbitrário e deve ser escolhido de maneira a proporcionar a mais prática e objetiva separação entre as unidades Por exemplo numa gradação ascendente de uma unidade de carbonato para uma unidade de folhelho através de um intercamamento de ambos os tipos rochosos o limite pode ser colocado arbitrariamente no topo da camada significativa de calcário estratigraficamente mais alta na sucessão Similarmente em uma gradação lateral de uma unidade de folhelho através de aumento de arenito argiloso o limite pode ser colocado também arbitrariamente onde a rocha é ainda considerada predominantemente arenosa

Se a zona de gradação ou interdigitação for suficientemente extensa as rochas de litologia intermediária ou misturada poderão servir de base para o estabelecimento e denominação de uma terceira unidade independente ou poderão ser consideradas como uma unidade provisória informal cujo nome incluiria os nomes de duas unidades adjacentes separadas por hífen

Devido às muitas variações litológicas nos estratos há ampla variedade de traçado dos limites litoestratigráficos de unidades A seleção desses limites pode ser influenciada propriamente por outros fatores tais como extensão lateral expressão fisiográfica conteúdo fóssil litogênese e características em perfis elétricos e/ou radioativos sempre que a exigência de homogeneidade litológica substancial seja mantida

## DISCORDÂNCIAS

Uma sucessão de rochas de composição muito semelhante porém incluindo um pequeno hiato ou diastema não deve ser dividida em duas unidades litoestratigráficas baseando se meramente neste tipo de quebra sedimentar a menos que haja adequada distinção litológica que permita definir um limite Contudo a reunião de estratos adjacentes separados por discordâncias de caráter regional em uma simples unidade litoestratigráfica deve ser evitada mesmo que somente pequenas diferenças litológicas possam ser encontradas para justificar a separação

## ASPECTOS REGIONAIS

Entre as características regionais que devem constar na proposta formal de uma unidade litoestratigráfica incluem-se extensão geográfica variações regionais na espessura litoestratigrafia bioestratigrafia e outros caracteres

variações na expressão geomorfológica; relações estratigráficas com outras classes de unidades estratigráficas com camadas chave ou similares; natureza dos limites distantes da seção tipo (abrupto gradacional discordante etc ) relações dos limites de unidades estratigráficas da mesma ou outra classe de rochas; critérios a serem usados na identificação e extensão da unidade para além dos limites da localidade tipo

## GÊNESE

As condições de origem da rocha que constituem a unidade litoestratigráfica podem ser cuidadosamente relatadas na sua proposição formal igualmente pode ser expresso o significado da unidade com relação à paleogeografia e história geológica da área ou bacia de ocorrência

## CORRELAÇÃO

A equivalência da unidade litoestratigráfica proposta com as unidades adjacentes deve ser estabelecida o mais claramente possível destacando se os critérios de correlação rastreamento e sincronização bem como os meios mais uteis e práticos sejam eles diretos ou indiretos exemplo expressão geomorfológica evidências litogenéticas caracteres de perfis elétricos e radioativos assinatura de sinais caráter de refletores ou textura de linhas sísmicas e conteúdo fóssilífero

## IDADE

A idade de uma unidade litoestratigráfica e os meios utilizados na sua determinação devem constar se possível na proposição formal

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Todas as publicações e/ou referências bibliográficas relacionadas com a unidade proposta formalmente e que foram consultadas devem ser apropriadamente relacionadas

## UNIDADES DE SUBSUPERFÍCIE

Para a definição de unidades litoestratigráficas expostas em tuneis minas ou poços deverão ser aplicadas as mesmas regras gerais de procedimento usadas nos afloramentos de superfície

Na proposição do nome para uma unidade litoestratigráfica de subsuperfície o poço ou mina no qual a seção tipo (estratótipo) está presente constitui a localidade tipo da qual se deve tomar o nome geográfico Nas seções de poço os estratótipos precisam ser designados por profundidades no poço e perfis elétricos e/ou radioativos

A descrição geológica destes estratótipos deve ser baseada principalmente em amostras de poço (testemunhos amostras laterais *laterolog* etc ) e características de perfis elétricos e/ou radioativos do poço Estratótipos e hipoestratótipos de subsuperfície podem ser uteis na suplementação de estratótipos de superfície pobremente expostos

### *Identificação de Poço Tipo ou Mina-Tipo*

Devem ser incluídos os seguintes elementos nome do poço tipo ou mina tipo localização do poço tipo ou mina tipo mediante descrição mapa coordenadas geográficas exatas fazenda ou lote ou qualquer outra feição geográfica adequada para identificação da localidade e nome da companhia ou pessoa operadora Para minas profundidade onde se encontra exposto o estratótipo Para poços data de perfuração profundidade total e altitude da superfície Se todos os dados necessários ao estabelecimento da seção tipo não puderem ser obtidos em um poço dois ou mais poços podem ser utilizados sendo a seção de um deles escolhida como holoestratótipo e as dos outros poços como paraestratótipos e hipoestratótipos

### *Perfis Geológicos*

A coluna litológica do poço e seções da mina são necessárias na proposição formal de uma unidade litoestratigráfica de subsuperfície

### *Perfis e Registros Geofísicos*

Nesta proposta também devem ser incluídos sempre que possível perfis corridos elétrica ou mecanicamente (de preferência de vários poços adjacentes) e registros sísmicos. Os limites e as subdivisões da unidade litoestratigráfica devem ser marcados claramente e apresentados em escala conveniente que permita a apreciação de detalhes

### *Repositórios*

É essencial a referência do local ou locais onde se encontram disponíveis os conjuntos de amostras de calha e outras amostras perfis e similares os quais representam a seção tipo (estratótipo) de uma unidade litoestratigráfica. Tal material poderia ser deixado a cargo de serviços geológicos universidades museus ou outras instituições convenientemente organizadas para atender futuros usuários

As denominações diferentes utilizadas para uma unidade de subsuperfície e uma de superfície da mesma categoria correlacionáveis exibindo características tão similares que um dos nomes torna-se desnecessário a seção de superfície deve ser preferida como estratótipo

Outros fatores porém tais como prioridade de publicação uso representatividade da seção acessibilidade natureza das exposições na superfície e disponibilidade do material das seções de subsuperfície devem ser levados em consideração

## **Unidades Cronoestratigráficas e Geocronológicas**

### **Objetivos da Classificação Cronoestratigráfica**

O objetivo geral da classificação cronoestratigráfica é a organização sistemática da sucessão de estratos da litosfera em unidades cronoestratigráficas que correspondem a intervalos de tempo geológico (unidades geocronológicas) como base para a cronocorrelação e como sistema de referência para o registro dos eventos da história geológica. Seus objetivos concretos são

- *Determinação das relações geocronológicas* A simples determinação da idade relativa em seções ou áreas locais é contribuição importante ao reconhecimento da geologia local ou regional independentemente de qualquer esquema de organização dos estratos em unidades de aplicação mundial
- *Estabelecimento de uma escala cronoestratigráfica universal de referência padrão* O objetivo primordial é estabelecer uma hierarquia completa e sistematicamente ordenada de unidades cronoestratigráficas definidas e dotadas de nomes de âmbito tanto regional como mundial. Tal hierarquia servirá de referência (padrão) para se aferir a idade de todos os estratos e para os relacionar. O ideal é que as unidades devidamente denominadas correspondentes a cada grau hierárquico dessa escala cronoestratigráfica padrão devem constituir conjuntamente uma sucessão estratigráfica sem lacuna e sem superposições

### **Definições**

- *Cronoestratigrafia* Parte da Estratigrafia que trata da idade dos estratos e de suas relações geocronológicas
- *Classificação cronoestratigráfica* Organização dos estratos em unidades baseadas na idade ou no seu tempo de formação

- **Unidade cronoestratigráfica** Conjunto de estratos que constitui uma unidade por conter as rochas formadas durante determinado intervalo de tempo geológico. Tal unidade representa todas as rochas formadas durante determinado intervalo de tempo da história da Terra e unicamente tais rochas. As unidades cronoestratigráficas estão limitadas por superfícies isócronas. A categoria e a magnitude relativas das unidades na hierarquia cronoestratigráfica são funções da duração do intervalo de tempo representado por suas rochas e da espessura do conjunto de estratos que as formam.
- **Cronozona** Tipo de zona que abrange todas as rochas formadas em qualquer local durante o intervalo de tempo representado por algum elemento geológico ou por algum intervalo concreto de estratos. O critério fundamental para determinar o intervalo de tempo representado por uma cronozona pode ser o intervalo de tempo de uma unidade bioestratigráfica ou qualquer outra característica dos estratos que represente certo intervalo de tempo. Uma cronozona pode também basear-se em qualquer intervalo de estratos puramente arbitrário porém determinado sem que possua características que permitam sua cronorelação com sucessões estratigráficas de outras partes. As cronozonas podem representar intervalos de tempo muito diversos. É lícito falar por exemplo em cronozona dos amonites que incluiria todos os estratos formados durante o prolongado intervalo de tempo de existência dos amonites independente dos estratos que os contém ou também falar de cronozona de *Mesosaurus brasiliensis*, espécie cuja duração foi reduzida ou a cronozona de rochas vulcânicas do arquipélago dos Abrolhos unidades de extensão geográfica muito local mas representando um intervalo de tempo relativamente longo do Cretáceo ao Terciário esta cronozona incluiria todos os estratos formados em qualquer parte durante o intervalo de tempo representado pelas rochas vulcânicas dos Abrolhos quer sejam de origem vulcânica ou não.

Deve-se distinguir claramente a cronozona baseada na amplitude de determinado *taxon* da biozona baseada na amplitude do *taxon*. O emprego vago para ambos do termo zona sem nenhum qualitativo tem sido fonte de considerável confusão.

O termo cronozona pode ser aplicado formalmente a uma unidade cronoestratigráfica de categoria menor e como unidade informal de categoria não especificada.

- **Horizonte Cronoestratigráfico (Crono horizonte)** Superfície estratigráfica isócrona podendo possuir ampla extensão. Em teoria não tem espessura contudo pode ser aplicado a intervalos muito delgados e característicos que sejam praticamente isócronos em toda a sua extensão geográfica. Os crono horizontes também são chamados horizontes guia, camadas guia, camadas índice, data, níveis, superfícies de tempo etc. Os crono horizontes podem ser bio horizontes, camadas de bentonita (produto de alteração de cinzas vulcânicas), de fosforita, horizontes de inversão magnética, camadas de carvão, alguns horizontes guia nos registros elétricos, refletores sísmicos etc.

### Categorias de Unidades Cronoestratigráficas

São recomendados os termos cronoestratigráficos formais e seus equivalentes geocronológicos para expressar as unidades de diferentes amplitudes ou categorias geocronológicas constantes da Tabela 1.

**TABELA 1**  
**HIERARQUIA CONVENCIONAL DE TERMOS CRONOESTRATIGRÁFICOS E CRONOGEOLÓGICOS**

TERMOS CRONOESTRATIGRÁFICOS	TERMOS GEOCRONOLÓGICOS
Eonotema	Éon
Eratema	Era
Sistema	Período
Série	Época
Andar	Idade
Cronozona	Crono

Normalmente a posição dentro de uma unidade cronoestratigráfica expressa-se melhor por adjetivos como basal inferior médio superior etc enquanto a posição dentro de uma unidade geocronológica se expressa por adjetivos como eo ou antigo meso ou intermediário e neo ou tardio. Contudo, conforme o sentido da frase, podem-se também aplicar a unidades cronoestratigráficas adjetivos como, por exemplo, "a parte mais jovem do sistema" "os estratos mais antigos do andar" etc.

## CRONOZONA E CRONO

### Definição

A cronozona é o termo formal para designar uma unidade cronoestratigráfica não hierárquica, comumente pequena. Seus limites não coincidem necessariamente com os de outras unidades. O crono é o termo geocronológico correspondente.

- **Duração** A duração (amplitude geocronológica) de uma cronozona é definida em termos de duração de uma unidade estratigráfica previamente designada, tal como uma formação, membro ou biozona. Por exemplo, uma cronozona formal baseada na duração de uma biozona inclui todos os estratos de idade equivalente à duração total máxima de referida biozona, estejam ou não presentes os fósseis diagnósticos nos estratos envolvidos.

Se a unidade em que se baseia a cronozona é do tipo que possui um estratótipo (por exemplo, uma unidade litoestratigráfica), a duração da cronozona se define de duas maneiras: a) corresponde ao intervalo de tempo representado pelo estratótipo da unidade, caso em que a duração da cronozona seria fixada permanentemente; e b) corresponde à duração total da unidade (que pode ser maior que o estratótipo), caso em que a duração conhecida da cronozona varia à medida que aumenta a informação relativa à distribuição da unidade.

Quando existe diferença apreciável entre a duração da unidade estratigráfica em seu estratótipo e a duração total conhecida da unidade, a definição da cronozona deve designar explicitamente uma ou outra duração. Isto é importante porque, enquanto um dos limites de uma cronozona baseada no estratótipo de uma unidade estratigráfica poderá coincidir com um dos limites de um andar ou subandar, a posição dos limites de uma cronozona baseada na duração total de uma unidade poderá variar. Este caso ocorre se houver diacronismo da unidade, sem haver necessariamente coincidência com os limites do andar ou subandar, ainda que esta tenha sido a intenção.

Se a unidade na qual se baseia uma cronozona não possui estratótipo (como, por exemplo, uma zona de amplitude bioestratigráfica), não será possível definir permanentemente sua duração, já que a duração da unidade de referência pode variar com as informações acerca de amplitude dos taxa diagnósticos. As unidades cronoestratigráficas, como, por exemplo, os andares, não podem subdividir-se convenientemente em cronozonas deste tipo porque, enquanto a duração de um andar se determina mediante seus estratótipos de limite, a duração da cronozona será baseada em uma unidade sem estratótipo, que pode, por isso, variar não só de lugar, como também no mesmo lugar, ao aumentar as informações sobre as características diagnósticas em que se baseia a definição da unidade. As cronozonas sem estratótipos não só estão sujeitas a superposições e lacunas, como também seus limites nem sempre correspondem aos limites do andar a que poderiam corresponder na proposição original. Por esse motivo, é preferível subdividir os andares em subandares, já que é possível a definição mediante estratótipos, e fazer com que estes subandares cubram, de maneira total e precisa, a duração do andar a que pertencem, sem lacunas ou superposições.

- **Distribuição geográfica** Em teoria, a distribuição geográfica de uma cronozona é universal; sua aplicabilidade, porém, restringe-se à área onde é possível identificar aproximadamente sua duração através dos estratos.
- **Nomes** A cronozona toma seu nome da unidade estratigráfica em que se baseia. Por exemplo, cronozona da zona de amplitude do taxon *Bisulcocypris pricei*, cronozona *Ibura* tipo.

## ANDAR E IDADE

- **Definição** O andar é uma unidade cronoestratigráfica de categoria relativamente pequena na hierarquia convencional dos termos cronoestratigráficos formais e representa intervalo de tempo geológico.

relativamente pequeno Seu equivalente geocronológico é a idade que leva o nome do andar correspondente

Considera-se o andar como unidade básica da cronoestratigrafia regional porque se presta em categoria e alcance às necessidades e objetivos práticos da classificação cronoestratigráfica intra regional Além disso é uma das menores unidades da hierarquia cronoestratigráfica possível de ser reconhecida em todo o mundo

Os andares podem ser subdivididos em subandares e agrupados em superandares

- *Limites e estratotipos* Por definição o estratotipo de unidade de um andar deveria ser uma seção individual com afloramentos contínuos em fácies favorável à cronocorrelação que se estendesse desde um estratotipo no seu limite inferior até outro estratotipo no seu limite superior Infelizmente tais tipos de seções individuais são raras Além disso fora sua duração não é possível definir as características de um andar como também as das unidades cronoestratigráficas em geral mediante uma seção individual por mais completa que seja A melhor maneira de se definir um andar é simplesmente por seus estratotipos de limite

Os estratotipos de limite de um andar devem estar situados dentro de sucessões sedimentares contínuas preferivelmente marinhas associados com horizontes guia característicos tais como os limites de biozona que sejam facilmente identificáveis e possam ser seguidos extensamente como horizontes isócronos Em princípio os limites dos andares têm de ser isócronos quando se projetam além dos estratotipos de limite Quando se tenta determinar e estender tais superfícies isócronas é desejável utilizar o maior número possível de critérios de correlação podendo ser recomendado por exemplo recorrer-se não a uma mas a muitas zonas bioestratigráficas interdigitadas A ocorrência de mudanças naturais fundamentais (interrupções naturais) evolução histórica da Terra em determinados níveis dentro de sucessões sedimentares contínuas pode constituir base adequada para o estabelecimento de estratotipos de limite dos andares A seleção dos limites dos andares merece especial cuidado porque estes limites não só definem andares como também unidades cronoestratigráficas de maior categoria tais como séries e sistemas dos quais os andares fazem parte

- *Duração* - Os estratotipos de limite inferior e superior de um andar representam momentos determinados dentro do tempo geológico e o intervalo de tempo entre ambos é a duração do andar Os andares reconhecidos atualmente representam intervalos de tempo variáveis porém em média oscilam de 3 a 10 milhões de anos de acordo com as determinações isotópicas de idade As espessuras dos andares nas seções tipo variam entre poucos a vários milhares de metros Além disso as espessuras variam localmente de acordo com a velocidade de acumulação das rochas e grau de conservação
- *Extensão* Grande número dos andares é reconhecido no mundo inteiro onde estão conservadas rochas dos respectivos intervalos de duração O reconhecimento dos andares fora da região onde foram propostos é mais fácil no caso de sedimentos marinhos e onde estão conservados fósseis planctônicos diagnósticos ou palinomorfos dispersos por correntes ou pelo vento

No caso do Neojurássico Eocretáceo as dificuldades de correlação de sedimentos não marinhos com os marinhos padrões fazem-se sentir mesmo na Europa onde os sedimentos não marinhos são agrupados sob o termo *Wealdeniano* No Brasil sedimentos deste intervalo de tempo são predominantemente continentais Tendo em vista as dificuldades de correlação propõe-se no Brasil a criação dos seguintes andares de cima para baixo e suas possíveis correspondências na coluna padrão mundial (Schaller 1969 Viana et al 1971 apud Petri et al 1986)

Andar Alagoas Neocretáceo

Andar Jiquiá Eocretáceo Neobarremiano

Andar Buracica Eobarremiano

Andar Aratu Hauteriviano Neovalanginiano

Andar Rio da Serra Eovalanginiano Berriasiano

Andar Dom João Portlandiano (Neojurássico)

O Andar Dom João compreende duas zonas de baixo para cima a) Zona de amplitude local de *Bisulcocypris pricei* e b) Zona de amplitude local de troncos de coníferas. Nesses sedimentos há boa correspondência entre a coluna litoestratigráfica e a bioestratigráfica o que não acontece com os andares mais novos.

O Andar Rio da Serra contém três zonas bioestratigráficas diferenciais superiores baseadas em ostracodes e subdivididas em diversas subzonas. O Andar Aratu compreende duas zonas também subdivididas em subzonas o mesmo ocorrendo com o Andar Buracica. O Andar Jiquiá contém uma zona subdividida em três subzonas.

O Andar Alagoas compreende sedimentos não marinhos e marinhos. As linhas de tempo são delimitadas de local para local por intermédio de diferentes zonas bioestratigráficas que envolvem em certos locais ostracodes não marinhos ou amonóides ou ainda foraminíferos planctônicos reflexos de variações faciológicas (Schaller 1969 apud Petri et al. 1986).

- **Nomes** A maioria dos andares tem recebido nomes geográficos. Muitos levam o nome das unidades bioestratigráficas em que se basearam.

#### SUBANDAR E SUPERANDAR

O subandar é uma divisão do andar. Este pode ser indiviso ou só parcialmente dividido em subandares. Mais freqüentemente em lugar de se propor subandares divide-se o andar em dois ou mais andares novos. O equivalente cronológico do subandar deve ser chamado ainda de idade e não de subidade termo que não é mais usado. O subandar é definido por meio de estratótipos de limite. As regras para denominar os subandares são as mesmas dos andares. Vários andares adjacentes podem ser agrupados em superandares.

#### SÉRIE E ÉPOCA

- **Definição** A série é unidade hierarquicamente superior a andar e inferior a sistema. O seu equivalente geocronológico é a época. A série pode não ser subdividida em andares.

Os termos supersérie e subsérie são utilizados muito raramente. A maioria das séries é reconhecida em todo o mundo mas algumas têm aplicação mais restrita.

- **Limites e estratótipos de limite** As séries definem-se por meio de estratótipos de limite. Se uma série tiver sido completamente subdividida em andares seus limites serão o limite inferior do andar mais antigo e o superior do mais jovem. No caso de não ter sido subdividida deve ser definida de maneira independente com seus próprios estratótipos de limite.
- **Duração** A duração das séries aceitas atualmente varia sendo em média de 15 milhões de anos. Se a série foi subdividida integralmente em andares sua duração será a soma das durações dos andares que a compõem.
- **Nome** O nome de uma série nova deve preferivelmente originar-se de um acidente geográfico dos arredores de sua seção ou área tipo. Os nomes de séries já estabelecidos e que não se derivam de acidentes geográficos não devem contudo ser mudados. Em outros casos o nome da série provém de sua posição dentro do sistema por exemplo Série devoniana média Série siluriana superior.

A época correspondente a uma série toma o seu nome salvo para os termos inferior médio e superior que podem ser substituídos por eo (ou antigo) meso e neo (ou tardio) ao se fazer referência à época. Em ambos os casos escrevem-se os termos com letra inicial em maiúscula ao referir-se à unidade formal (por exemplo Devoniano Inferior Eodevoniano) e em letra minúscula quando o termo é informal.

- **Uso errôneo de série** Até recentemente alguns autores aplicaram o termo série de forma incorreta como unidade litoestratigráfica aproximadamente equivalente a grupo.

## SISTEMA E PERÍODO

- **Definição** Sistema é um termo cronoestratigráfico de categoria superior a série e inferior a eratema. Todos os sistemas geralmente aceitos na atualidade possuem duração bastante extensa para constituir unidades mundiais de referência cronoestratigráfica. O equivalente geocronológico do sistema é o período.

Em algumas ocasiões, circunstâncias especiais têm sugerido a necessidade de se usarem os termos subsistema e supersistema.

- **Limites e estratotipos de limite** Como no caso dos andares e das séries, os limites de um sistema se definem por meio de estratotipos de limite. Se o sistema tiver sido dividido em séries ou andares, seu estratotipo de limite inferior é o de sua série ou andar mais antigo e o estratotipo de limite superior é o de sua série ou andar mais jovem.
- Os seguintes fatores contribuem para imprecisões na delimitação dos sistemas: 1) os limites entre sistemas adjacentes muitas vezes estão mal definidos; 2) ambigüidades causadas por lacunas ou superposições só posteriormente reconhecidas nas zonas limítrofes de muitos sistemas; e 3) falta de unanimidade quanto à importância dos parâmetros utilizados na definição dos sistemas e de seus limites.

Um passo fundamental para se precisar a definição de um sistema é o de decidir exatamente que andares e séries devem ser incluídos nele. Os andares e séries que compõem o sistema definem automaticamente os seus limites.

O procedimento para estender geograficamente os limites de um sistema além de sua área tipo é o mesmo que rege a extensão de outros horizontes cronoestratigráficos.

Algumas unidades estratigráficas, em certas partes do mundo distantes da Europa Ocidental, têm sido localmente chamadas de sistemas, ainda que não coincidam com os sistemas de referências e sua magnitude seja algo maior.

## ERATEMA E ERA

Um eratema (do grego *era* e *thema* "depósito de uma era") consiste em vários sistemas adjacentes. O intervalo de tempo geológico correspondente ao eratema é a era e leva o nome do eratema correspondente. Exemplo: eratema paleozóico, era paleozóica ou simplesmente Paleozóico.

Tradicionalmente, as denominações dos eratemata refletem as grandes mudanças ocorridas durante o desenvolvimento da vida sobre a Terra, tais como: Paleozóico (vida antiga), Mesozóico (vida intermediária) e Cenozóico (vida recente).

## EONOTEMA E ÉON

Éon é uma unidade geocronológica maior que uma era. O equivalente cronoestratigráfico é o eonotema. Em geral, são reconhecidos dois éons: 1) Fanerozóico (vida visível aparente) que abrange as eras paleozóica, mesozóica e cenozóica; e 2) Pré-Fanerozóico (pré-Paleozóico) e que foi chamado Éon Criptozóico (vida oculta) ou simplesmente Pré-Cambriano. Frequentes referências a um *infracambriano*, unidade posterior ao Pré-Cambriano mas anterior ao Cambriano, têm complicado mais a situação. A terminologia e a nomenclatura do tempo e das rochas anteriores ao Cambriano ainda não estão resolvidas.

## UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS INFORMAIS

Muitos termos cronoestratigráficos formais e seus equivalentes geocronológicos também são usados informalmente. Por exemplo: cronozona dos dinossauros, idade dos mamíferos, um período de tempo em que se processou determinada sedimentação. A inicial deve ser sempre maiúscula quando os termos forem formais.

enquanto que para os termos informais devem aplicar-se as regras ortográficas dos nomes comuns

O conceito de cronozona informal tem valor especial para expressar o conjunto total de estratos equivalentes em idade a qualquer unidade ou elemento que possua extensão estratigráfica no tempo. As cronozonas informais são úteis em um primeiro esquema provisório para estabelecer unidades bioestratigráficas formais em regiões inexploradas tais como os oceanos. Por exemplo, nos estudos atuais de estratigrafia submarina por meio de sondagens, os esquemas de cronozonas informais de diversas unidades litoestratigráficas, bioestratigráficas, paleomagnéticas e de outros tipos têm forçado as bases necessárias para se chegar finalmente à proposição de uma subdivisão de tais rochas em cronozonas ou andares formais dignos de confiança.

### **Escala Cronoestratigráfica (Geocronológica) Universal de Referência**

- **Conceito** Como já foi mencionado, um dos objetivos primordiais da classificação cronoeestratigráfica é estabelecer uma hierarquia de unidades cronoeestratigráficas de extensão universal que sirva como escala de referência para determinar a idade de todas as rochas em todas as partes e para fixar sua relação com a história geológica do mundo.

Teoricamente, todas as unidades da hierarquia cronoeestratigráfica de referência possuem extensão universal relacionada com suas correspondentes durações. No momento, contudo, só as unidades de categoria mais alta se prestam à aplicação universal. A extensão geográfica efetiva das unidades cronoeestratigráficas diminui à medida que as unidades descem de categoria, tendo em vista as limitações de poder de resolução da cronocorrelação a distâncias cada vez maiores dos estratótipos. Por isso, os sistemas geralmente são reconhecidos em todo o mundo, o mesmo ocorrendo com as séries; porém, de modo geral, as unidades de categoria inferior só têm aplicação local ou regional, se bem que se espere poderem elas ser reconhecidas em escala global.

### **Regras e Procedimentos para o Estabelecimento de Unidades Cronoestratigráficas**

#### **ESTRATÓTIPOS COMO PADRÕES DE REFERÊNCIA**

Toda unidade cronoeestratigráfica, qualquer que seja sua posição hierárquica, deve possuir uma definição de referência clara, constante e precisa, que tenha sempre o mesmo significado para todas as seções e em todos os sítios. A parte essencial de tal definição é a duração representada pela unidade descrita. Como o único registro do transcorrer do tempo geológico e dos eventos da história geológica se encontra nos estratos, a melhor referência para definir uma unidade cronoeestratigráfica é o intervalo estratigráfico concretamente designado como estratótipo de unidade, situado entre dois crono-horizontes designados.

#### **ESTRATÓTIPOS DE UNIDADE**

Idealmente, o estratótipo de unidade de uma unidade cronoeestratigráfica deve ser uma seção designada razoavelmente contínua através de toda a unidade em sua área tipo, na qual se encontram particularmente bem expostos seus limites superior e inferior (estratótipos de limite) e que defina desta maneira a característica essencial da unidade, sua duração. O estratótipo de unidade ideal de uma unidade cronoeestratigráfica seria o total de todas as seções possíveis através da unidade com referências aos caracteres físicos internos (litologia, conteúdo fossilífero, etc.) e que representassem todos as fácies presentes. Esses caracteres físicos internos de uma unidade cronoeestratigráfica, se bem que não sejam diagnósticos da referida unidade, são sumamente importantes porque facilitam sua correlação, sua extensão e identificação em outras áreas. Não obstante, esses caracteres não representam papel algum na definição da amplitude geocronológica essencial da unidade, a qual depende exclusivamente da posição dos estratótipos de limite.

Nas seções que se utilizam como estratótipos de unidade é desejável que haja o menor número possível de lacunas (intervalos encobertos, diastemas, acunhamentos ou truncamentos estruturais, etc.). Ainda quando estas interrupções internas não afetam a definição da duração da unidade, podem tornar mais difícil sua aplicação em outras áreas. A designação de seções de referência (hipoestratótipos) em um número de áreas geográficas diferentes

amplia o conceito da unidade e ajuda a estendê-la para além da área-tipo

## ESTRATÓTIPOS DE LIMITE

Os estratótipos de limite superior e inferior de uma unidade cronoestratigráfica são os que melhor definem sua duração que é seu caráter diagnóstico. Não é imprescindível que ambos os estratótipos de limite formem parte de uma mesma seção designada como estratótipo de-unidade nem que estejam na mesma localidade.

Não obstante, é necessária a seleção de ambos em sucessões de sedimentação inicialmente contínuas, ainda que caiam dentro de camadas individuais, já que os pontos de referência para esses limites representam crono-horizontes tão precisos quanto possível. O limite menos desejável é uma discordância, não só porque não representa um ponto concreto no tempo, como também porque tende a variar de idade lateralmente.

Em áreas onde existem estratos que cobrem uma discordância angular regional de importância (por exemplo, sedimentos mesozóicos transgressivos sobre uma superfície erosiva do Pré-Cambriano) tem sido geralmente seguida a prática de fazer coincidir o estratótipo de limite inferior da unidade sobrejacente com o ponto de interseção entre a discordância e a base das camadas mais antigas que se conhecem sobrejacentes à discordância. Desta maneira, a superfície da discordância converte-se em um limite físico conveniente da unidade na área, no que se refere à sua base. Se em outra localidade se encontrassem estratos adicionais por baixo desse horizonte, ainda que por cima da discordância, eles deveriam ser incluídos em uma unidade cronoestratigráfica diferente, mais antiga.

Os estratótipos de limite das unidades cronoestratigráficas devem corresponder a camadas guia ou a níveis próximos das mesmas para permitir uma cronocorrelação a grandes distâncias. Geralmente são escolhidos de modo a coincidir com o limite de alguma unidade bioestratigráfica ou litoestratigráfica. Entre os estratótipos de limite de unidades cronoestratigráficas podem ser assinalados: os horizontes bioestratigráficos de sucessões marinhas com abundantes fósseis planctônicos; os horizontes cuja idade possa ser determinada com precisão mediante datações radiométricas; e os níveis de inversão magnética.

## VANTAGENS DA DEFINIÇÃO DE UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS MEDIANTE ESTRATÓTIPOS DE LIMITE COMUNS

A situação ideal é que as unidades cronoestratigráficas sejam definidas por meio de estratótipos convenientemente estabelecidos, de tal maneira que as unidades de cada categoria hierárquica ocupem integralmente e sem superposições a unidade correspondente de categoria imediatamente superior. Desta maneira, cada categoria consistiria em um só conjunto de unidades que, no total, incluiria todos os estratos que ocupam o intervalo de tempo correspondente à unidade de categoria imediatamente superior. Isto seria fácil de se conseguir se a sucessão integral de estratos que representa a totalidade do tempo geológico estivesse completamente exposta em uma só seção, ou se os métodos de cronocorrelação fossem sempre tão efetivos que o horizonte que marca o topo de uma unidade em sua localidade de tipo pudesse ser identificado com certeza como a base da unidade sucessiva, cuja localidade de tipo poderia estar em outro sítio. Como na prática não existe nenhuma dessas condições, surgem sérios problemas.

Por exemplo, um andar pode ter sua localidade-tipo em uma área e os andares imediatamente sobre e subjacentes ter suas localidades-tipo em outras áreas. Neste caso, coloca-se o problema sobre o grau de segurança com que o limite superior do estratótipo de unidade de um andar corresponda exatamente com o limite inferior do estratótipo de unidade do andar imediatamente superior. A cronocorrelação do limite entre dois andares sucessivos da área-tipo de um à do outro não é tão precisa que possa ser descartado o perigo de lacunas ou superposições. Por estas razões, é preferível eleger um só estratótipo de limite comum, que seria ao mesmo tempo topo de um andar e base de outro mais jovem. Este procedimento garante que ambos os limites-tipo sejam idênticos, eliminando a necessidade de se tentarem correlações difíceis entre áreas distantes, permitindo ao mesmo tempo que os afloramentos-tipo de ambas as sucessões adjacentes sejam os de suas respectivas áreas-tipo. Também autoriza utilizar estratótipos de unidade completos para aquelas unidades cujos estratótipos de limite se encontram em sucessão na mesma área-tipo.

Os estratotipos de limite entre andares poderiam ser selecionados de tal forma que alguns poderiam servir também como estratotipos de-limite entre unidades maiores (séries sistemas etc ) Deste modo, o procedimento presta se facilmente a um esquema hierárquico completo de divisões cronoestratigráficas sem lacunas nem superposições

### **Meios de Estender as Unidades Cronoestratigráficas (Correlação no Tempo)**

Só depois de se terem estabelecido os limites tipo (estratotipos de limite) de uma unidade cronoestratigráfica estes limites podem ser estendidos geograficamente além da seção tipo Por definição os limites de uma unidade cronoestratigráfica são superfícies isócronas (crono horizonte) de tal maneira que a unidade inclui em todas as partes, rochas da mesma idade Na prática os limites são isócronos até onde for comprovável com o poder de resolução dos métodos de cronocorrelação atuais Como regra geral a precisão com que é possível se aproximar de um isocronismo ideal decresce à medida que se afasta dos locais em que os limites cronoestratigráficos estão bem estabelecidos Conseqüentemente deve se utilizar em cronocorrelação todas as fontes possíveis de informação: a distribuição de fósseis de muitos tipos a continuidade e sucessão das camadas a litologia as determinações isotópicas de idade; os horizontes guia de registros elétricos as discordâncias; as transgressões e regressões a atividade vulcânica os episódios tectônicos a paleoclimatologia o caráter paleomagnético refletores sísmicos etc Não obstante os limites isócronos das unidades cronoestratigráficas são independentes de todos os outros tipos de limites estratigráficos para determinar a posição estratigráfica salvo no caso de guias locais

### **RELAÇÕES FÍSICAS MUTUAS DOS ESTRATOS**

O indício mais simples e óbvio da idade relativa ou posição cronoestratigráfica dos estratos encontra se em suas relações físicas mutuas A clássica lei da superposição dos estratos estabelece que em uma sucessão não perturbada de estratos sedimentares os estratos superiores são mais jovens que aqueles sobre os quais repousam

A ordem de superposição dos estratos proporciona as indicações mais inequívocas das relações de idades relativas Torna se necessário recordar que todos os demais métodos de determinação de idade tanto relativa como absoluta de início basearam se direta ou indiretamente na sucessão física observada dos estratos para verificar e controlar sua validade Em uma distância suficientemente limitada o melhor índice de isocronismo é frequentemente a continuidade de um plano de estratificação

Surgem dificuldades contudo quando os estratos estão muito deformados ou cavalgados quando uma rocha ígnea mais jovem penetrou numa sucessão de estratos mais antigos quando uma rocha sedimentar relativamente plástica como argilito sal ou gesso se injeta diapiricamente através de estratos mais jovens ou flui por cima deles e quiçá o mais importante quando se interrompe a continuidade dos afloramentos por causa de variações laterais superposições discordâncias falhas intrusões etc Ainda nessas situações difíceis a correlação baseada no caráter físico e a sucessão estratigráfica constituem quase sempre uma ajuda na determinação da idade relativa

### **LITOLOGIA**

Inicialmente muitos dos sistemas e suas subdivisões eram primariamente divisões litoestratigráficas cujos atributos litológicos distintivos se supunham caracterizar em todos os lugares rochas geradas em determinados intervalos de tempo geológico No entanto logo se reconheceu que por via de regra o caráter litológico depende mais do ambiente sedimentar do que da idade que os limites de todas as unidades litoestratigráficas podem cruzar as superfícies isócronas e que os caracteres litológicos podem ocasionalmente repetir se na sucessão estratigráfica Ainda assim uma unidade litoestratigráfica por exemplo uma formação pode ter algum significado cronoestratigráfico e ser útil como guia aproximado para determinar a posição cronoestratigráfica Camadas individuais de calcário ou de fosfato bentonitas camadas de cinzas vulcânicas ou diatomitos por exemplo podem constituir se em excelentes guias de cronocorrelação aproximada ao longo de áreas de grande extensão Os atributos litológicos gerais característicos e extensamente distribuídos também têm importância para determinar a posição cronoestratigráfica

## PALEONTOLOGIA

Por seu caráter extremamente distintivo os fósseis são um dos melhores e mais utilizados meios para estender e correlacionar as camadas e desta forma determinar sua idade relativa. Além disso a variação progressiva e relativamente ordenada dos fósseis no transcorrer do tempo como resultado da evolução biológica proporciona uma chave independente e muito efetiva da idade e posição relativa dos estratos em todo o mundo. Na realidade os fósseis têm se constituído no melhor meio de determinação de idades relativas em todo o mundo e têm permitido estabelecer cronocorrelações aproximadas a grandes distâncias na parte mais jovem da coluna geológica da Terra por causa do desenvolvimento da evolução orgânica e da sua característica de irreversibilidade em relação ao tempo geológico. O estabelecimento de uma escala cronoestratigráfica mundial para os estratos do Fanerozóico só foi possível graças a existência dos fósseis.

Ainda que correlação bioestratigráfica não equivalha necessariamente à cronocorrelação aquela tem sido e continua sendo um dos métodos mais úteis para se chegar a esta sempre que se use discernimento e bom senso. Constantemente estão se aperfeiçoando os métodos bioestratigráficos que se tornam cada vez mais efetivos. Dois intervalos fossilíferos de localidades muito distantes entre si podem apresentar grandes diferenças de conteúdo fossilífero geral graças à mudança de fácies. No entanto uma análise paleontológica mais pormenorizada é capaz de demonstrar que são correlacionadas. Pode se também provar ao contrário que duas associações fósseis superficialmente similares são na realidade de idades muito diferentes.

Apesar de não existir uma biozona cujo limite inferior ou superior seja da mesma idade em todas as partes o uso de várias biozonas entrelaçadas que se interdigitam e se substituem lateralmente pode proporcionar amiude uma indicação da posição isócrona aproximada com grau razoável de certeza. Tal sistema de biozonas entrelaçadas pode ser particularmente útil na determinação da gradação lateral de grande escala entre ambientes deposicionais. Serve de exemplo o emprego na correlação de depósitos continentais e marinhos da mudança progressiva composicional no sentido do continente para o oceano de animais e plantas terrestres pólenes organismos bentônicos marinhos e organismos planctônicos e nectônicos marinhos. Outro exemplo é o uso de zonas sobrepostas de animais e plantas na correlação de ambientes que gradam de tropicais a polares.

Outra chave paleontológica efetiva na cronocorrelação de longo alcance é a reconstrução de seqüências evolutivas de formas fósseis e o uso de zonas de linhagem entrelaçadas para este propósito foram desenvolvidas numerosas técnicas estatísticas.

Certos grupos de organismos estão razoavelmente conhecidos no que diz respeito aos seus estágios evolutivos. Pode se neste caso avaliar a idade geológica de associações fossilíferas quando estes grupos estão representados mesmo em afloramento isolados independentemente da existência de espessuras contínuas de sedimentos fossilíferos que permitem o estabelecimento de zoneamento bioestratigráfico. O termo Unidade Geobiótica foi formalizado por Simpson (1971 apud Barberena et al. 1985 apud Petri et al. 1986) para este tipo de ocorrência fossilífera.

Os problemas a serem enfrentados na cronocorrelação paleontológica só são devidamente apreciados quando se toma consciência da grande diversidade ecológica que existe hoje na Terra com sua grande variação local lateral de formas viventes. Se a isto se somarem as complexidades introduzidas pelas flutuações paleoambientais a deriva continental as mudanças diagenéticas dos estratos o metamorfismo as contingências que se atravessam no caminho da preservação dos fósseis o tempo requerido para a migração o acaso na coleta e outros fatores pode se perceber que embora de grande valor a cronocorrelação paleontológica de longo alcance também sofre limitações. Além disso as rochas do Pré Cambriano que constituem grande parte da crosta terrestre e correspondem a cerca de 85% do tempo geológico em geral carecem de fósseis utilizáveis. Mesmo no Fanerozóico nem todos os estratos contém fósseis e estes mesmo quando presentes só indicam idades relativas nunca idades absolutas.

## DETERMINAÇÕES ISOTÓPICAS DE IDADE

Os métodos de determinação isotópica de idade proporcionam outra valiosa chave em cronoestratigrafia. Baseiam se na desintegração radioativa de certos isótopos a uma velocidade que sendo conhecida com razoável precisão presta se à medição do tempo geológico. Os métodos de uso mais frequentes (U Pb Sm Nd Rb Sr K-Ar)

proporcionam dados muito preciosos com erros analíticos da ordem de 1% a 3% em condições ideais

Em condições favoráveis a determinação isotópica da idade não só permite o estabelecimento das idades relativas dos estratos como também é o único método capaz de proporcionar idades expressas em anos ou milhões de anos. Este método tem possibilitado a obtenção de informações sobre duração do tempo geológico indicando que a idade das rochas mais antigas que se conhecem na crosta terrestre atinge cerca de 3 800 milhões de anos. A determinação isotópica de idade oferece além disso boa perspectiva de estabelecer até certo ponto as idades e as relações cronológicas da grande massa de estratos do Pré Cambriano nos quais os fósseis são menos efetivos e as complicações estruturais e o metamorfismo frequentemente dificultam a observação direta da sucessão original dos estratos. Também nas rochas do Fanerozóico as determinações isotópicas proporcionam dados úteis de idades e duração em anos ao mesmo tempo que permitem comprovação das idades relativas determinadas por outros métodos. Em algumas circunstâncias as determinações isotópicas de idade de corpos de rochas ígneas extrusivas ou intrusivas podem proporcionar a melhor e talvez a única base para determinação de idades e para o estabelecimento da classificação cronoestratigráfica de certas sucessões sedimentares associadas a corpos ígneos.

O emprego de diferentes constantes de desintegração pode originar discrepâncias nos resultados das determinações de idade. Isto ocorre especialmente no caso do método Rb Sr no qual a diferença entre os valores usados comumente é de aproximadamente 6%. Para estabelecer comparações geocronológicas, é importante portanto o emprego de conjuntos uniformes de constantes de desintegração na determinação de idades e mencioná-las claramente nas publicações.

Os métodos isotópicos se aplicam tanto a amostras de uma rocha como a minerais separados da mesma muito embora os resultados possam apresentar discrepâncias que necessitarão interpretações.

Os erros nas medições físicas são pequenos e controláveis porém o significado geocronológico dos dados isotópicos depende de uma variedade de dados geológicos e em geral o uso desses métodos em cronoestratigrafia requer interpretações geológicas. Os diversos sistemas de isótopos em diferentes amostras de rochas e minerais podem refletir determinadas respostas a variações de pressão temperatura ou outras condições a que estiveram submetidos. É possível portanto que se deva decidir se a idade é a de um intervalo de tempo de metamorfismo ou outra alteração posterior e não a verdadeira idade de formação dos estratos. De maneira parecida os minerais detríticos procedentes de rochas mais antigas podem conduzir a conclusões errôneas com respeito à idade original de um estrato. Finalmente uma limitação importante no emprego desse método é que nem todos os tipos de rochas se prestam à análise isotópica para determinar as idades. De modo a permitir análise mais acurada de dados geocronológicos eles deverão estar sempre acompanhados das estimativas de erro analítico.

A utilização de métodos isotópicos tem permitido a abordagem de diversos problemas estratigráficos em regiões de rochas sedimentares. A datação de rochas vulcânicas intercaladas com sedimentos é outro método de grande importância na cronoestratigrafia.

Para eventos mais recentes do Quaternário são utilizados os métodos do  $^{14}\text{C}$  termoluminescência e ressonância de spin eletrônico. Estes métodos permitem datar uma variedade de materiais entre os quais madeira carvão ossos cerâmica calcário quartzo etc. Entretanto seu limite máximo raramente ultrapassa a casa dos 100 000 anos.

## INVERSÕES GEOMAGNÉTICAS

O fenômeno da inversão periódica do campo magnético da Terra tem importante aplicação em cronoestratigrafia particularmente em estratos do Cenozóico e do Mesozóico Superior para os quais se está desenvolvendo atualmente uma escala magnética de tempo. Este método tem sido especialmente útil no Terciário Superior e no Quaternário nos quais se conseguiu uma classificação cronoestratigráfica mais precisa que a oferecida pelo poder resolutivo da evolução biológica. Além disso está desempenhando importante papel na determinação da cronoestratigrafia das regiões oceânicas.

## MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS

As mudanças paleoclimáticas deixam vestígios no registro geológico sob a forma de depósitos glaciais evaporitos camadas vermelhas depósitos de carvão mudanças paleontológicas e de outros tipos. Como parece que muitas mudanças climáticas têm sido regionais ou mundiais seus efeitos sobre as rochas proporcionam

informações de grande valor na cronocorrelação. Contudo, o alcance desses efeitos complica-se pelas variações normais do clima devido à latitude, elevação, vinculação oceânica, movimentos de placas e outros fatores.

As flutuações das glaciações quaternárias nas regiões de altas latitudes seriam correlacionáveis a flutuações de climas secos e chuvosos nas de baixas latitudes, havendo variações nessa correspondência em regiões subtropicais e tropicais.

## PALEOGEOGRAFIA E MUDANÇAS EUSTÁTICAS DO NÍVEL DO MAR

A alternância de transgressões e regressões marinhas e as conseqüentes discordâncias resultantes têm tradicionalmente fornecido as bases para a divisão regional e local das sucessões estratigráficas. Tanto os movimentos epirogenéticos das massas terrestres como a elevação e o abaixamento eustáticos do nível do mar parecem ter-se caracterizado universalmente por comportamento positivo ou negativo dos continentes em relação ao nível do mar, marcando certos intervalos de tempo. Se o nível do mar subir ou descer periodicamente no transcorrer do tempo geológico, as evidências desse eustatismo apareceriam nas rochas, evidências estas que constituiriam excelente base para estabelecer um referencial cronoestratigráfico "natural" de alcance mundial. Os movimentos verticais localizados da crosta terrestre podem, contudo, ter sido grandes e geograficamente tão variáveis que o registro das mudanças eustáticas do nível do mar nas rochas nem sempre é fácil de se interpretar localmente.

## TECTÔNICA

Um conceito clássico de geologia histórica é que eventos tectônicos globais periódicos ocasionariam linhas divisórias *naturais* de alcance mundial, as quais seriam identificáveis nos estratos graças a seus efeitos sobre a sedimentação, erosão, magmatismo e deformação das rochas. Efetivamente, isto tem sido comprovado em certas regiões. Tem sido possível, igualmente, o reconhecimento, até certo ponto, de tempos de perturbação geral da crosta terrestre em todo o mundo. Isto se reflete no uso de termos como Orogênese Caledoniana, Herciniana, Nevadiana, Laramide, Alpina, etc. Dados provenientes da determinação das idades oferecem também considerável apoio para sustentar a existência de intervalos de tempo extensos e cíclicos de magmatismo e metamorfismo da crosta terrestre. Tem-se tentado, no Pré-Cambriano, uma classificação cronoestratigráfica baseada em eventos tectônicos mundiais. Contudo, a grande duração de muitos eventos, seu caráter local, seu freqüente caráter migratório de região para região, falta de coincidência com os limites das séries ou dos sistemas clássicos e a dificuldade de identificá-las com precisão fazem com que os critérios tectônicos apresentem problemas para o estabelecimento de unidades cronoestratigráficas mundiais.

Para o caso do Pré-Cambriano, os critérios tectônicos têm sido usados por falta de outros mais adequados.

## DISCORDÂNCIAS

Inicialmente, muitos dos sistemas geológicos foram definidos como conjuntos de rochas encontradas entre determinadas discordâncias importantes, pois pareciam marcar interrupções naturais da litologia, paleontologia e outras características das rochas. Contudo, a superfície de uma discordância varia de idade de um local a outro e nunca pode ter extensão universal. Além disso, freqüentemente, uma discordância é o produto de movimentos epirogenéticos muito lentos que se desenvolvem durante grandes intervalos do tempo geológico. As discordâncias, portanto, apesar de serem freqüentemente guias úteis para situar aproximadamente os limites cronoestratigráficos, por si só não podem cumprir os requisitos de limites isócronos. Ainda que as superfícies de discordância não sejam isócronas e continuamente cruzem horizontes de tempo, evidentemente, as principais discordâncias têm significado geocronológico muito importante, se bem que pouco preciso. De igual modo, as unidades limitadas por discordâncias, os *sistemas*, constituem um tipo de unidade estratigráfica que, *sem ser cronoestratigráfica*, tem considerável significado em cronoestratigrafia.

## OUTROS CRITÉRIOS

Há muitas outras fontes de informações que em determinadas circunstâncias podem servir de critérios de cronocorrelação e de índices de posição cronoestratigráfica. Por exemplo, certos esqueletos de invertebrados

exibem anéis diários e anuais de crescimento. Contando-se o número de anéis diários contidos em um anel anual pode-se estimar o número de dias que perfaziam o ano durante seu tempo de vida. Poder-se-ia então ter idéia de quantos anos atrás esses animais viveram com base na taxa de diminuição do movimento de rotação da Terra em consequência do freio das marés (Eicher 1968 apud Petri et al 1986).

Várias características geofísicas, geoquímicas e mineralógicas dos estratos são significativas como meios de cronocorrelação aproximada por distâncias consideráveis. Os conjuntos de minerais detríticos pesados podem ter valor para a cronocorrelação e para a determinação da idade relativa de suas origens. Os varves e as bandas ligadas às estações presentes nos sedimentos indicam a idade e a duração de certos intervalos estratigráficos. As prováveis velocidades de sedimentação assinalam o tempo necessário para a formação das sucessões sedimentares. As seções sísmicas e os perfis elétricos e nucleares em sondagens proporcionam meios muito úteis de cronocorrelação e informações detalhadas sobre posições cronoestratigráficas relativas. Vários métodos isotópicos especiais não mencionados anteriormente têm sido desenvolvidos para determinar as idades de sedimentos muito jovens. Também tem-se tentado vários métodos de determinação de idade utilizando-se da termoluminescência das auréolas pleocrônicas etc.

Muitos desses métodos de cronocorrelação em que pese seus limitados graus de precisão são de utilidade para decifrar as relações geocronológicas dos estratos em circunstâncias apropriadas. Alguns são mais utilizados que outros, porém nenhum deve ser descartado. Mesmo com o auxílio de todas as cronocorrelações das unidades estratigráficas além de suas áreas tipo nunca alcançam o grau de precisão ideal.

### **Denominação das Unidades Cronoestratigráficas**

Uma unidade cronoestratigráfica formal deve possuir denominação binominal, um termo relacionado à sua posição hierárquica na cronoestratigrafia mais o nome próprio, com as iniciais de ambos escritos em maiúscula, como por exemplo Sistema Cretáceo. O equivalente geocronológico de uma unidade cronoestratigráfica formal deve constar do termo geocronológico correspondente combinado com o mesmo nome próprio, por exemplo Período Cretáceo. Pode-se usar só o nome de uma unidade cronoestratigráfica quando não houver perigo de confusão.

As regras para a denominação de tipos ou categorias individuais de unidades cronoestratigráficas já foram aqui abordadas, sendo que a nomenclatura cronoestratigráfica obedece às mesmas regras gerais da nomenclatura estratigráfica.

### **Revisão das Unidades Cronoestratigráficas**

Grande parte da confusão em torno do significado de determinadas unidades cronoestratigráficas tem surgido por causa de definições inadequadas quando de sua proposição. Para aumentar sua utilidade recomenda-se enfaticamente a revisão das definições originais inadequadas, hoje de uso corrente, para enquadrá-las nos procedimentos aqui recomendados.

### **Relação entre Unidades Lito, Bio, Cronoestratigráficas e outras Classes de Unidades Estratigráficas**

Os diferentes tipos de classificação estratigráfica guardam estreita relação entre si, já que todas tratam do estudo das rochas como estratos, da descrição da parte estratificada tal como existe hoje e da interpretação da história da Terra com base no estudo de seus estratos. Cada classe, contudo, refere-se a uma prioridade ou atributo diferente dos estratos e de um aspecto diferente da história da Terra. A importância relativa das diferentes categorias de classificação estratigráfica varia com as circunstâncias. Cada uma delas é importante para alcançar determinados objetivos.

As unidades litoestratigráficas baseiam-se principalmente no caráter litológico das rochas, tanto sedimentares como ígneas e metamórficas. Em certos casos os fósseis contidos nas unidades litoestratigráficas podem servir

como elementos importantes de identificação para o reconhecimento dessas unidades não pelo significado geocronológico que os fósseis possam ter mas por suas características litológicas (físicas) diagnósticas. Como exemplo podem se mencionar as coquinas, os recifes de algas, os radiolaritos, as camadas de ostracodes e as camadas de carvão. Visto que uma unidade litoestratigráfica se formou durante determinado intervalo de tempo geológico, ela tem não só um significado litológico como também cronoestratigráfico. Contudo, o conceito de tempo propriamente dito desempenha papel muito limitado na definição ou identificação das unidades litoestratigráficas e de seus limites. Como regra geral, o caráter litológico dessas unidades está mais fortemente condicionado aos seus ambientes geradores que ao intervalo de tempo durante o qual elas se formaram. Tipos quase idênticos de rochas se repetem vez ou outra na sucessão estratigráfica e os limites das unidades litoestratigráficas podem cruzar os crono horizontes.

As unidades bioestratigráficas baseiam-se no conteúdo fóssilífero. A seleção e o estabelecimento dessas unidades bioestratigráficas não se fundamentam na composição litológica dos estratos, embora a presença ou ausência de fósseis e os tipos de fósseis presentes possam estar relacionados com o tipo e fácies das rochas que os contêm.

As unidades litoestratigráficas são unidades estratigráficas fundamentalmente diferentes das bioestratigráficas já que estão baseadas em diferentes critérios distintivos para sua caracterização. Os limites dessas duas classes de unidades podem coincidir localmente, porém, em geral, se encontram a diferentes níveis estratigráficos ou se cruzam. As unidades lito e bioestratigráficas também diferem sob outro aspecto, enquanto todas as sucessões de rochas sejam elas sedimentares, ígneas ou metamórficas, podem subdividir-se em unidades litoestratigráficas, obviamente só é possível estabelecer unidades bioestratigráficas em rochas fóssilíferas.

Tanto as unidades lito como as bioestratigráficas podem refletir com bastante fidelidade o ambiente sedimentar em que se formaram, porém as unidades bioestratigráficas refletem melhor o ambiente e permitem também, em geral, determinar melhor a idade geológica das rochas. Além disso, as unidades bioestratigráficas são menos repetitivas por se basearem grandemente nas mudanças evolutivas dos seres vivos.

A lito e bioestratigrafia não só propiciam os primeiros importantes passos para o conhecimento da estratigrafia de determinada região, como também constituem, por si só, disciplinas estratigráficas importantes e permanentes. Em muitas áreas, são o método fundamental, se não o único, para se chegar a uma classificação estratigráfica. As unidades lito e bioestratigráficas são objetivas, indispensáveis e essenciais para a descrição da constituição e da geometria dos estratos da crosta e do desenvolvimento da vida e dos paleoambientes.

Em contraste com as unidades lito e bioestratigráficas, que são relativamente objetivas, ligadas à existência de determinadas rochas ou determinados fósseis, as unidades cronoestratigráficas se definem como unidades constituídas por rochas formadas durante determinados intervalos de tempo da História da Terra, sem levar em consideração a natureza das rochas que as constituem. Por definição, essas unidades incluem, em toda parte, só as rochas de uma mesma determinada idade e seus limites são sempre isócronos. Enquanto as unidades lito e bioestratigráficas se estabelecem e se distinguem principalmente por suas características físicas observáveis, as unidades cronoestratigráficas se identificam na base do tempo de sua formação, com caráter mais interpretativo. Tanto as unidades lito como bioestratigráficas prestam ajuda valiosa para o estabelecimento de uma classificação cronoestratigráfica. Tendo em vista a extensa distribuição dos restos fósseis em rochas de origem sedimentar e a irreversibilidade da evolução biológica, os fósseis sempre foram os elementos mais importantes para determinar as idades e estabelecer a cronocorrelação das rochas sedimentares do Fanerozóico. Frequentemente, as unidades bioestratigráficas se aproximam das unidades cronoestratigráficas e, na prática, estas duas classes de unidades podem corresponder-se estreitamente. Não obstante, mesmo quando a correlação bioestratigráfica se aproxima da cronocorrelação, as unidades bioestratigráficas são fundamentalmente distintas das cronoestratigráficas. Pode acontecer de os limites de uma zona bioestratigráfica não corresponderem aos horizontes de tempo por múltiplas razões: entre as principais, podem ser citadas as mudanças de fácies sedimentares, as variações das condições de fossilização e conservação dos fósseis, o caráter fortuito do achado fóssilífero, o tempo necessário para a migração das formas e as diferenças geográficas no desenvolvimento do processo evolutivo.

Entre os sedimentos são frequentes aqueles com escassos restos fósseis ou inteiramente estéreis. Apesar disso, tem sido imensa a contribuição da bioestratigrafia à cronoestratigrafia e é possível resolver muitas das dificuldades com que se defrontam os pesquisadores quando se utilizam das unidades bioestratigráficas para se chegar às

idades geológicas ao fazerem uso de várias biozonas e bio horizontes lateralmente inte relacionados

As unidades e os horizontes litoestratigráficos também podem servir de excelentes guias para uma cronocorrelação aproximada através de distâncias relativamente grandes. No entanto, do mesmo modo que as unidades bioestratigráficas, as litoestratigráficas não correspondem a unidades cronoestratigráficas, pois não são normalmente limitadas por superfícies isócronas.

Uma classificação cronoestratigráfica que se utiliza de informações provenientes de todos os outros tipos de classificação estratigráfica constitui a meta final da Estratigrafia. As unidades cronoestratigráficas, como divisões da sucessão estratigráfica baseadas no tempo geológico, são, em princípio, de aplicação universal e proporcionam as bases e o arcabouço sistemático para decifrar a história geológica da Terra. As unidades cronoestratigráficas são, além disso, de grande importância para o estabelecimento de uma base para a comunicação e o entendimento internacional.

As três classes de unidades estratigráficas previamente mencionadas e seus correspondentes campos de investigação talvez sejam as unidades mais antigas e de uso mais frequente. Existem, sem dúvida, outros muitos e fecundos campos de pesquisa estratigráfica que, em circunstâncias apropriadas e para determinados objetivos, podem ser úteis. Como exemplo, podem ser mencionados o reconhecimento de unidades ou horizontes estratigráficos baseado no caráter dos registros elétricos, das inversões magnéticas das rochas, das propriedades sísmicas, das mudanças químicas ou de qualquer outro caráter ou propriedade dos estratos. É impraticável empregar todos os métodos estratigráficos possíveis ou todas as classes de unidades estratigráficas disponíveis, porém os conceitos estratigráficos devem ser suficientemente flexíveis para permitir sua aplicação sempre que necessário.

## **Regras Gerais para o Estabelecimento e Redefinição de Unidades Estratigráficas**

### **Publicação**

O estabelecimento de uma unidade estratigráfica formal requer que uma proposta, com adequada descrição da unidade, seja publicada em periódico ou livro conceituado cientificamente.

Entende-se por periódico ou livro conceituado cientificamente aqueles que têm como principal finalidade a divulgação científica e sua disponibilidade se dê mediante doação ou venda. Publicação não seriada também atende a este requisito desde que seja de ampla divulgação.

Nomes propostos em meios informais ou restritos (tais como cartas, relatórios internos de companhias não disponíveis para o público, endereços não publicados, teses e dissertações e jornais comuns) não formalizam uma unidade estratigráfica. Igualmente, a publicação de novos nomes estratigráficos em resumos publicados e distribuídos previamente a relatórios completos comumente não significa seu estabelecimento ou formalização. Isto porque a concisão dos resumos não permite adequada descrição. Finalmente, a menção ocasional ou referência informal de um nome estratigráfico não estabelece uma unidade estratigráfica nem deve ser usada em uma tabela, seção colunar, mapa ou seção geológica.

### **Prioridade**

A prioridade ou precedência na data de divulgação de uma unidade estratigráfica corretamente proposta, denominada e definida, deve ser respeitada. Contudo, fatores tais como utilidade da unidade, descrição adequada, ausência de ambiguidade e conveniência para extensa aplicação sempre seriam fatores críticos para a manutenção da designação prioritária. A regra de prioridade não justifica, sozinha, o abandono de um nome bem estabelecido por outro pouco conhecido ou ocasionalmente usado, nem a preservação de um nome precedente inadequadamente estabelecido.

### **Sinonímia**

Antes de propor o estabelecimento de uma nova unidade estratigráfica, os autores devem recorrer a registros de nomes estratigráficos para verificar se um determinado nome já foi usado.

A revisão ou redefinição de uma unidade estratigráfica previamente estabelecida sem mudança de nome requer justificativas e as mesmas informações e procedimentos necessários para o estabelecimento de uma nova unidade. Pode-se justificar uma redefinição a fim de tornar uma unidade estratigráfica mais útil ou fácil de ser reconhecida, mapeada ou estendida em sua área de ocorrência. A redefinição pode-se tornar procedente motivada por mudanças taxonômicas do conteúdo fossilífero de uma unidade bioestratigráfica ou por causa de erros significativos e demonstráveis na definição existente. Nomes de longa permanência e uso comum podem ser preservados legitimamente se foram definidos adequadamente, ainda que sua nomenclatura não esteja de acordo com a de uso corrente.

### **Subdivisão**

Quando uma unidade é subdividida em duas ou mais unidades, o nome original não deve ser empregado em nenhuma destas partes. A retenção do nome antigo para uma das subdivisões, além de causar confusão, também impede sua utilização para denominação de unidades de maior categoria.

### **Mudança de Categoria**

A mudança na categoria de uma unidade estratigráfica não implica redefinição dos seus limites ou do seu próprio nome. Assim, um andar pode ser elevado à categoria de série ou reduzido a subandar, e uma formação pode ser elevada a grupo ou reduzida a membro, sem mudar seu nome.

A categoria de qualquer unidade estratigráfica pode ser mudada somente por motivos substanciais ou cuidadosas considerações.

### **Redução do Número de Nomes por Correlação**

Quando a identidade de duas unidades estratigráficas pertencentes a uma mesma unidade geotectônica tiver sido estabelecida através de correlação e/ou rastreamento estratigráfico, o nome da unidade estabelecido antes deve substituir o da outra, mantendo-se as outras considerações visando à simplificação da nomenclatura.

### **Inclusão Duvidosa**

No caso de haver dúvida quanto à inclusão de uma sucessão de estratos em uma entre duas unidades estratigráficas previamente estabelecidas, é preferível expressar esta dúvida em vez de se fazer uma inclusão duvidosa, utilizando as seguintes convenções:

Aptiano? = Aptiano duvidoso

Formação Lagoa Feia? = Formação Lagoa Feia duvidosa

Membro Aracaju Calumbi = Estratos intermediários em posição (horizontal ou vertical) entre camadas seguramente incluídas em cada um dos membros adjacentes, os quais apresentam características de ambos, porém insuficientes para incluí-los em um dos membros ou para eventualmente constituir outra unidade.

Aptiano Albiano = Uma parte da unidade é aptiana e outra é albiana

Aptiano ou Albiano = Há dúvida se toda a unidade é aptiana ou albiana

Aptiano e Albiano (indiferenciados) = A unidade é tanto aptiana como albiana, ainda sem distinção possível entre ambas.

Quando duas unidades são referidas com hífen separando-as, a mais antiga ou inferior sempre deve preceder a outra.

## **Nomes Abandonados**

O nome de uma unidade abandonada só pode ser revalidado no seu sentido original. Quando se referir a um nome obsoleto ou abandonado, seu status deve ser claramente manifesto.

## **Duplicação de Nomes**

A duplicação de nomes deve ser evitada na nomenclatura estratigráfica formal, a menos que marcante separação geográfica impeça a confusão.

## **Relação de Nomes e Limites Políticos**

Quando unidades estratigráficas se estendem para países vizinhos, deve-se manter a ortografia da proposição original do nome geográfico.

## **Termos de Categoria**

Os termos de categoria de unidades estratigráficas formais devem ser usados em português, já que existem no Brasil equivalentes para todos eles.

## **Ortografia**

Os termos do nome de uma unidade estratigráfica formalmente denominada sempre devem ser iniciados com letra maiúscula.

# **Características Morfológicas dos Minerais**

Com raras exceções, os minerais possuem um arranjo interno ordenado, característico do estado sólido.

Sob condições favoráveis, podem mostrar-se limitados por superfícies planas lisas, assumindo formas geométricas regulares, conhecidas como cristais (Dana, 1974).

Em um sentido mais amplo, pode-se definir um cristal como sendo um sólido homogêneo que possui ordem interna tridimensional.

Qualquer cristal está relacionado a um dos 06 (seis) Sistemas Cristalinos aqui mencionados, com as indicações dos seus eixos cristalográficos e simetria:

- **Isométrico**: os cristais possuem quatro eixos ternários de simetria, com os três eixos perpendiculares entre si e com comprimentos iguais.
- **Hexagonal** (inclui a variedade romboédrica): os cristais possuem um eixo de simetria único ternário ou senário. Dos quatro eixos cristalográficos, três são horizontais e iguais, cortando-se com ângulos de  $120^\circ$ . O quarto é perpendicular ao plano dos demais e mostra comprimento diferente.
- **Tetragonal**: os cristais apresentam apenas um eixo de simetria quaternário. Dos três eixos perpendiculares entre si, os dois horizontais são de igual comprimento.
- **Ortorrômbico**: os cristais mostram três elementos de simetria binária. Os três eixos são perpendiculares e com dimensões diferentes.
- **Monoclínico**: os cristais são caracterizados por um eixo de simetria único binário, ou por um plano de simetria único, ou ainda pela combinação de um eixo binário e um plano de simetria. Os três eixos têm

comprimentos desiguais sendo que dois formam um ângulo oblíquo enquanto o terceiro é perpendicular ao plano formado pelos outros; e

- Triclínico os cristais possuem apenas um eixo de simetria unitário Os três formam ângulos oblíquos e dimensões diferentes

De acordo com Dana (op cit) está aqui sugerido um elenco de denominações utilizadas para exprimir tanto o hábito dos cristais individualizados quanto de seus agregados

### **Cristais Isolados e Distintos**

- Acicular cristais delgados semelhantes a agulhas
- Capilar ou Filiforme semelhantes a cabelos ou fios e
- Laminado com forma alongada achatado como a lâmina de uma faca

### **Grupos de Cristais Distintos**

- Dendrítico sob a forma de ramos delgados divergentes semelhantes a uma planta
- Reticulado grupos de cristais delgados semelhantes a retículos
- Divergente ou radiado grupos de cristais radiados e
- Drusiforme quando uma superfície mostra se coberta por uma camada de cristais pequenos

### **Grupos de Indivíduos Paralelos ou Radiados**

- Colunar indivíduos grossos semelhantes a colunas
- Laminado agregados com muitas lâminas achatadas
- Fibroso agregados fibrosos delgados
- Estrelado indivíduos radiados formando grupos circulares ou semelhantes a estrelas
- Globular indivíduos radiados formando grupos esféricos ou semi esféricos
- Botrióide as formas globulares estão em grupos É originária do grego e significa semelhante a um cacho de uvas e
- Reniforme elementos radiados terminando em massas arredondadas semelhantes a um rim

### **Mineral Consistindo em Escamas ou Lamelas**

- Foliáceo o mineral se separa facilmente em lâminas ou folhas
- Micáceo o mineral pode ser separado em lâminas muito mais finas que no foliáceo
- Lamelar ou tabular: os indivíduos mostram se achatados semelhantes a lamelas sobrepostas e
- Plumoso em forma de escamas finas com estrutura divergente ou semelhante a penas

### **Mineral Consistindo em Grãos**

- Granular sob a forma de agregados de grãos com as mais distintas granulações

## Miscelânea:

- Estalactítico o mineral apresenta a forma de cones ou cilindros pendentes
- Concêntrico quando consiste em camadas aproximadamente circulares superpostas umas as outras ao redor de um centro comum;
- Pisolítico sob a forma de massas arredondadas com tamanho próximo a uma ervilha
- Oolítico com a forma de pequenas esferas lembrando ovas de peixe;
- Bandado o mineral ocorre em faixas estreitas com cores ou texturas diferentes;
- Maciço o material é compacto com forma irregular porém sem qualquer aspecto peculiar
- Amigdalóide: presença de nódulos com a configuração de amêndoas
- Geodos a cavidade mostra se revestida por minerais que não a completam e cuja forma extrema aproxima se de uma esfera e
- Concreções massas aproximadamente esféricas formadas pela precipitação de material sobre um núcleo

## Rochas Ígneas

As rochas ígneas também denominadas rochas magmáticas são o resultado de um ou mais processos petrogenéticos que podem ser fundamentalmente dos tipos

Fusão parcial que pode ocorrer em diferentes tipos de materiais da crosta e do manto. Pode realizar se sob condições variáveis de temperatura (T) pressão total (Pt) e pressão de água (PH<sub>2</sub>O) sendo que entre as mais diversas concepções a mais realista parece ser a do tipo fusão com equilíbrio também designada "fusão parcial por batelada" (*batch melting*). Nesta situação os líquidos magmáticos são mantidos em equilíbrio com o sólido residual até sua remoção. Tais líquidos podem tanto ascenderem à superfície terrestre onde por resfriamento formam as rochas vulcânicas quanto ficarem represados em câmaras magmáticas por vezes profundas. Quando retidos em tais câmaras sofrem com o passar do tempo cristalização fracionada, mistura ou contaminação.

Cristalização fracionada que também pode ser de diferentes tipos sendo a mais importante aquela denominada tipo *Rayleigh* que obedece a uma equação decorrente da lei de Rayleigh (1896)

Os líquidos magmáticos por força de possuírem seguidamente marcadas diferenças quanto à viscosidade e densidade ocorrem conjuntamente impossibilitados de passarem por qualquer processo de "mistura"

Entretanto a "mistura" pode ocorrer com líquidos (magmas) basálticos pois além de gerados em grandes quantidades possuem baixa viscosidade (Hall 1987)

Contaminação que ocorre quando um líquido magmático originado por fusão parcial seguida ou não de cristalização fracionada assimila outro este tendo sido produto de fusão de material da crosta

Por força de um ou mais processos petrogenéticos que atuaram com distintas intensidades as rochas magmáticas podem apresentar diferentes graus de diferenciação ocorrendo portanto rochas magmáticas pouco mais ou menos ou muito diferenciadas ou evoluídas

Para a avaliação do grau de diferenciação (fracionamento) existem diversos índices isto é parâmetros comumente designados "índices de fracionamento magmático" podendo se destacar

- SiO<sub>2</sub> é o mais utilizado servindo como referência para o traçado da variação de outros óxidos. Como a sílica em um processo de cristalização fracionada tende a se concentrar nos magmas residuais há um aumento gradual do seu teor com o avanço da solidificação de um magma que está sob cristalização fracionada. Deste modo mostra se portanto tão mais elevado quanto maior for o fracionamento magmático

- **MgO** ao contrário do que acontece com a sílica o teor de MgO decresce com o desenrolar da cristalização fracionada podendo ser portanto utilizado como indicador de um processo de diferenciação magmática. Assim magmas muito diferenciados ou seja muito evoluídos possuem baixos teores de MgO. Alternativamente podem ser utilizados os óxidos CaO e FeO já que também decrescem com a diferenciação. O comportamento destes é em geral menos regular do que o comportamento do MgO.
- **Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O** tal soma de álcalis se concentra nos magmas residuais de um processo de cristalização fracionada de maneira que pode também ser usada como indicadora de diferenciação magmática. Individualmente o comportamento desses óxidos pode ser entretanto muito variado. Seus valores são medidos aqui em porcentagens em peso.
- **Índices com base na relação entre Mg e Fe** - a relação entre esses elementos pode ser expressa de diferentes formas

$$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}} \text{ ou } \frac{\text{Mg}}{\text{Fe}}$$

Tais elementos são medidos através de porcentagens em peso ou proporções moleculares ou catiônicas. Essas relações decrescem na fase inicial da cristalização de um magma basáltico já que os minerais fênicos formados possuem as mesmas com valores maiores que no magma residual. Posteriormente se elevam muito devido a decréscimo muito acentuado (próximo de zero) de **FeO**. Para evitar esse inconveniente é mais utilizada a relação

$$\frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO}} \times 100 \text{ (óxidos em \% em peso) ou}$$

$$\frac{\text{Mg}^{+2}}{\text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2}} \text{ (proporções catiônicas) ou}$$

$$\frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \text{ (em \% em peso ou proporções moleculares)}$$

- **Índice de solidificação de Kuno (IS)** - criado por Kuno (1968) é semelhante à relação entre Mg e Fe para rochas basálticas pobres em álcalis sendo aplicável a resíduos ricos em álcalis

$$\text{IS} = \frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \times 100 \text{ (óxidos em \% em peso)}$$

A inclusão de Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O no denominador compensa a pouca sensibilidade da relação Mg/Fe para resíduos enriquecidos em álcalis

- **Índice máfico de Wager e Deer (IM)** - devido a Wager & Deer (1939) mede o caráter máfico de uma rocha sendo expresso por

$$\text{IM} = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \text{ (óxidos em \% em peso) ou}$$

$$\text{IM} = \frac{\text{Fe}^{+2} + \text{Mn}}{\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}^{+2} + \text{Mn}} \times 100 \text{ ou } \text{IM} = \frac{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mn}}{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mg}^{+2} + \text{Mn}} \times 100 \text{ (em proporções catiônicas)}$$

- **Índice FeO<sup>+</sup>/(FeO<sup>+</sup>+MgO)** (abreviadamente **F/FM**) - muito semelhante ao IM (índice máfico de Wager e Deer) sendo os óxidos medidos em porcentagens em peso  $FeO^+ = FeO + 0,8998(Fe_2O_3)$ . É atualmente mais utilizado que o IM
- **Índice félsico de Simpson (IF)** - devido a Simpson (1954) mede o caráter félsico de uma rocha sendo obtido pelas expressões

$$IF = \frac{Na_2O + K_2O}{Na_2O + K_2O + CaO} \quad (\text{óxidos em \% em peso}) \text{ ou}$$

$$IF = \frac{Ab}{Ab + An} \times 100 \quad (\text{em minerais normativos}) \text{ ou, ainda,}$$

$$IF = \frac{Ab + Or}{Ab + An + Or} \times 100 \quad (\text{também em minerais normativos})$$

A relação  $Ab/(Ab+An)$  aumenta no líquido magmático residual. Aplica-se tal índice a séries plutônicas com plagioclásios e a vulcânicas com fenocristais de plagioclásio pois não é sensível (não responde) à cristalização de minerais ferromagnesianos - bem como no caso de cumulos com plagioclásio.

- **Índice de diferenciação de Thornton e Tuttle (ID)** - criado por Thornton & Tuttle (1960) é baseado na premissa de que na cristalização fracionada de um líquido magmático os constituintes do "sistema residual petrogenético" se concentram no magma residual

$$ID = Q + Or + Ab + Ne + Lc + Ks \quad (\text{minerais normativos})$$

As rochas médias de Daly (1933) mostram os seguintes **ID**

<b>Rochas plutônicas</b>	<b>ID</b>	<b>Rochas vulcânicas/hipoabissais</b>	<b>ID</b>
Granito alcalino	93	Riolito alcalino	91
Granito	80	Riolito	88
Granodiorito	67	Quartzo latito	68
Diorito	48	Andesito	56
Gabro	30	Basalto	35
Olivina gabro	27	Olivina diabásio	30
Peridotito	06	Picrito	12

- **Índice de alcalinidade de Wright (IA)** - definido por Wright (1969) é dado pela relação

$$IA = \frac{Al_2O_3 + CaO + \text{total dos álcalis}}{Al_2O_3 + CaO - \text{total dos álcalis}} \quad (\text{todos os óxidos em \% em peso})$$

Quando o teor em SiO<sub>2</sub> nas rochas exceder 50% e o valor da razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O se situar no intervalo 1,0 - 2,5 utiliza-se então 2Na<sub>2</sub>O no lugar do total dos álcalis. O diagrama IA (abscissas) versus SiO<sub>2</sub> (ordenadas) conhecido como diagrama de "Wright" permite diferenciar rochas numa ampla faixa de SiO<sub>2</sub> (40 a 75%).

- **Índice agpáitico (IAG)** utilizado para classificar as rochas magmáticas alcalinas em agpáticas e miaskíticas sendo expresso da seguinte maneira

$$IAG = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3} \quad (\text{óxidos em \% em peso})$$

As rochas alcalinas agpáticas (ou peralcalinas) são aquelas em que o IAG é superior a 1,0 enquanto miaskíticas são aquelas em que o IAG é inferior a 1,0.

- **Índice de saturação em alumina (A/CNK)** - é calculado pela seguinte expressão

$$\frac{A}{CNK} = \frac{Al_2O_3}{CaO + Na_2O + K_2O} \quad (\text{óxidos em proporções moleculares})$$

- **Índice cálcio-alcalino (ICA)** - utilizado inicialmente por Yellur & Nair (1978) relaciona cálcio e elementos alcalinos da seguinte maneira

$$ICA = \frac{CaO}{CaO + Na_2O + K_2O} \quad (\text{óxidos em proporções moleculares})$$

- **Índice que indica a fração de magma residual (f)** - para elementos químicos incompatíveis (= elementos higromagmatófilos = elementos dispersos) a fração de magma residual (f) nos processos tanto de cristalização fracionada quanto de fusão parcial pode ser medida pela razão Co/C em que Co representa a concentração de certo elemento químico incompatível no magma inicial (ou rocha representando este magma) e C representa a concentração do mesmo elemento no magma evoluído até a fração f (ou rocha representando este magma). No decurso de um processo de cristalização fracionada f diminui gradualmente ao passo que no desenrolar de um processo de fusão parcial f aumenta paulatinamente. Tal fração facilmente calculada da maneira acima exposta para um determinado elemento químico incompatível pode ser tomada então como índice de diferenciação magmática. Por exemplo os valores de f calculados utilizando-se as concentrações dos elementos incompatíveis Cério e Rubídio serão  $f = Co^{Ce}/C^{Ce}$  e  $f = Co^{Rb}/C^{Rb}$ .

## Classificação

As rochas ígneas são subdivididas e recebem designações com base em diferentes aspectos tais como conteúdo mineral, modo de ocorrência, composição química e índice de cor.

De acordo com Hyndman (1972) uma ampla subdivisão das rochas ígneas quanto ao modo de ocorrência pode ser assim adotada:

Vulcânica formada na superfície ou próximo a ela tendo as rochas granulação muito fina ou até mesmo vítrea.

Hipoabissal formada próximo a superfície com textura caracteristicamente porfirítica e

Plutônica: formada em profundidade e com granulação em sua maioria de média a grosseira

Quando derrama se pela superfície recebe a designação extrusiva o oposto ocorrendo com as intrusivas quando seu *emplacement* ocorre em subsuperfície

As classificações mineralógicas são normalmente baseadas em uma ou mais variáveis tais como

- Percentagem e tipo de feldspatos
- Presença ou ausência de quartzo feldspatóides ou olivina
- Percentagem e tipo de minerais escuros e
- Granulação e textura

Algumas destas variáveis não são independentes isto é mostram relações que podem ser compatíveis ou mesmo incompatíveis como por exemplo

um incremento no teor de anortita no plagioclásio está frequentemente associado com um aumento na quantidade de minerais ferromagnesianos tais como a hornblenda e na redução do quartzo e feldspatos alcalinos e

a presença de quartzo é sempre associada com a ausência de feldspatóides e olivina

De acordo com Hyndman (op cit) os minerais essenciais podem ser divididos em duas categorias

aqueles que conferem o nome específico da rocha tais como o quartzo ortoclásio e plagioclásio no granito; e

aqueles que são suficientemente importantes para indicar a variedade da rocha tal como a biotita e em menor quantidade a hornblenda no hornblenda biotita granito Estes minerais varietais são utilizados como modificadores do nome específico da rocha com o menos abundante citado em primeiro lugar e os demais em ordem crescente de abundância

Minerais pouco abundantes formados pela cristalização primária são chamados acessórios tais como esfero e magnetita Já aqueles originados devido à alteração são chamados secundários tal como a clorita produzida através da alteração da biotita

As classificações aqui sugeridas são aquelas devidas a Streckeisen (1973) levando se em consideração

- Rochas plutônicas são consideradas como aquelas com textura fanerítica e cuja cristalização procedeu se em profundidades consideráveis e
- As rochas plutônicas devem ser classificadas de acordo com seu conteúdo modal com os valores dos minerais expressos em percentagem de volume
- As simbologias adotadas dizem respeito a minerais ou grupos de minerais assim relacionados

Q quartzo

A feldspatos alcalinos (ortoclásio microclina pertita anortoclásio e albita  $An_{00,05}$ )

P plagioclásio  $An_{05,100}$  e escapolita

F feldspatóides ou foids (leucita e pseudoleucita nefelina sodalita noseana *hauynita* cancrinita analcima etc )

Ol olivina

Opx ortopiroxênio

Cpx clinopiroxênio

Px piroxênio  
 Hbl hornblenda

Para ser utilizado o triângulo duplo QAPF (Figura 3) as rochas devem ter  $M < 90\%$  além de serem efetuados os cálculos

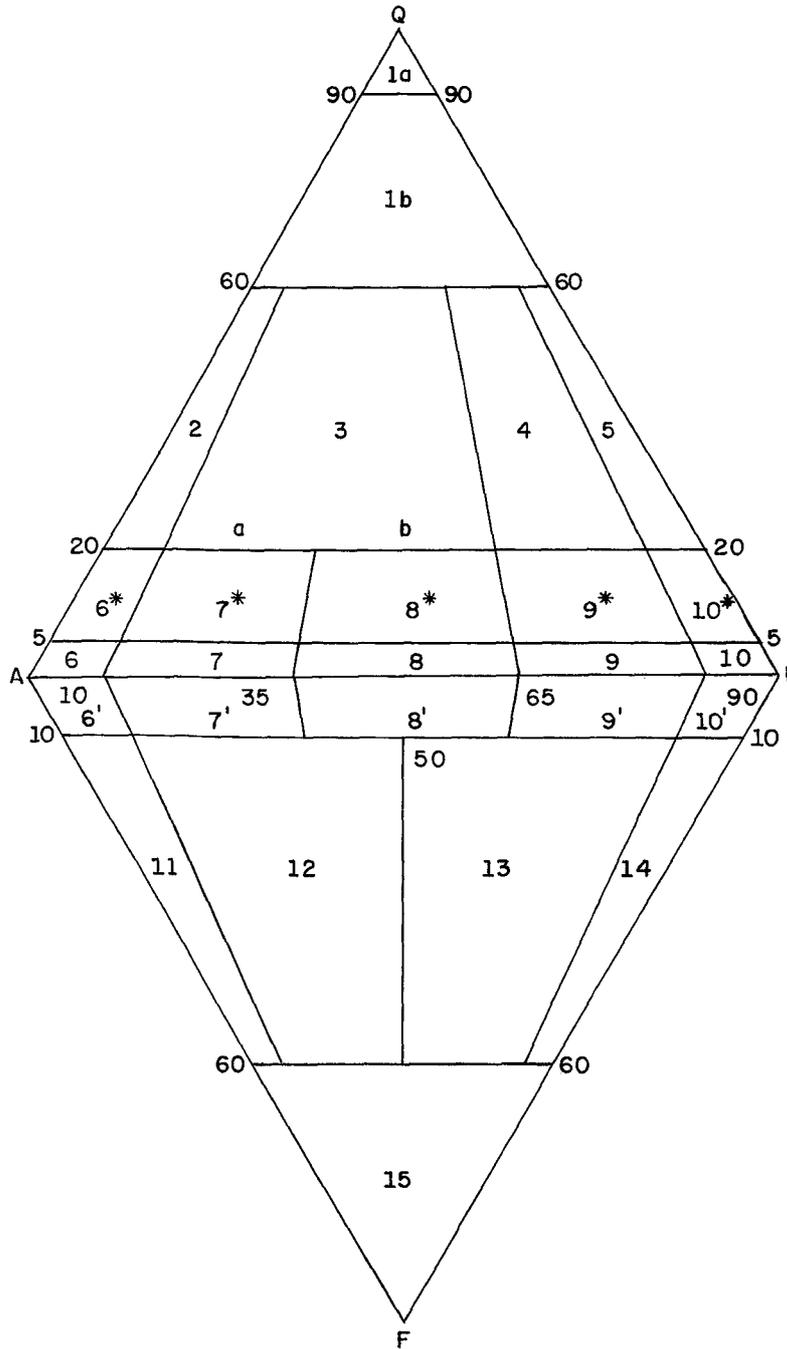


Figura 3 Classificação geral e nomenclatura das rochas plutônicas (Streckeisen 1973)

- $Q + A + P = 100$
- $A + P + F = 100$

De acordo com o triângulo duplo QAPF as seguintes denominações são adotadas:

- 1a Quartzólito
- 1b Granitóides ricos em quartzo
- 2 Álcali feldspato Granito
- 3 Granito
- 4 Granodorito
- 5 Tonalito
- 6\* Álcali feldspato quartzo sienito
- 7\* Quartzo sienito
- 8\* Quartzo monzonito
- 9\* Quartzo monzodiorito/Quartzo monzogabro
- 10\* Quartzo diorito/Quartzo gabro/Quartzo anortosito
- 6 Álcali feldspato sienito
- 7 Sienito
- 8 Monzonito
- 9 Monzodiorito/Monzogabro
- 10 Diorito/Gabro/Anortosito
- 6 Álcali feldspato sienito com *foid*
- 7 Sienito com *foid*
- 8 Monzonito com *foid*
- 9 Monzodiorito/Monzogabro com *foid*
- 10 Diorito/Gabro com *foid*
- 11 *Foid* sienito
- 12 *Foid* monzosienito (*foid* plagsienito)
- 13 *Foid* monzodiorito/*Foid* monzogabro (*essexito*)
- 14 *Foid* diorito/*Foid* gabro (*teralito*)
- 15 Foidolitos

Com relação ao índice de cor as rochas podem ser classificadas como

- Leucocráticas (M = 0 - 35%)
  - Mesocráticas (M = 35 - 65%)
  - Melanocráticas (M = 65 - 90%)
  - Ultramáficas (M = 90 - 100%)
- M = M (muscovita apatita carbonatos etc )

M = minerais máficos (micas anfibólios piroxênios olivinas opacos zircão alanita granadas etc )

As rochas ultramáficas estão apresentadas nas Figuras 4 e 5 levando se em consideração a presença de olivina ortopiroxênios e clinopiroxênios e aquelas contendo hornblenda São elas

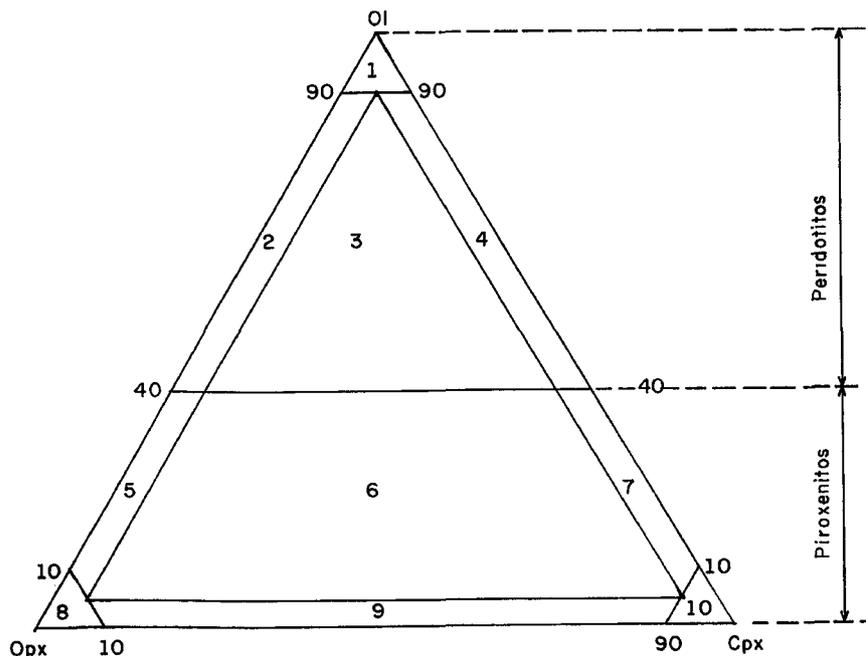


Figura 4 Classificação das rochas ultramáficas (Streckeisen 1973)

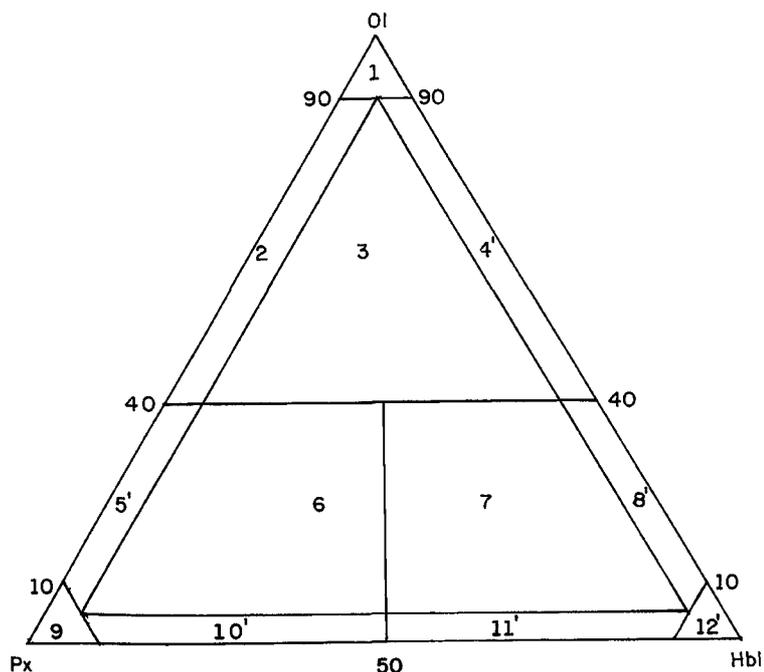


Figura 5 Classificação das rochas ultramáficas com hornblenda (Streckeisen 1973)

- 1 Dunito
- 2 Harzburgito
- 3 Lherzolito
- 4 Werhlito
- 5 Olivina ortopiroxenito
- 6 Olivina websterito
- 7 Olivina clinopiroxenito
- 8 Ortopiroxenito
- 9 Websterito
- 10 Clinopiroxenito

- 1 Dunito
- 2 Piroxênio peridotito
- 3 Piroxênio hornblenda peridotito
- 4 Hornblenda peridotito
- 5 Olivina piroxenito
- 6 Olivina hornblenda piroxenito
- 7 Olivina piroxênio hornblendito
- 8 Olivina hornblendito
- 9 Piroxenito
- 10 Hornblenda piroxenito
- 11 Piroxênio hornblendito
- 12 Hornblendito

Uma classificação prática para uso de campo pode ser verificada na Tabela 2

**TABELA 2**  
**CLASSIFICAÇÃO MINERALÓGICA SIMPLIFICADA PARA USO NO CAMPO (SIAL & MCREATH, 1984)**

		com quartzo máficos < félsicos				
		K Feld > plag.	K Feld > plag.	K Feld = plag.	plag. > K Feld	plag. > K Feld
Faneritos (rocha total)		Granito alcalino ou peralcalino	granito	quartzo monzonito	granodiorito	quartzo diorito ou tonalito
Fenocristais em vulcânicas porfíricas		riolito alcalino ou peralcalino	riolito	quartzo latito ou riodacito (maior conteúdo de quartzo)		dacito
		K Feld e quartzo raros ou ausentes				
		máficos < félsicos	máficos > félsicos	máficos predominantes plag raro		
Faneritos (rocha total)		Diorito	gabro ou diabásio (granulação fina)	peridotito (pirox olivina)	dunito (olivina)	
Fenocristais em vulcânicas porfíricas		Andesito	basalto	Komatito (com textura spinifex)		picrito (com olivina)
		sem quartzo com feldspatóides até ± 10%				
		máficos < félsicos		máficos > félsicos		
		K Feld > plag.	K Feld = plag.	plag. > K Feld	plag. > K Feld	
Faneritos (rocha total)		sienito	monzonito	diorito	álcali gabro	
Fenocristais em vulcânicas porfíricas		traquito	latito ou traqui andesito	andesito	álcali basalto	
		com feldspatóides > 10%				
		K Feld > plag	até K Feld = plag	plag > K Feld	plag > K Feld	
Faneritos (rocha total)		foialito = fólde sienito ou fólde monzosienito		essexito	teralito	
Fenocristais em vulcânicas porfíricas		fonolito		tefrito	tefrito	

## Parâmetros Químicos

### CONTEUDO DE SÍLICA

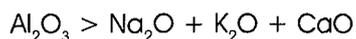
Empregado tanto para rochas plutônicas quanto para hipoabissais/vulcânicas tem como base simplesmente a quantidade de SiO<sub>2</sub> contida nas mesmas medida em porcentagem em peso. As rochas são divididas em ácidas intermediárias básicas e ultrabásicas termos originados há várias décadas quando se acreditava que a sílica se combinava com outros óxidos nos minerais sob a forma de ácidos e bases. Tal noção foi desde muito tempo abandonada os termos porém permanecem em uso.

- **Rochas ácidas** apresentam 66% ou mais de SiO<sub>2</sub> (granitos granodioritos tonalito riolito dacito quartzo andesito e hipoabissais correspondentes)
- **Rochas intermediárias** - quando possuem entre 66 e 52% de SiO<sub>2</sub> (sienito monzonito monzodiorito diorito traquito traquiandesito andesito e hipoabissais correspondentes)
- **Rochas básicas** - têm entre 52 e 45% de SiO<sub>2</sub> (gabro anortosito basalto e hipoabissal correspondente)
- **Rochas ultrabásicas** - contêm 45% ou menos de SiO<sub>2</sub> (peridotito piroxenito anfíbolito etc )

#### RELAÇÃO ENTRE OS ÓXIDOS Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Na<sub>2</sub>O K<sub>2</sub>O e CaO

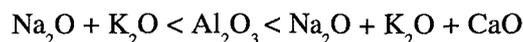
As rochas são divididas nos seguintes tipos sendo os referidos óxidos medidos em proporções moleculares

- **Rochas peraluminosas** - existe um excesso em alumina de modo que



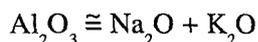
O excesso em alumina possibilita a formação de minerais tais como muscovita biotita córindon turmalina topázio ou granada aluminosa (almandina espessartita) Significativamente essas rochas contêm córindon (C) e anortita (An) na norma

- **Rochas metaluminosas** - A relação entre os óxidos é a seguinte



Há formação de alguns minerais ferromagnesianos moderadamente aluminosos tais como hornblenda epidoto e melilita ou de uma associação de minerais tanto aluminosos quanto não aluminosos tais como piroxênios e biotita ou olivina e hornblenda Significativamente essas rochas contêm diopsídio (Di) e anortita (An) na norma

- **Rochas subaluminosas** - a alumina e os álcalis ocorrem em proporções quase iguais



Tal relação se traduz pelo aparecimento de minerais pobres em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tais como olivina orto ou clinopiroxênios

- **Rochas peralcalinas** - nestas há um excesso de álcalis sobre alumina



Tal excesso de álcalis ocasiona a formação de piroxênio sódico (aegirina) e/ou anfíbolio sódico (riebeckita) Significativamente contém acmita (Ac) e diopsídio (Di) na norma Não são necessariamente alcalinas em termos de seus conteúdos em Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O e SiO<sub>2</sub> apresentando composição química semelhante à de outros tipos de rochas exceto quanto a seus conteúdos em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que são baixos

#### PRESENÇA OU AUSÊNCIA DE SÍLICA LIVRE MINERAIS SATURADOS E MINERAIS INSATURADOS

Os minerais podem ser divididos em duas classes a dos saturados e a dos subsaturados (ou não saturados) Os saturados são aqueles que podem ocorrer juntos com a sílica livre em equilíbrio estável enquanto os subsaturados são aqueles que não podem ocorrer dessa maneira ou seja são incompatíveis com sílica livre Por sílica livre entende-se quartzo ou seus polimorfos São minerais saturados todos os feldspatos piroxênios anfíbólios micas turmalina fayalita almandina espessartita esfero topázio magnetita etc São minerais subsaturados todos os feldspatóides olivina comum (= olivina magnésiana) córindon melilita piropo etc

Em função da presença de minerais saturados ou subsaturados e da presença ou ausência de sílica livre nas rochas magmáticas refletindo conjuntamente o teor de  $\text{SiO}_2$  nas mesmas estas podem ser divididas em

- **Rochas supersaturadas** - constituídas por minerais saturados e por quartzo (ou seus polimorfos) Contêm quartzo e hiperstênio normativos Exemplos: granito granodiorito tonalito e tolelito
- **Rochas saturadas** - em cuja composição não entram minerais subsaturados nem quartzo (ou possuem este mineral em quantidade muito pequena) e contêm hiperstênio normativo Exemplo sienito monzonito diorito etc
- **Rochas subsaturadas** - constituídas por minerais subsaturados Contêm olivina e possivelmente nefelina na composição normativa Podem ser feldspatóidicas como por exemplo sienito nefelínico ou não feldspatóidicas como por exemplo álcali-basalto

CLASSIFICAÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS SEGUNDO SEUS LIMITES QUANTITATIVOS NAS ROCHAS MAGMÁTICAS (SHAW 1964)

Classe 1 **Elementos maiores** - presentes em quantidades  $> 1\%$  nas rochas Geralmente são os seguintes:  $\text{SiO}_2$   $\text{Al}_2\text{O}_3$   $\text{Fe}_2\text{O}_3$   $\text{FeO}$   $\text{MgO}$   $\text{CaO}$   $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$

Classe 2 - **Elementos menores** - presentes em quantidades entre  $1\%$  e  $0,1\%$  nas rochas Geralmente são os seguintes  $\text{H}_2\text{O}^+$   $\text{H}_2\text{O}$   $\text{TiO}_2$   $\text{P}_2\text{O}_5$   $\text{MnO}$   $\text{CO}_2$   $\text{Cl}$   $\text{F}$  e  $\text{S}$

Classe 3 - **Elementos traços** - presentes em quantidades  $< 0,1\%$  ( $= < 1.000$  ppm) nas rochas São os seguintes terras raras (La Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu) elementos de transição (Sc Ti V Cr Mn Fe Co Ni Cu Zn) Ba Sr Rb Y

Esta classificação não é rígida de modo que alguns elementos considerados como menores em certas rochas podem ser tidos como maiores em outras

As quantidades de elementos maiores e menores nas rochas (e nos minerais) são expressas em percentagem em peso desses elementos ou como mais freqüentemente acontece em percentagem em peso de seus respectivos óxidos Os elementos traços são expressos em geral em ppm (partes por milhão) ou ppb (partes por bilhão) que equivalem respectivamente a 1 (hum) grama por tonelada e  $10^{-3}$  grama por tonelada

Os elementos traços podem ser classificados como compatíveis e incompatíveis Os **compatíveis** são aqueles que nos processos magmáticos de fusão parcial e cristalização fracionada se concentram mais nas fases sólidas (isto é nos minerais) os **incompatíveis** também denominados de dispersos ou higromagmatófilos são aqueles que nos mesmos processos se concentram mais nas fases líquidas (ou seja nos líquidos magmáticos) Exemplos de elementos comumente compatíveis Ni Cr Co Ti V etc Exemplos de elementos comumente incompatíveis: terras raras leves (TRL) Rb U Th etc

## Aspectos da Cristalização

Muito da origem e história evolutiva das rochas ígneas pode ser compreendido se observados cuidadosa e corretamente diversos aspectos levantados nos trabalhos de campo podendo se destacar

Grau de Cristalização

- Holocristalinas constituídas inteiramente de cristais
- Holoalinas constituídas totalmente por vidro e
- Hipocristalinas ou Merocristalinas quando estão presentes tanto cristais quanto vidro

Granulação

- Fanerítica quando os minerais presentes são identificados à vista desarmada e
- Afanítica a larga maioria dos constituintes possui dimensões tão reduzidas que não podem ser identificados a olho nu Quando os constituintes não podem ser identificados nem mesmo com o auxílio do microscópio a textura é dita Criptocristalina

As rochas faneríticas levando-se em consideração as dimensões dos seus constituintes podem ser classificadas em

- Fina granulação menor que 1 mm
- Média entre 1 e 5 mm
- Grossa entre 5mm e 3 cm e
- Muito Grossa maior do que 3 cm

A presença de vidro é proveniente do resfriamento muito rápido do magma e também de uma viscosidade elevada que impede a migração dos íons (Williams Turner & Gilbert 1970) sendo que o vidro qualquer que tenha sido sua origem é metaestável nas temperaturas ordinárias e tende com o passar do tempo a cristalizar ou seja desvitrificar

Com respeito ao grau de cristalização os grânulos podem ser classificados como

Euédricos completamente limitados por faces cristalinas

Anédricos Alotriomórficos ou Xenomórficos desprovidos de faces cristalinas e

Subédricos ou Hipidiomórficos parcialmente limitados por faces cristalinas

Em muitas rochas ígneas estão presentes grandes cristais imersos em uma matriz de granulação fina ou vítrea que neste caso pode receber a designação de mesóstase sendo tais rochas chamadas porfíricas ou fíricas enquanto os grandes cristais são denominados fenocristais

A cristalização dos minerais a partir do magma segue em linhas gerais a seguinte sequência (diagrama de Bowen modificado por Barth apud Williams Turner & Gilbert op cit )

#### Série Descontínua

Olivina

Piroxênio

Hornblenda

Biotita

Quartzo

Zeólita

Soluções Ricas em Água

#### Série Contínua

Anortita

Bytonnita

Labradorita

Andesina

Oligoclásio

Albita

Feldspato Potássico

Uma identificação expedita na ordem de cristalização pode ser seguida as exceções são inúmeras levando-se em consideração os seguintes aspectos

Quando um mineral está envolto por outro o envolvente é mais jovem

Os cristais precoces têm uma tendência ao euedrismo e

Quando juntos cristais grandes e pequenos os grandes são os que começaram a se desenvolver primeiramente

## Estruturas Vulcânicas

As lavas ricas em sílica e álcalis de uma maneira geral são mais viscosas do que as pobres em sílica e ricas em cal e ferro. Deste modo basaltos alcançam distâncias bem maiores que riolitos que tendem a solidificarem rapidamente

As corridas de lavas básicas podem ser de dois tipos

- aa ou em blocos constituída por blocos irregulares e bordos aguçados; e

*pahoehoe* ou em corda com aspecto de um feixe de cordas com superfície lisa ou levemente enrugada

Quando a lava básica é expelida em condições subaquáticas mesmo que a pouca profundidade recebe a designação de lava em almofada *pillow lava* em virtude do aspecto assemelhar se em muito a um conjunto de almofadas

- Modo de Ocorrência

Os corpos ígneos apresentam se sob diversas formas dependendo fundamentalmente de vários fatores tais como composição e viscosidade do magma volume e razão da intrusão e a estrutura e composição das rochas intrudidas

Corpos graníticos têm geralmente seu *emplacement* sob a forma de grandes massas (plutons) que cristalizam abaixo da superfície Quando ocupam área superior a 100 km<sup>2</sup> são denominados batólitos e *stocks* quando a área é inferior a 100 km<sup>2</sup>

As relações com as litologias encaixantes podem ser de dois tipos

concordante

discordante

As concordantes são do tipo

- Soleira ou sill

Lacólito

Lopólito

Facólito

As discordantes são

Dique

Chaminé

- Batólito

- Neck

Bismalito

## Enclaves

São corpos litológicos com formas e dimensões variadas engolfados por rochas magmáticas das quais diferem sob o aspecto composicional e/ou textural (Wernick 1983)

O termo enclave puramente descritivo é uma ferramenta extremamente útil para a compreensão da gênese evolução e o *emplacement* de corpos ígneos

A classificação dos principais tipos de enclaves e seus significados geológico/petroológico é baseado em Wernick (op cit)

## Xenólitos

São fragmentos da rocha encaixante que foram engolfados pelo magma ao longo de sua ascensão e *emplacement* e podem ser classificados como

- a) epixenólitos fragmentos da rocha encaixante no nível onde ocorreu a cristalização magmática e
- b) hipoxenólitos fragmentos incorporados ao longo da ascensão magmática e trazidos até o nível da cristalização final

Casos particulares de enxames de xenólitos são dados por brechas magmáticas aglomerados e migmatitos agmatíticos

A presença de xenólitos indica

- a) existência de fluxo magmático (enclaves orientados enclaves com sombras de pressão)
- b) intrusão em níveis crustais em que o estado das rochas encaixantes era quebradiço ou ductil (enclaves angulosos ou ovalados estirados)
- c) natureza ígnea do corpo
- d) caráter alóctone da intrusão
- e) origem da intrusão (rasa ou profunda epi e hipoxenólitos) e
- f) desarmonia composicional (composição do enclave muito distinta da rocha hospedeira)

### **Autólitos**

São fragmentos das porções inicialmente diferenciadas e cristalizadas que são englobadas pelo líquido magmático ainda não cristalizado devido às fortes correntes presentes na câmara magmática

Suas principais características são a textura magmática a granulação média a grosseira e a compatibilidade litológica com a rocha hospedeira

Assim a presença de xenotólitos em um corpo ígneo indica

- a) existência de diferenciação magmática
- b) movimentação na câmara magmática no decorrer da cristalização e
- c) movimentação do corpo diferenciado em estado plástico já quase totalmente cristalizado

### **Restitos**

São enclaves que representam porções que resistiram a fusão parcial e foram englobadas pelo magma gerado durante este processo São via de regra constituídos por minerais refratários micas anfibólios piroxênios etc apresentam textura metamórfica geralmente bem cristalizada e tendem muitas vezes a uma composição monominerálica

A composição dos restitos depende tanto da composição da rocha encaixante submetida a fusão quanto do nível onde tal processo se desenvolveu

Quando os enclaves são de rochas de origem profunda dunitos peridotitos piroxenitos etc a distinção entre restitos e hipoxenólitos torna se extremamente difícil sendo necessário o exame cuidadoso dos aspectos de um grande numero de enclaves objetivando obter informações que possam permitir efetuar tal caracterização

### **Diques Sinintrusivos**

A contração volumétrica que ocorre ao longo da cristalização de corpos magmáticos origina sistemas de juntas frequentemente em corpos graníticos de origem profunda já cristalizados mas ainda em estado plástico

Tais fraturas são preenchidas por diques geralmente de natureza básica que são fragmentados quando do

deslocamento ascensional do corpo originando deste modo os enclaves

Suas características principais são

- dimensões decimétricas a métricas
- lados paralelos (refilíneos ou curvos)
- forma de um paralelogramo ou com terminações em cunha e
- textura magmática equigranular e/ou porfirítica e granulação fina

São frequentes nos granitos híbridos e naqueles essencialmente derivados do manto ocorrendo muito raramente nos granitos de origem crustal principalmente devido a que tais corpos estão presentes em áreas compressionais

### **Enclaves Microgranulares**

São enclaves de granulação fina comumente presentes em granitos híbridos caracterizados pela íntima associação quando de sua gênese entre material crustal granitóide mais frio e hidratado e material mantélico básico mais quente e anidro. Deste contato resultam os enclaves microgranulares caracterizados pela composição básica granulação fina e formas arredondadas

Como o contato intenso entre magmas ácidos e básicos só é possível de ocorrer a grandes profundidades a origem dos granitos híbridos deve estar localizada nas proximidades da interfície manto/crosta

Como características gerais os enclaves microgranuladores apresentam

- a) textura magmática equigranular ou porfirítica
- b) composição básica
- c) formas arredondadas botrioidais ovaladas ou fusiformes
- d) dimensões milimétricas a métricas e
- e) contactos com o hospedeiro tanto nítidos quanto difusos constituindo verdadeiros *schlieren*

Os granitos híbridos de origem profunda onde a matéria mostra se ductil ascendem via de regra através de diápiros implicando no desenvolvimento de fortes estruturas de fluxo marginais sendo os enclaves microgranulares deformados adquirindo formas ovaladas fusiformes ou afiladas

Resultado de intensa deformação nas porções marginais e nas raízes dos diápiros formam se verdadeiros gnaisses bandados constituídos por leitões claros (material granitóide) e escuro (enclaves microgranulares) e que podem ser equivocadamente interpretados como sequências gnáissicas feldspatizadas nas quais os enclaves deformados seriam restos de rochas básicas que resistiram ao processo

No sentido vertical com a diferenciação progressiva dos diápiros os enclaves microgranulares vão rareando tornando se muito escassos nas fases finais de diferenciação de natureza geralmente equigranular

## **Aspectos Gerais das Rochas, Seqüências e Processos Sedimentares**

Em uma ampla classificação de campo as rochas sedimentares podem ser grupadas em quatro grandes categorias (Tucker 1982)

Clásticos terrígenos

Depósitos bloquímicos biogênicos e orgânicos

Precipitados químicos

- Vulcanoclásticos

Para cada uma das categorias os principais grupos litológicos são

Clásticos terrígenos arenitos conglomerados e brechas e *argillitos*

Depósitos bioquímicos biogênicos e orgânicos calcários + dolomitos *chert* fosfatos e carvão

- Precipitados químicos formações ferríferas e evaporitos e

Vulcanoclásticos: tufos e aglomerados

Produzidas por erupções vulcânicas de caráter explosivo as rochas piroclásticas podem ser classificadas como

- Bombas fragmentos com diâmetro superior a 32mm total ou parcialmente fundidos; blocos se totalmente sólidos;
- Lapilli fragmentos com diâmetro compreendido entre 32 e 4mm e
- Cinzas fragmentos com diâmetro menor que 4mm

Após a compactação e cimentação as bombas denominam se aglomerados enquanto os blocos passam a brechas vulcânicas As cinzas transformam-se nos tufos que podem ser classificados como

Vítreos

Líticos

De cristais

Com relação à mistura calcário e dolomito a seguinte classificação pode ser adotada (Tucker op cit) levando se em consideração o teor de dolomita:

0% 10% calcário

10% 50% calcário dolomítico

50% 90% dolomito calcítico

90% 100% dolomito

Pode se estabelecer uma classificação prática dos calcários com base nas proporções relativas dos três membros extremos a) aloquímicos; b) micrito (vasa microcristalina); e c) cimento de calcita espática Levando se em consideração a extrema complexidade das rochas carbonáticas os estudos de campo devem ser normalmente complementados pela análise das mesmas em seções delgadas Já em estudos mais detalhados torna se imprescindível quantificar os diferentes tipos de aloquímicos (Tabela 3)

Com respeito a natureza dos grãos devem ser observadas:

1 Forma (Figura 6);

Muito Angular (a)

Angular (b)

Subangular (c)

Subarredondado (d)

Arredondado (e)

Bem arredondado (f)

**TABELA 3**  
**CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS CARBONÁTICAS (Folk 1959)**

		Calcários calcários parcialmente dolomitizados e dolomitos primários				Dolomitos de substituição					
		> 10% de aloquímicos rochas aloquímicas (I II)		< 10% de aloquímicos rochas microcristalinas (III)							
		cimento calcífico espárico > matriz vasa microcristal.	matriz vasa microcristal > cimento calc. espar	1 10 % aloquímicos	< 1 % aloquímicos	rochas bio hérmicas não perturbadas	sombras de aloquímicos	sem sombras de aloquímicos			
		I	II								
01	02	> 25 % de intraclásticos	intraparrudito	intramicrudito	aloquímico mais abundante	micrito com intra clásticos	micrito; quando perturbado:	biolítico	aloquímico evidente	dolomito finamente cristalino intraclástico	dolomito medianamente cristalino
			oosparrudito	oomicrudito		micrito com oólitos				dolomito grosseiramente cristalino oolítico	
		> 3:1	biosparrudito	biomicrudito	micrito fossilífero	dismicrito; quando	dolomito afanocristalino biogénico				
			3:1 1:3	biopelsparito	biopelmicrito	micrito pelotífero	dolomito primário;		dolomito muito finamente cristalino pelótico		
< 1:3	pelsparito	pelmicrito		dolomicrito	etc						

01 Composição volumétrica de aloquímicos      03 < 25% de oólitos  
02 < 25% de intraclásticos                      04 Razão fósseis: pelotilhas

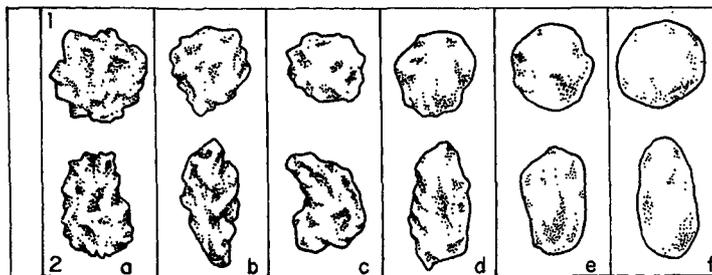


Figura 6 Classes de arredondamento: (1) alta esfericidade e (2) baixa esfericidade

2 Seleção (Figura 7)

- Muito bem selecionada (a)
- Bem selecionada (b)
- Moderadamente selecionada (c)
- Mal selecionada (d)

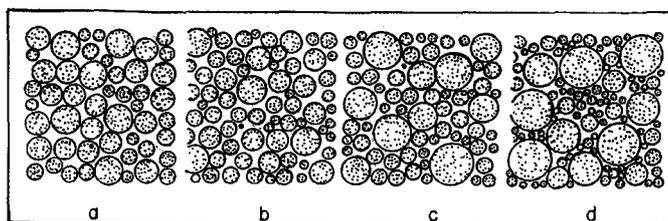


Figura 7 Estimativa visual de seleção

### 3 Estrutura de Superfície

Polida  
 Fosca  
 Estriada  
 Lisa  
 Áspera

### 4 Granulometria

A Tabela 4 mostra os intervalos de classes granulométricas de sedimentos

**TABELA 4**  
**CLASSIFICAÇÃO DOS SEDIMENTOS DE ACORDO COM O TAMANHO (WENTWORTH APUD SUGUIO 1973)**

matacões	> 4096 mm	256 mm
matacões muito grandes	> 4096 mm	
matacões grandes	4096 mm	2048 mm
matacões médios	2048 mm	1024 mm
matacões pequenos	1024 mm	512 mm
matacões muito pequenos	512 mm	256 mm
blocos	256 mm	64 mm
blocos grandes	256 mm	128 mm
blocos pequenos	128 mm	64 mm
seixos	64 mm	2 mm
seixos muito grandes	64 mm	32 mm
seixos grandes	32 mm	16 mm
seixos médios	16 mm	8 mm
seixos pequenos	8 mm	4 mm
seixos muito pequenos	4 mm	2 mm
areia	2 mm	0 062 mm
areia muito grossa	2 mm	1 mm
areia grossa	1 mm	0 5 mm
areia média	0 5 mm	0 25 mm
areia fina	0 25 mm	0 125 mm
areia muito fina	0 125 mm	0 062 mm
silte	0 062 mm	0 0039 mm
silte grosso	0 062 mm	0 031 mm
silte médio	0 031 mm	0 0156 mm
silte fino	0 0156 mm	0 0078 mm
silte muito fino	0 0078 mm	0 0039 mm
argila	0 0039 mm	0 000975 mm
argila	0 0039 mm	0 00195 mm
ultra argila	0 00195 mm	0 000975 mm

A Figura 8 apresenta um diagrama para classificação de arenitos:

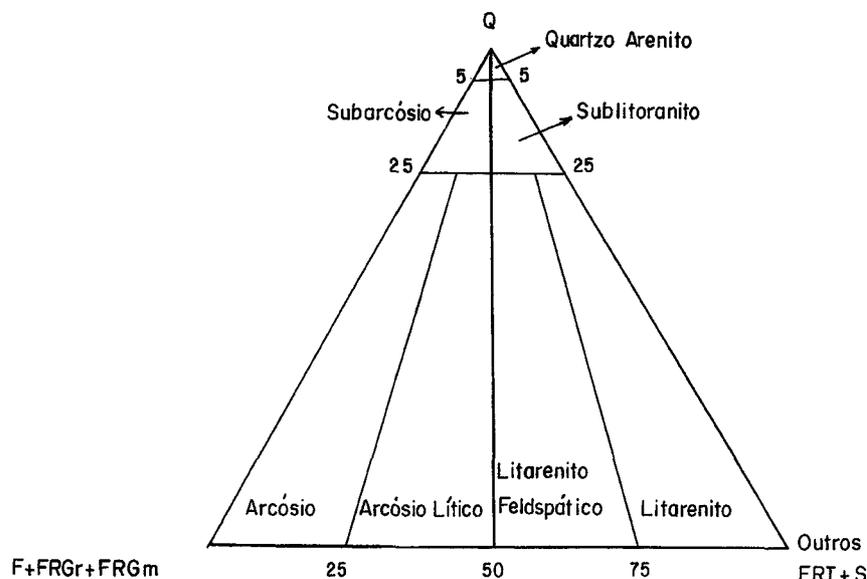


Figura 8 Diagrama para classificação de arenitos (Folk 1968 apud Suguio 1980)

- Q = quartzo
- S = sílex
- F = feldspato
- FRI = fragmentos de rochas instáveis
- FRGr = fragmentos de rochas graníticas
- FRGn = fragmentos de rochas gnáissicas

## Bacias Sedimentares

Uma bacia sedimentar é constituída por uma sucessão de estratos compreendendo diversas seqüências onde cada uma apresenta espessura máxima situada num determinado ponto da bacia chamado depocentro. O local de maior aporte de sedimentos numa bacia pode ser por exemplo a desembocadura de um sistema fluvial que periodicamente migra lateralmente sobre uma seqüência progradacional construindo seqüências coalescentes (deltas) cada qual com seus próprios limites e seu depocentro.

A forma de uma bacia sedimentar está relacionada à estrutura original e à configuração do embasamento sobre o qual a bacia se desenvolveu. Quando a deformação do embasamento é penecontemporânea com o desenvolvimento da bacia sua configuração pode mudar sensivelmente.

### Forma tectônica das bacias

Os três parâmetros utilizados na identificação das bacias (Popp 1987) são

- 1) a composição da crosta subjacente da bacia que poderá ser a crosta continental ou a crosta oceânica
- 2) a identificação do tipo de movimento de placa que ocorreu durante a formação dos ciclos ou da bacia fundamentalmente ocorrem dois tipos de movimentos de placas que afetam a formação da bacia
  - a) divergente e
  - b) convergente

Os movimentos convergentes normalmente afetam as margens ativas das placas em colisões convergenciais e quando muito fortes podem ser transmitidos para o interior das placas cratônicas afetando as áreas maiores produzindo fraturamentos e deformando as bacias interiores. As margens convergentes ou divergentes encontram-se tanto em crostas continentais como oceânicas.

3) Posição da bacia em relação às placas Este parâmetro é baseado na posição que a bacia ocupa na placa (intraplaca ou marginal) e na presença ou ausência de estruturas tectônicas (basculamentos afundamentos falhas normais transcorrentes ou de cavalgamento)

### Classificação

A classificação das bacias sedimentares baseada no arcabouço estrutural é até certo ponto arbitrária principalmente quando o tipo proposto depende da interpretação das feições estruturais observadas ou inferidas na bacia

Os parâmetros utilizados na classificação imprimem ciclos bem definidos dentro da história geológica das bacias que se desenvolvem em áreas continentais marginais ou oceânicas

Um ciclo sedimentar consiste num pacote de sedimentos depositado durante um episódio tectônico sendo que muitas bacias mostram apenas um ciclo sedimentar ou tectônico constituindo as bacias simples Outras entretanto contêm mais de um ciclo tectono sedimentar sendo então denominadas de bacias complexas

Kingston et al 1983 (apud Popp 1987) propuseram uma classificação das bacias com base no princípio da tectônica de placas (Tabela 5)

**TABELA 5**  
**CLASSIFICAÇÃO DAS BACIAS (KINGSTON ET AL , 1983 APUD POPP 1987)**

BACIAS CONTINENTAIS E ADJACENTES	ÁREAS DE MOVIMENTOS DE PLACAS DIVERGENTES	INTERIOR DA PLACA	BACIAS INTERIORES DE SUBSIDÊNCIA (IS) BACIAS INTERIORES DE FRATURAS (IF)
		MARGEM DA PLACA	BACIAS MARGINAIS (MS)
	ÁREAS DE MOVIMENTOS DE PLACAS CONVERGENTES	INTERIOR DA PLACA (PRÓXIMO À MARGEM)	CALHAS AULACOGÊNICAS (FI)
		ADJACENTE À MARGEM DE SUBDUCÇÃO	FOSSAS ADJACENTES ASSOCIADAS (FA)
BACIAS OCEÂNICAS	ÁREAS DE MOVIMENTOS DE PLACAS CONVERGENTES	NA MARGEM DA PLACA	FOSSAS OCEÂNICAS (FO)
	ÁREAS DE MOVIMENTOS DE PLACAS DIVERGENTES	FRATURAS OCEÂNICAS (FR)	

As características gerais de cada bacia são

#### • Bacias Interiores de Subsidiência (IS)

São encontradas no interior de massas continentais com formas circulares e ovais geralmente não acolhendo grandes espessuras de sedimentos São formadas pela simples subsidiência da crosta continental (sinéclise) e originaram-se em sua maioria no Paleozóico

#### • Bacias Interiores de Fraturas (IF)

Estão presentes na crosta continental no interior das placas atuais ou ainda nas margens crustais de antigas

placas continentais As fraturas interiores são causadas por esforços divergentes e tensões que ocorrem dentro do bloco continental As feições dominantes são os falhamentos *horsts* e *grabens* associados à subsidência

- **Bacias Marginais (MS)**

Ocorrem nas margens dos blocos da crosta continental em áreas de movimentos divergentes sendo que seus eixos estão depositados paralelamente aos limites da crosta oceânica-crosta continente podendo a sedimentação processar-se em *overlap* sobre a crosta oceânica A origem é tectônica com vários ciclos de sedimentação

- **Bacias de Falhamento Continental/Calhas Aulacogênicas (FI)**

Formam-se por afundamentos entre blocos falhados que se afastam ocorrendo geralmente entre dois sistemas principais de falhas Muitas destas bacias estão em formação ou são de idade terciária

Esta categoria por alguns autores também denominada de aulacógeno é um caso especial e caracteriza-se por ser uma bacia sedimentar disposta em uma longa e estreita depressão formada por inúmeras falhas desenvolvidas numa plataforma instável, situada junto a um ativo geossinclinal sendo que as seqüências sedimentares podem ser bastante espessas e fortemente dobradas Normalmente corresponde a um Rift abortado de uma junção tríplice

Muitas destas bacias têm início com esforços divergentes locais produzindo falhas extensionais e blocos acolhendo sedimentos continentais Após este estágio ocorrem esforços de deformação sendo que estruturas de torção formam-se ao longo dos flancos ou dentro da bacia Caso encontre-se muito próxima ao oceano podem depositar-se sedimentos marinhos No último estágio ocorrem levantamentos e erosão subaérea que podem provocar a destruição das estruturas e parte da bacia Geralmente evolui para um cinturão dobrado e caso continue a convergência das placas pode resultar numa orogênese

- **Fossas Adjacentes Associadas (FA)**

Também conhecidas como bacias intermontanas jazem sobre a margem da placa continental convergente tanto entre arcos vulcânicos quanto não vulcânicos Desenvolvem-se sobre sedimentos dobrados e não sobre a crosta resultando de um simples afundamento Normalmente mostram-se deformadas por esforços contemporâneos à sedimentação recebendo grande volume de clásticos vulcânicos podendo ainda marcarem presença areias quartzosas ou arcósias uma vez que a fonte natural dos sedimentos encontra-se muito próxima

Klemme 1980 (apud Popp 1987) denominou esta categoria de subducção (tipo 6) e de acordo com a localização com referência aos Arcos de Ilhas formados em regiões de subdução Classificou-a em *fore-arc back-arc* e *non arc*

- **Fossas Oceânicas (FO)**

Estão localizadas tanto sobre a crosta oceânica como também nas margens de duas ou mais placas convergentes Uma zona de subducção é formada na porção terminal da placa encurvada que "mergulha" sob a placa adjacente formando uma fossa

Atualmente as fossas são relativamente estreitas e localizam-se nas curvaturas das zonas de subducção

São conhecidos dois tipos de fossas tectônicas oceânicas (Popp 1987)

O primeiro envolve duas placas oceânicas que se superpõem uma à outra formando uma fossa do tipo meso oceânica como da Mariana Aleutiana ou as fossas das Filipinas Estas depressões normalmente têm um preenchimento pouco espesso sendo constituído primeiramente por sedimentos vulcanogênicos e subsidiariamente pelo tipo pelágico de águas profundas e

O segundo envolve uma placa oceânica sobreposta por uma placa continental A fossa formada nesta junção pode receber sedimentos marinhos pelágicos e vulcânicos bem como finos clásticos terrígenos Esta fossa oceânica marginal acumula seqüências espessas de águas profundas Como a convergência das placas é contínua ocorre compressão subsidência dobramentos e orogênese

Fratras oceânicas (FR)

São regiões onde a crosta oceânica está sendo afetada pela separação dos continentes e conseqüentemente produz uma expansão do assoalho Aí acumulam-se expressivas seqüências sedimentares constituindo uma bacia à parte que pode acolher sedimentos pelágicos material vulcânico clástico e turbiditos distais dependendo da proximidade de blocos continentais ou arcos vulcânicos

## Sistemas e Ambientes Depositionais

A adoção do conceito de Sistemas Depositionais é utilizada quando as rochas são estudadas como um pacote tridimensional reconhecido por critérios litológicos e designado por termos genéticos

Consiste no agrupamento das rochas sob os aspectos processos ambiente de sedimentação e fácies sedimentares como pode ser observado na Tabela 6

**TABELA 6**  
**SISTEMAS DEPOSITIONAIS**

Processos	Ambiente de Sedimentação	Fácies Sedimentares	S I S T E M A S  D E P O S I C I O N A I S		Leques Aluviais	
Físico	Depositional	Litologias		C o n t i n e n t a i s		Fluvial
Químico		Geometrias				Lacustre
		Estruturas Sedimentares				Eólico
Biológico	Paleocorrentes	Fósseis	T r a n s i c i o n a i s		Glacial	
						Deltaico
			M a r i n h o s		Paludal	
					Planície Costeira (Estuário)	
					Barreiras	
					Planícies de Marés	
					Plataforma Continental	
					Talude Continental	
					Abissal	

Causa → Efeito

Um sistema deposicional é constituído por uma associação de fácies geneticamente ligadas entre si e depositadas como se fossem unidades deposicionais simples. Os sistemas deposicionais apresentam as seguintes características importantes para sua identificação e diferenciação (Fisher & Brown 1972 apud Popp 1987)

- 1 Dimensões e Geometria:** obtidas através de seções transversais e longitudinais a partir de perfis compostos perfis elétricos seções sísmicas combinadas com mapas de isópacas isolíticos razão areia/folhelho etc e
- 2 Relações entre fácies genéticas:** obtidas pela interpretação dos caracteres litológicos paleontológicos e geométricos dos corpos de maneira a distingui los de corpos adjacentes e contemporâneos. A interpretação faciológica é também obtida a partir do significado dos formatos dados pelos perfis de raios gama "SP" e R

### Classificação

Ambiente sedimentar é uma porção da superfície da terra que apresenta características físicas químicas e biológicas próprias e que pode ser distinguida de outras porções adjacentes (Popp 1987)

As Tabelas 7 e 8 mostram uma classificação modificada de Le Blanc 1972 (apud Popp 1987) que inclui feições geomorfológicas e sedimentares encontradas comumente em porções particulares de ambientes deposicionais que se estendem desde regiões intracratônicas passando por epicontinental a nerfítico batial e abissal

**TABELA 7**  
**CLASSIFICAÇÃO DOS AMBIENTES DEPOSICIONAIS: FLUVIAL E ALUVIAL; DESÉRTICO E GLACIAL (MODIFICADO DE LE BLANC, 1972, APUD POPP, 1987)**

AMBIENTES					
C O N T I N E N T A L	FLUVIAL E ALUVIAL	LEQUES ALUVIAIS	FLUXOS DE CORRENTES		Canais confinados
			FLUXO VISCOSO		Manto de inundação Enxurradas Depósitos residuais
		RIOS ANASTOMOSADOS			Fluxo de detritos Corrida de lama
					Canais (vários tamanhos)
		RIOS MEANDRANTES (VALE ALUVIONAL)	CANAIS MEANDRANTES		Barras Longitudinal Transversal
			BACIA DE INUNDAÇÃO		
	DESÉRTICO	DUNAS <i>Wadis</i> <i>Sebkha</i>	DUNAS COSTEIRAS		Tipos: Transversa Self Longitudinal Barcana Parabólica Dômica
			DESÉRTICA		
			OUTRAS DUNAS		
	GLACIAL	DEPÓSITOS NÃO ESTRATIFICADOS	GLACIAIS	MORENAS	Tilitos
		DEPÓSITOS ESTRATIFICADOS	PLANÍCIE DE LAVAGEM OUTWASH	DEPÓSITOS DE CONTATO GLACIAL FLUVIOGLACIAIS	<i>Eskers</i> <i>Kames</i> Padrões de rios anastomosados e microdeltas
				Periglaciais (lacustres e marinhos)	Ritmitos varvitos e folhelhos com seixos pingados Turbiditos
FEIÇÕES EROSIVAS NO RELEVO		VALES EM U VALES SUSPENSOS CIRCOS GLACIAIS ROCHAS <i>MOUTONNÉS</i> E ESTRIAS GLACIAIS			

TABELA 8

CLASSIFICAÇÃO DOS AMBIENTES DEPOSICIONAIS: DELTAICO; COSTEIRO; MARINHO RASO E MARINHO PROFUNDO (MODIFICADO DE LE BLANC 1972, APUD POPP 1987)

AMBIENTES					
T R A N S I C I O N A L	DELTAICO	PLANÍCIE DELTAICA SUPERIOR OU FRENTE DELTAICA	RIOS MEANDRANTES	Canais	
				Diques	
				Barras em pontal	
			PLANÍCIE (OU BACIA) DE INUNDAÇÃO	Cursos d'água Lagos e Pântanos	
		PLANÍCIE DELTAICA INFERIOR	CANAIS DISTRIBUTÁRIOS	Canais	
			Diques		
		BAIXOS INTER DISTRIBUTÁRIOS	Mangues Lagos Canais de maré e Planícies de marés		
		PRÓ DELTA	PROXIMAL	Barras de desembocadura Planícies de marés Praias	
			DISTAL	Cordões litorâneos Barras distais e Barreiras	
	C O S T E I R O	COSTEIRO	PLANÍCIE COSTEIRA (SUBAÉREO)	ILHAS DE BARREIRAS	Barras Barreiras Praias Baixios e Turfeiros
PLANÍCIE DE CHENIER				Cordões litorâneos Planícies de marés	
MARÉS				Planícies de marés Estuários	
SUBAQUOSO		LAGUNAS	Recifes e Bancos de areia		
		CANAIS DE MARÉS			
		PEQUENOS ESTUÁRIOS			
M A R I N H O	MARINHO RASO	PLATAFORMA (NERÍTICA)	INTERNA	Bancos de areia	
			MÉDIA		
			EXTERNA		
	MARINHO PROFUNDO			TURBIDITOS	
CANIONS					
LÉQUES (SUBMARINOS)					
TALUDE E ABISSAL					
			VASAS		

## CARACTERES DIFERENCIAIS ENTRE AMBIENTES CONTINENTAIS E MARINHOS

As divisões maiores de ambientes compreendem o continental e o marinho que apresentam características diferenciais marcantes as quais se encontram impressas nos sedimentos. Os caracteres que permitem, em princípio, distinguir estes dois grandes compartimentos segundo Popp (1987) são

### **Ambientes Continentais**

A configuração destes ambientes é marcada por grande influência climática (temperatura e umidade). Distinguem-se dos ambientes marinhos pelas seguintes características:

Presença de fósseis terrestres e de água doce

Abundantes formas de relevos dissecados

Presença de paleossolos e depósitos de carvão ou turfa

Frequência das cores avermelhadas (óxido de ferro) devido às condições oxidantes reinantes na superfície da terra

Formas resultantes de trabalho eólico e glacial

Predominância de sedimentos detríticos sobre os químicos

Paleossalinação fraca ou flutuante

Corpos com geometria cônica, convexa, linear ou em cunha e

Predominância de estruturas de paleocorrentes unidirecionais

### **Ambientes Marinhos**

A diversidade de ambientes marinhos resulta de variações que afetam a profundidade e a turbulência da lâmina d'água. Diversos são os caracteres que os diferenciam dos ambientes continentais, tais como:

Presença de fauna e flora marinha diferenciadas

Ausência de superfície de exposição (exceto em zonas intermaré)

Constância na paleossalinação

Predominância de sedimentos químicos e bioquímicos, sobretudo calcários, em detrimento dos sedimentos detríticos

Corpos com estrutura tabular contendo estratos com laminação cruzada fraca

Raridade de cores avermelhadas e

Estratos com extensa distribuição lateral

## SISTEMA FLUVIAL

A vazão de um rio depende tanto da área cortada pelo canal como da velocidade do fluxo, relação esta que determina as dimensões máximas de material que pode ser movimentado (competência) e o volume de carga transportada (capacidade) do rio. Os rios anastomosados transportam principalmente areia, cascalho e muito pouca argila (Popp, 1987).

Em um sistema fluvial anastomosado os depósitos são oriundos de sedimentação em barras e canais. As estruturas sedimentares preponderantes são:

Estratificação plano-paralela e

## Estratificação cruzada e acanalada

Segundo Popp (op cit) as barras podem ser classificadas como

Longitudinal com forma alongada segundo a direção da corrente e constituída principalmente por clastos

Transversal ou linguóide constituída por clastos ou areias oriundas de avalanches progradacionais e

Pontal: forma camadas do tipo coalescente por corredeiras e escavações desenvolvidas ocasionalmente em áreas de baixa energia

Os modelos de sedimentação podem ser enquadrados em 4 (quatro) tipos (Popp op cit)

- Tipo 1 (Scott)

Consiste principalmente de barras conglomeráticas longitudinais com lentes de areias formadas por preenchimentos do canal principal e de outras menores escavadas durante o regime de baixa energia

- Tipo 2 (Don Jek)

Podem predominar areias ou conglomerados Distingue se por ciclos granodecrescentes formados por acreção lateral de barra em pontal ou deposição vertical em canais Representam depósitos de preenchimento de grandes vales que podem atingir até 60 metros de espessura Ocorrem fácies de barras do tipo longitudinal e linguóide fundo de canal topos de barras e transbordamentos

- Tipo 3 (Platte)

Caracteriza se por abundância de barras linguóides depósitos de dunas com estratificação cruzada plana e acanalada A ciclicidade não é bem desenvolvida provavelmente devido à falta de variações topográficas no rio Não há evidência de depressões canais abandonados e depósitos de transbordamento

- Tipo 4 (Bijou Creek)

Consiste de fácies de areias com laminação horizontal e subordinadamente laminação cruzada e marcas de ondas Formam se por ocasião de tempestades rápidas em rios de fluxos efêmeros

Com respeito às fácies podem ser observadas

### Fácies de Ruditos

- Camadas maciças de clastos clastos entre 2 e 64 mm de diâmetro excepcionalmente podendo alcançar 20 cm Constituem as unidades faciológicas de base erosiva com cerca de 1 a 4 m de espessura e
- Clastos com estratificação acanalada formados em canais rasos mostram geometria lenticular medindo entre 20 cm e 13 m de espessura por 1 a 12 m de largura

### Fácies de Arenitos

- Arenitos com estratificação cruzada acanalada os arenitos são médios a grosseiros As sequências compreendem várias camadas entre 5 e 60cm alcançando um total de até 6 metros e
- Arenitos com estratificação cruzada planar cada camada apresenta em média menos que um metro de espessura Cada fácies pode conter até 10 camadas superpostas Formam depósitos de barras de tamanhos variáveis de acordo com a velocidade e o poder da corrente

### Acreção por Barras

- Arenitos com laminação horizontal os arenitos podem ser laminados a maciços A granulação varia de muito fina à grosseira A espessura de cada fácies pode alcançar desde poucos centímetros até uma

dezena de metros. Estão presentes lineamentos de partição e marcas de ondas de pequena escala desenvolvem-se em regime de fluxo superior

- Arenitos com laminação cruzada e marcas de ondas ocorre grande variedade de marcas de ondas assimétricas Os arenitos médios são os mais típicos Estão presentes marcas de ondas por migração Esta fácies alcança desde poucos centímetros a menos de uma dezena de metros
- Arenitos de corte e preenchimento estão presentes em canais erodidos medindo cerca de 45 cm de profundidade por 3 metros de largura Os arenitos são finos a grosseiros comumente conglomeráticos com estratificação de baixo ângulo Podem conter ainda laminação planar lineamentos de partição laminação acanalada e pequenas marcas de ondas
- Laminação pelítica e arenítica as areias são muito finas e encontram-se intercaladas em lâminas de pequena espessura de silte e argila Ocorrem marcas de ondas de pequena escala camadas com laminação ondulada e bioturbação raízes e carvão ou caliche dependendo do clima Esta seqüência oscila desde alguns milímetros a poucos decímetros e
- Películas argilosas argila ou silte escuros e maciços ou laminados ocorrem em lentes que alcançam desde poucos milímetros até poucos centímetros São formados em águas paradas após eventuais transbordamentos

As principais fácies presentes no sistema meandrante são

Barras em pontal ou de meandro

Diques naturais

Depósitos de rompimento de diques

Depósitos de planície de inundação e

Depósitos de preenchimento de canais abandonados

Em rios de menor sinuosidade as fácies de depósitos de transbordamento são muito escassas e os diques naturais são muito pouco desenvolvidos

As fácies arenosas têm geometria linear tabular com uma relação alta comprimento/espessura Estas fácies formam-se pela acreção lateral das barras de meandro As espessuras estão entre 15 e 40 metros e resultam da superposição de vários canais Os depósitos de transbordamento formam-se por acreção vertical Cada ciclo fluvial completo é formado por depósitos de canal de barras e de transbordamento resultando em uma seqüência granodécrescente

Processos de Sedimentação e Fácies

- Fácies de canal

São formadas dentro do canal e incluem os depósitos residuais do canal as barras de meandro as barras de canais e os depósitos de preenchimento de canal

- Depósitos residuais de canal

Geralmente ocorrem na parte mais profunda do leito e menos frequentemente dentro dos sedimentos das barras Os depósitos residuais variam de areia grossa até matacões bem arredondados Além dos clastos podem ser encontradas pelotas de argila fragmentos de madeira e outros A estratificação cruzada acanalada é comum

- Fácies de barras de meandro ou de pontal

Constituem os depósitos da porção interna do canal meandrante enquanto que a porção externa constitui área de erosão

A sedimentação se processa devido ao cruzamento e o declínio da velocidade do fluxo ao passar da

margem côncava para a margem convexa oposta. Em virtude da contínua erosão do banco côncavo e sedimentação no banco convexo o canal está sempre migrando lateralmente resultando numa deposição por acreção lateral. Os depósitos individuais de barras de pontal medem entre 1 e 3 metros de espessura nos rios pequenos e 10 a 15 metros nos maiores. Estas barras assumem importância porque dentro de todo o sistema representam o maior volume de sedimentos depositados numa determinada unidade de tempo. São constituídas de areias e grânulos de tamanhos tão variáveis quanto a disponibilidade da carga do rio. São encontradas sempre sobre os depósitos residuais de canais que são formados por clastos grosseiros de modo que as barras sempre terão uma constituição imediatamente menos grosseira e predominantemente arenosa resultando numa sequência granodécrescente.

As estratificações cruzada e acanalada são comumente encontradas na porção inferior das barras enquanto que nas porções superiores estão presentes marcas onduladas, laminações plano paralelas e camadas maciças.

- Fácies de barras de canais

Ocorrem freqüentemente em canais de baixa sinuosidade ocupando cerca de 50% do canal porém sempre ligadas a uma das margens alternadamente. Migram para jusante em consequência da contínua deposição à frente e também lateralmente.

São constituídas principalmente por areias médias a grosseiras e em alguns casos com ruditos no topo. As estruturas mais comuns são estratificação plano paralela (de alta e baixa velocidade) e estratificação cruzada.

- Fácies de preenchimento de canal

Os canais são preenchidos tanto por depósitos de acreção lateral como vertical. Um canal ativo pode ser preenchido devido a um aumento exagerado na taxa de sedimentação. Outros canais podem ser abandonados por corte do meandro devido à excessiva aproximação e neste caso serão preenchidos posteriormente por depósitos de transbordamento.

- Fácies de transbordamento

À medida que o rio aumenta seu nível por ocasião das cheias parte da fração de sua carga deposita-se nas margens onde ocorre uma diminuição da velocidade do fluxo formando os depósitos de diques marginais. Estes durante as cheias podem ser rompidos em alguns pontos através dos quais haverá passagem da água levando parte da carga de fundo que produzirá um depósito em forma de leque ou cunha conhecido como depósito de rompimento de dique marginal (*crevasse splay*).

No decorrer das cheias as águas ultrapassam os diques invadindo as planícies onde se processará a decantação do material fino em suspensão. As bacias de inundação constituem normalmente depressões do sistema mais antigo e de meandros abandonados.

- Fácies de diques marginais

A granulação dos diques naturais é mais fina que aquela correspondente às barras de meandro. Entre as estruturas estão presentes as estratificações cruzadas e as estratificações plano paralelas em sedimentos siltico argilosos que se alternam de forma rítmica. Ocorrem ainda marcas de ondas assimétricas e linguóides.

- Fácies de rompimento de diques marginais

São em geral mais grosseiras que os depósitos de diques marginais. Com o rompimento parte da carga de fundo espalha-se por sobre a planície aluvial seccionando os diques naturais constituindo canais com material mais grosseiro (arenosos) cortando os mais finos (diques e depósitos de planícies de inundação).

As estruturas sedimentares mais frequentes são laminação plano paralela e cruzada, microlaminação cruzada e laminação ondulada. A granulação decresce do canal em direção à planície.

- Fácies de bacias de inundação

A natureza é siltica e argilosa proveniente da carga em suspensão. A sequência tem início após o transbordamento com sedimentação de arenitos muito finos seguidos de siltitos e finalmente argilas que após as cheias devido à exposição subaérea desenvolvem gretas de ressecamento.

Os arenitos muito finos e siltitos apresentam marcas de ondas laminação cruzada de pequeno porte e laminação horizontal. A espessura varia desde poucos centímetros até vários metros sempre com características granodecrescente.

Em climas úmidos as planícies de inundação são baixas e úmidas com o desenvolvimento de intensa vegetação. Nos pântanos podem ter lugar a formação e a acumulação de depósitos de turfa. Encontram-se ainda associados a estes depósitos estruturas de marcas de raízes, tubos de vermes, etc.

Os sedimentos adquirem coloração cinza escura a preta particularmente nos depósitos argilosos com acumulação de matéria orgânica vegetal.

Em climas áridos ocorrem nódulos de carbonatos, concreções de ferro e sais alcalinos devido à evaporação.

#### SISTEMA DELTAICO

Delta é um sistema deposicional alimentado por um rio causando uma progradação irregular da linha da costa (Scott & Fisher 1969 apud Popp 1987).

A configuração de um delta depende (Popp op cit) da quantidade de material transportado pelos rios e da capacidade de redistribuição do material pelas correntes marinhas ou lacustres e ondas. Em função do domínio de um ou de outro fator acima os deltas podem ser construtivos ou destrutivos (Tabela 9 e Figura 9).

**TABELA 9**

**CARACTERES MORFOLÓGICOS E FACIOLÓGICOS DIFERENCIAIS  
ENTRE DELTAS CONSTRUTIVOS E DESTRUTIVOS (POPP 1987)**

<b>DELTAS CONSTRUTIVOS</b>	<b>DELTAS DESTRUTIVOS</b>
Desenvolvidos em áreas cratônicas e em <i>riff valleys</i>	Desenvolvido em áreas marginais de bacias marinhas
Formas alongadas e lobadas	Cuspidados ou franjados
Fácies progradacionais e agradacionais dominantes	Fácies de submergência dominantes (destrutivas e marinhas)
Intensa progradação (máxima em deltas alongados)	Progradação fraca: processos fluviais pouco acentuados. Ação de ondas, marés e correntes litorâneas
Eixo deposicional das areias perpendicular ao rumo deposicional do delta	Eixo deposicional das areias paralelo ao rumo deposicional (delta cuspidado) ou normal (franjado)
Pró delta muito espesso (pelitos laminados escuros, ricos em matéria orgânica em deltas alongados)	Pró delta menos espesso (fossilífero, muito bioturbado e com glauconita nos sedimentos pelíticos)
Frente deltaica bem desenvolvida com barras de desembocadura	Frente deltaica bem desenvolvida associada com lentes de areia e silte (barras alongadas em deltas franjados)
Abundante matéria orgânica no pró delta e na planície deltaica	Escassa matéria orgânica (deltas cuspidados) ou abundante (deltas franjados)
Falhas de crescimento ( <i>growth faulting</i> ) em áreas transicionais entre a frente deltaica e pró delta	Desenvolvimento raro de falhas
Planície deltaica bem desenvolvida com baixios interdistributários, canais distributários e diques marginais	Planície deltaica com desenvolvimento de planície de maré, mangues e turfas com canais de maré ou de praias e barreiras

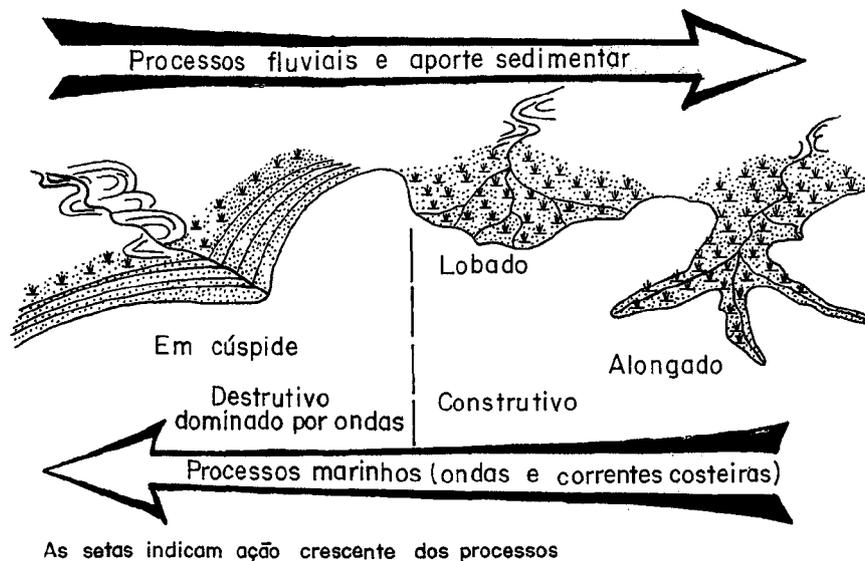


Figura 9 Processos envolvidos na formação de deltas construtivos e destrutivos dominados por ondas (segundo Scott modificado por Suguio 1981 apud Popp 1987)

De acordo com o aporte de sedimentos e a energia das ondas e correntes os deltas são classificados (Galloway 1975 apud Popp 1987) como alongados lobados cuspidados ou estuarinos

Um sistema deltaico (Figura 10) pode ser subdividido nos seguintes subsistemas (Popp op cit)

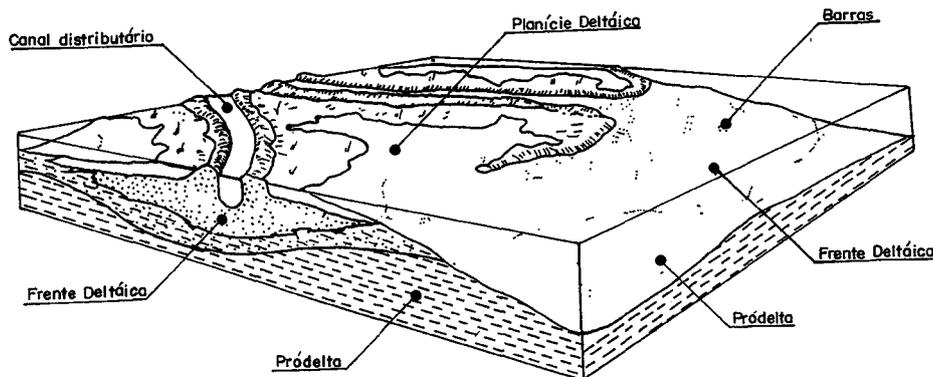


Figura 10 Subsistemas deltaicos (Modificado de Shannan e Dahl 1976 apud Popp 1987)

• **Planície deltaica:**

Pode ser subdividida em superior e inferior. A planície deltaica superior é de domínio fluvial onde à correspondente planície de inundação podem estar associados lagos e pântanos. Constitui a porção subaérea do delta. A inferior situa-se sobre os lobos deltaicos e está sujeita à ação das marés. É constituída predominantemente por diversos canais distributários separados por baixios interdistributários onde podem ser encontrados depósitos de mangues, lagos, marés, canais de marés etc. conforme o tipo de delta.

• **Frente deltaica:**

Encontra-se quase sempre submersa apresentando sedimentos característicos de barras de desembocadura, planícies de marés, praias, cordões litorâneos, barreiras, barras distais etc.

• **Pró-delta:**

Consiste numa deposição de sedimentos pelíticos abaixo da ação das ondas atingindo algumas dezenas de metros de espessura.

## Caracteres das litofácies

Na planície deltaica superior ocorre o domínio dos processos fluviais que resultam em fácies geométricas típicas deste ambiente

A planície deltaica inferior compreende uma área relativamente plana recortada por canais distributários ativos ou abandonados que são preenchidos por areias de granulação variável com estratificação cruzada associadas a areias mais finas de barras e diques marginais. Os baixios interdistributários são preenchidos por siltitos e argilitos associados à matéria orgânica, turfa, carvão e restos de plantas provenientes da vegetação existente. Entre os lobos podem ocorrer depósitos argilo-silticos com restos de conchas e micas, típicos de baías ou lagunas.

A frente deltaica é constituída de areias muito finas intercaladas por siltitos constituindo principalmente barras de desembocadura e barras distais. A atividade orgânica mais comum nesta porção é representada por estruturas de bioturbações nas rochas. São comuns também as ocorrências de estruturas de escorregamento. No pró-delta os depósitos são tipicamente marinhos, sendo que as partículas são depositadas por suspensão, predominando argilas escuras e siltitos em lâminas finas plano-paralelas. Devido à acumulação de partículas orgânicas, diversos organismos habitam esta zona, sendo frequente a ocorrência de fósseis marinhos, tais como braquiópodes, pelecípodes, bivalves, etc.

## Seqüência deltaica

Uma coluna vertical de um sistema deltaico mostra uma seqüência granocrescente iniciando com uma fácies pelítica marinha, passando gradativamente para fácies de arenitos muito finos de frente deltaica, terminando por fácies de arenitos médios ou grosseiros de canais. Os canais passam lateralmente para folhelhos e carvão que na seção podem ser encontrados abaixo ou acima dos canais distributários. Esta seqüência pode ser composta por ciclos que se repetem diversas vezes. Além disso, cada tipo de delta tem uma seqüência própria com o desenvolvimento das fácies segundo os processos dominantes na época da deposição. A Figura 11 mostra o ambiente deltaico, as fácies e a seqüência vertical desenvolvida por um delta dominado por marés.

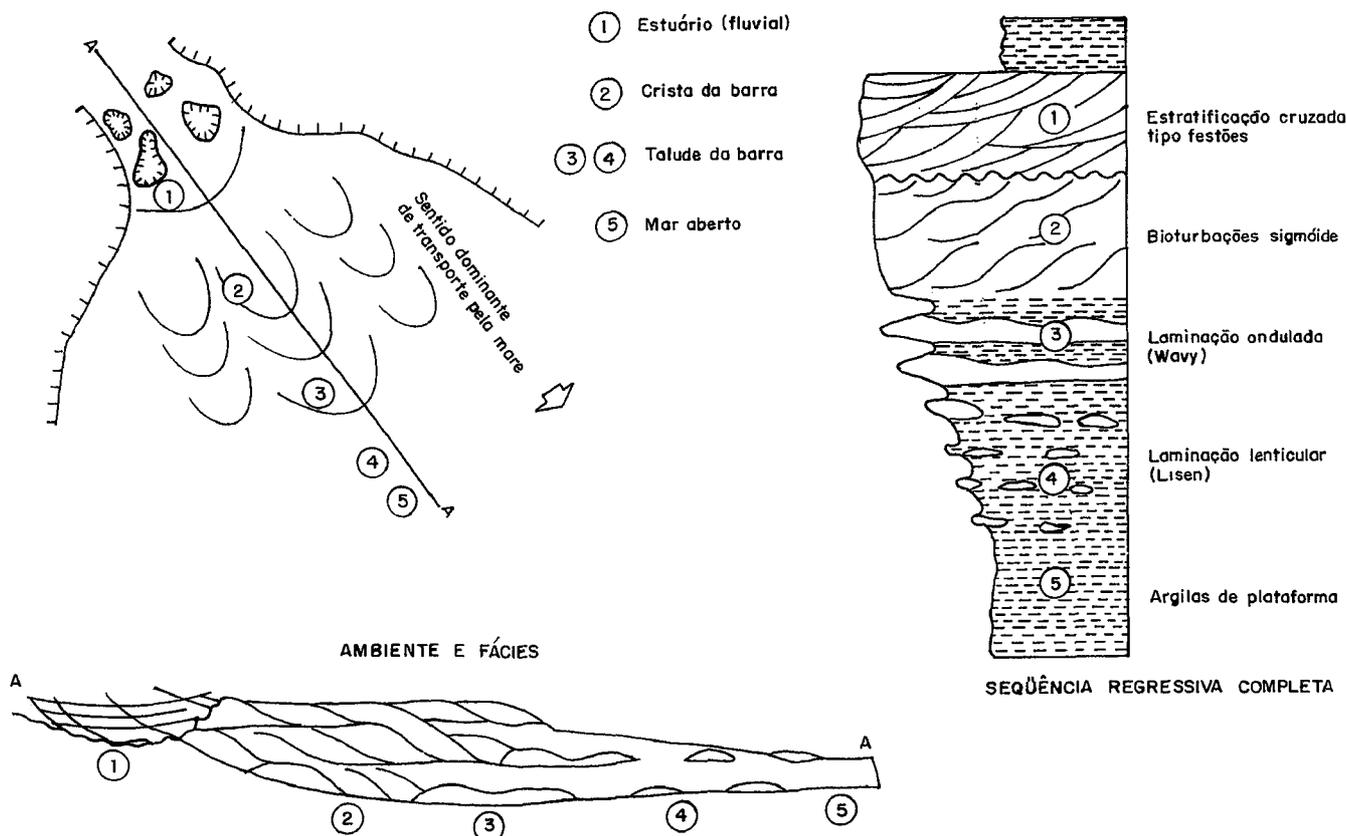


Figura 11 Ambientes, fácies e seqüências desenvolvidas por um delta dominado por marés (Popp 1987)

## SISTEMA MARINHO

### a) Plataforma Continental

Segundo Emery 1968 (apud Popp 1987) aproximadamente 70% das plataformas são cobertas por sedimentos que foram depositados sob condições diferentes daquelas que vigoram nos tempos atuais

Os tipos de depósitos terrígenos de plataforma variam em função

Do influxo de sedimentos

Da estabilidade e

Do movimento eustático do nível do mar

Na região compreendida entre a praia e a plataforma denominada zona de transição os sedimentos são em geral mais finos que aqueles da praia e mais grosseiros que os presentes na plataforma

A profundidade da zona de transição que depende da energia da costa oscila contudo de uma maneira geral entre 2 e 20 metros

- Plataforma Marinha Rasa

Nas plataformas abertas quando das grandes tempestades as ondas constroem barras costa fora encontradas em profundidades que podem variar entre 15 e 200 metros

É nestas barras que ocorrem as estruturas do tipo *hummocky* que fazem parte das fácies denominada tempestitos (Della Favera 1984 apud Popp 1987)

#### - Tempestitos

A estrutura mais importante ou melhor dizendo a assinatura dos processos ligados às tempestades é a estratificação cruzada *hummocky* que ocorre numa camada com granodecrescência ascendente em cuja base podem estar concentrados fósseis corporais. A laminação interna manifesta-se por ondulações truncantes (*truncated wave ripples* Campbell 1966) normalmente com mergulhos suaves. Cada lâmina apresenta microgradação sendo cada conjunto concordante de lâminas (*sets*) paralelo à superfície basal de truncamento. Existe tendência das ondulações aumentarem o espaçamento entre cristas no sentido ascendente ao mesmo tempo em que diminuem a sua altura. Na base da camada as laminações são plano paralelas enquanto na sola das camadas ocorrem marcas entre as quais os *gutter casts*. No topo do intervalo arenoso podem aparecer *ripples* de onda de crista reta ou mostrando um padrão de interferência. O espaçamento entre cristas das ondulações deve ser superior a 1m (definição original) sendo que abaixo deste valor pode ser adotado o termo *microhummocky*.

Estratificação cruzada *swaley* ocorre nas depressões (*swales*) entre cristas (*hummocks*) de tempestitos proximais. É caracterizada por superfícies de truncamento côncavas para cima aparecendo comumente com o aspecto *flaggy* (lâminas de arenito salientes entremeadas com lâminas reentrantes) quando exposta ao intemperismo. Quando revestidos por um *drape* de argila os *swales* geram uma feição denominada de corte em catenária bastante característica de tempestitos. Estratificação ondulada (*wavy bedding*) e lenticular (*linsen bedding*) constituem camadas delgadas apresentando internamente ondulações truncantes do tipo *microhummocky*. Sua continuidade lateral determina a classificação sendo o nome lenticular aplicado à ocorrência em lentes descontínuas em vez de camadas. Muitos tempestitos são caracterizados apenas por níveis ricos em conchas (*shell beds*) ou ossos (*bone beds*). Além dos tipos aqui citados pode-se mencionar também o *climbing wave ripples* e eventuais níveis bioturbados (*hardgrounds*).

É muito grande a semelhança dos tempestitos com os turbiditos já que ambos apresentam basicamente a mesma organização vertical: estrutura interna de camada e geometria deposicional. De acordo com Della Favera (1984) a diferença básica residiria no intervalo "C" de Bouma já que nos tempestitos este intervalo apresenta as ondulações truncantes e normalmente domina os restantes. Em termos de tempo de deposição ambos os depósitos resultam de rápidos pulsos de sedimentação que se alternam com longos períodos de não deposição. Em ambos os casos a não deposição fica marcada por níveis endurecidos (hemipelagitos no caso de turbiditos).

De acordo com Duke (1983 apud Popp 1987) os principais elementos para identificar os tempestitos são

- 1) Laminação cruzada ondulada com ângulos inferiores a 15°
- 2) Camadas arenosas com dezenas de metros com curvaturas côncavas e convexas e
- 3) Estas apresentam-se frequentemente truncadas por erosão e recobertas por novas camadas. Há casos que não há erosão e os estratos terminam contra camadas de mergulho oposto

Resumindo os tempestitos representam sedimentação episódica de deposição instantânea e turbulenta formada durante as grandes tempestades separados por sedimentação fina *hardground* bioturbada que ocorre na fase de mar calmo (Figura 12)

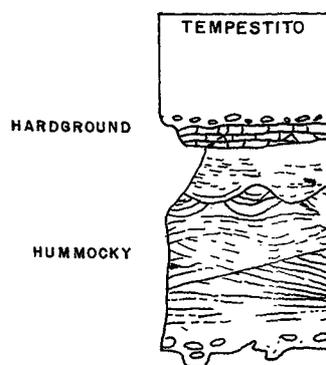
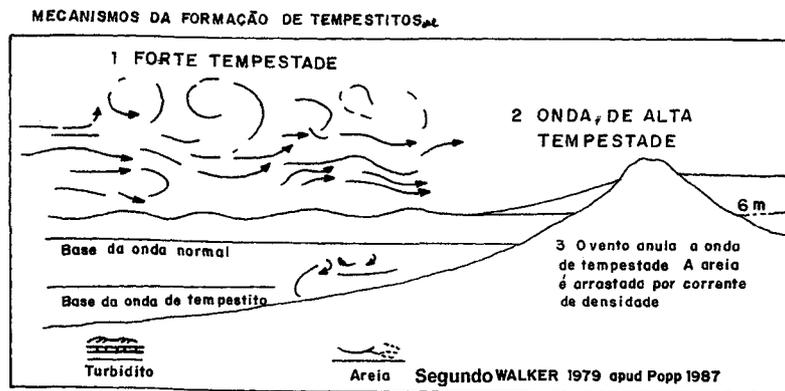
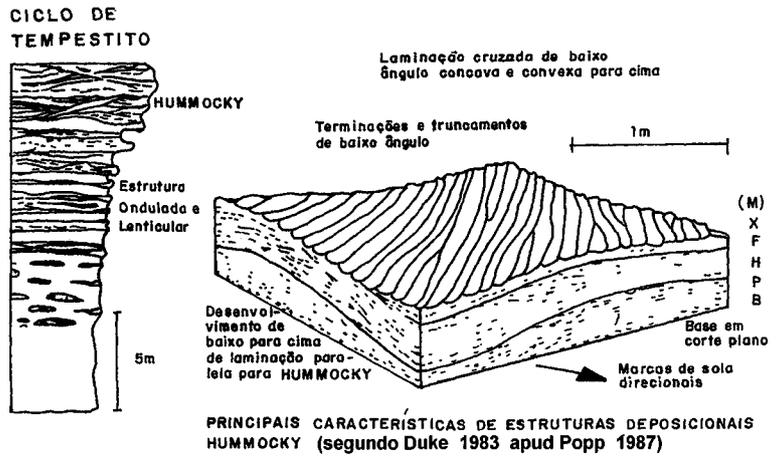


Figura 12 Processos e características dos depósitos de tempestitos (Popp 1987)

- Fácies de Plataforma Carbonática

Com base em estudos desenvolvidos por Irwin 1965 (apud Popp 1987) a sedimentação dos carbonatos em plataforma mostra uma disposição do centro da bacia para as margens como segue Calcilutitos que gradam para biomicritos contendo fósseis

Calcarenitos (esqueletos e oólitos) e  
Calcários pelétoideais dolomitos microcristalinos e evaporitos

Uma plataforma continental consiste de duas superfícies horizontais paralelas correspondentes ao nível do mar e à base das ondas (Popp op cit )

Na zona denominada X (Popp op cit ) que encerra a porção mais profunda da bacia já em mar aberto e abaixo das ondas assentam se por suspensão argilas e material fino com estrutura laminada A fauna mostra se preservada *in situ* e sem fragmentação Tais condições podem estender-se por centenas de quilômetros quadrados

Já próximo à praia a turbulência do fundo provocada pela base das ondas promove a remoção e transporte dos sedimentos finos Os fragmentos da fauna e as areias oolíticas permanecem sob a forma de bancos e barras dispostas como faixas lineares estreitas e longas paralelas à praia Esta zona recebeu a designação de Y (Popp op cit )

As barras criam condições lagunares onde predominam condições de baixa energia depositando se em ambiente calmo arenitos com esqueletos e pelotas fecais e micritos Em direção ao continente gradam para argilas calcíferas laminadas bioturbadas depositadas em planícies de maré

Esta zona é designada como Z sendo que em locais com elevada salinidade formam se dolomitos e evaporitos em ambiente de *Sabkha*

### **b) Ambiente Recifal**

Recifes são produtos da construção ativa de organismos marinhos junto a sedimentos que crescem em combinação com seus detritos formando estruturas rígidas e resistentes à ação das ondas (Popp op cit )

Nas áreas estáveis os recifes são de distribuição caótica (*Radon Reep Complexes*) e caracterizados pela pequena espessura com crescimento ascendente limitado devido à pequena profundidade das águas Ocupam grandes áreas rasas

Já nas áreas instáveis estão presentes os recifes de Barreira os mais importantes do passado cujas espessuras podem por vezes alcançar os 1000 m

Formas dos Recifes

Circular ou Atol

De Barreira e

De Franja ou Costeiro

Subambientes dos Recifes

Nucleo

Flanco e

Inter recife

### **c) Talude Continental**

É um declive rochoso que ocorre logo após a plataforma continental com inclinação bastante variável alcançando no Brasil 15 a 20 graus Muitas vezes apresenta profundos entalhes denominados vales submarinos ou canhões Os frequentes deslizamentos impedem que acumulem sequências espessas de sedimentos

Os sedimentos presentes nos taludes mostram em média as seguintes porcentagens (Popp op cit )

Vasas 60%

Areia 25% (por vezes supera a fração vasa)

Rochas e Seixos 10% e

Conchas 5%

#### **• Correntes de turbidez**

As correntes de turbidez são capazes de transportar grandes fragmentos devido à sua elevada viscosidade sendo que no interior da corrente existe uma gradação vertical com relação ao tamanho das partículas Deste modo tais depósitos mostram comumente acamamento gradacional

Os turbiditos (Figuras 13 e 14) apresentam as seguintes características (Popp op cit)

* FINO GROSSO	TAMANHO DO GRÃO	COR (GENERALIZADA)	LITOLOGIA	ESTRUTURA	SEDIMENTAÇÃO E REGIME DE ** FLUXO	AMBIENTE ***
				*	*	**
		N2 CINZA ESCURO A PRETO	ARGILA OU FOLHELHO Intervalo Pelítico	Pode-se apre- sentar ligeira- mente gradacio- nal	SEDIMENTAÇÃO VERTICAL	AMBIENTE MARINHO — MAR PROFUNDO BATAL AMBIENTE LACUSTRE
		N3 CINZA MÉDIO	Muito fino PELITOS ARENOSOS A SÍLTICOS	INDISTINTA LAMINAÇÃO PARALELA Perfurações	REGIME DE FLUXO INFERIOR SEDIMENTAÇÃO LATERAL	
		N4 CINZA CLARO	ARENITOS MUITO FINOS A FINOS	MARCAS DE CORRENTE LAMINAÇÃO FRONTAL LAMINAÇÃO CONVOLUTA	REGIME DE FLUXO SUPERIOR SEDIMENTAÇÃO LATERAL E VERTICAL	
		N4	ARENITO ARGILOSO A FINO	LAMINAÇÃO PARALELA RESTOS DE PLANTAS	REGIME DE FLUXO SUPERIOR SEDIMENTAÇÃO LATERAL E VERTICAL	
		N5	ARENITO FINO A GROSSEIRO A CONGLOMERA- TICO	ESTRATIFI- CAÇÃO GRA- DACIONAL MARCAS DE SOLAS	REGIME DE FLUXO SUPERIOR SEDIMENTAÇÃO LATERAL E VERTICAL	
		N6		TRUNCAMENTO		
SEDIMENTOS PELITICOS COM FOSSEIS MARINHOS						

Figura 13 Ciclo de Turbiditos. Uma seqüência completa desde o intervalo com granulação gradacional e marcas de sola até um intervalo pelítico que pode conter fósseis marinhos indicativos de grande profundidade

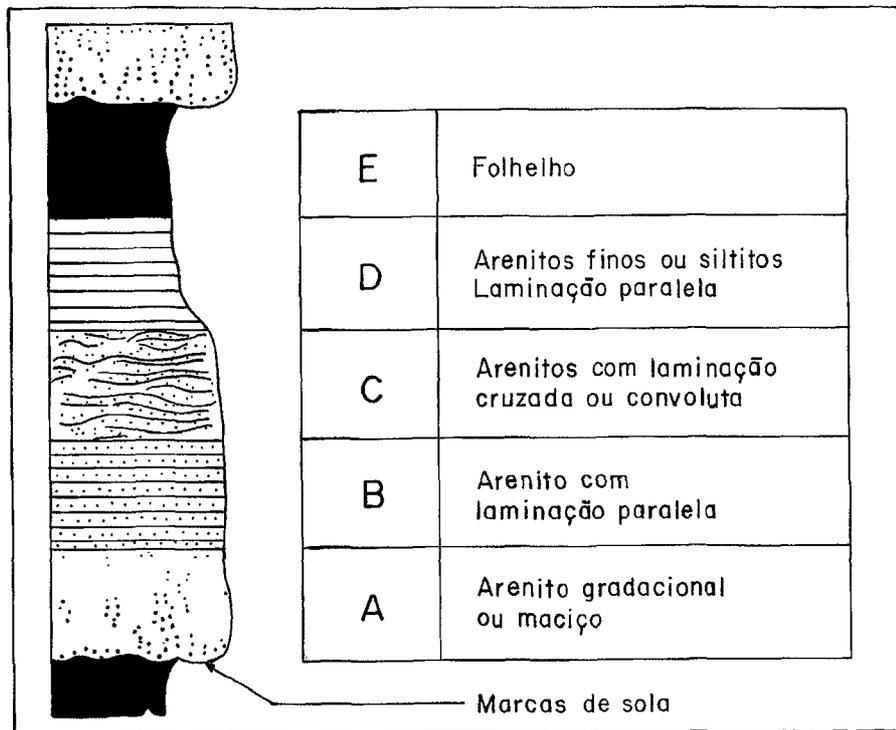


Figura 14 Ciclo completo de um turbidito segundo Bouma (1962 apud Popp 1987)

- 1 presença de dois tipos de depósitos intercalados e relacionados com os tipos de deposição
  - deposição lenta de material fino, e
  - deposição rápida de material de granulometria variada
- 2 camadas pelíticas ou lutíticas e camadas psamíticas com granulometria mais grosseira
- 3 distribuição gradacional das partículas nas camadas arenosas Grosseiras na base até finas no topo
- 4 contato inferior das camadas bem definidas
- 5 o contato superior da seqüência na maioria dos casos mostra mudança abrupta de areia para sedimentos finos de mares profundos
- 6 podem ser encontradas partículas arredondadas e polidas contudo os grãos angulares são predominantes na fração areia
- 7 o mineral mais frequente é o quartzo ocorrendo contudo uma fração que abriga raros feldspatos micas ferromagnesianos e minerais pesados A glauconita está sempre presente
- 8 marcas de ondas são encontradas nos contatos inferiores das camadas arenosas

## Estruturas Sedimentares

As estruturas sedimentares são desenvolvidas através de processos físicos e/ou químicos antes durante e depois da deposição além dos processos biogênicos De uma maneira geral as estruturas sedimentares estão incluídas em quatro categorias

- Erosional
- Deposicional
- Pós deposicional e
- Biogênica

Segundo Popp (op cit) entre as estruturas sedimentares conhecidas algumas são unidirecionais e por isso importantes porque revelam o sentido do agente de deposição (vento rio geleira) contribuindo para o conhecimento da paleogeografia e paleoclimatologia dos antigos ambientes

Outras estruturas são bidirecionais revelando a direção e não o sentido dos agentes deposicionais porém mesmo assim são importantes já que outros elementos podem fornecer o sentido

Finalmente ocorrem estruturas enquadradas como não direcionais as quais não contribuem para o estudo das paleocorrentes contudo mostram informações relativas ao ambiente em que se formaram

#### **Estruturas Unidirecionais:**

- estratificação cruzada
- marcas de ondas assimétricas
- marcas subestratais turboglifos (calcos de fluxo)
- marcas de objetos (*tool marks*)
- *rill marks*
- sombra de areia (*shadow* ou *crescent marks*)
- *swah marks* (ressacas) e
- orientação de fósseis

#### **Estruturas Bidirecionais:**

- marcas de ondas simétricas
- lineação em areia
- lineação de partição (*parting lineation*)
- marcas de sulcos (*groove marks*)
- canais e
- escorregamento (*slump*)

#### **Estruturas Não-direcionais:**

- estrutura de carga
- laminação convoluta
- laminação plano paralela
- estrutura gradacional
- pingos de chuva
- bioturbações e
- estromatólitos (podem ter valor unidirecional)

#### **Estratificação**

A estratificação é uma das feições características das rochas sedimentares sendo o resultado do arranjo espacial dos grãos em forma de estratos os quais são unidades genéticas depositadas em um espaço de tempo relativamente curto sendo que as principais estão representadas abaixo segundo Drago et al (op cit)

- Plano paralela horizontal;
- Ondulada (*Wavy*)
- Plana subparalela
- *Flaser*
- Lenticular (*linsen*)

- Cavalgante (*climbing*)
- Cruzada Tabular
- Cruzada Acanalada
- Cruzada por ondas ondulada truncada e
- Sigmóide

Com base nas observações de campo alguns critérios podem ser úteis para o reconhecimento de sedimentos eólicos (Drago et al op cit)

- Estratificações cruzadas de grande porte (10 a 40 m) que tendem a ser tangenciais na base
- Lâminas com gradação inversa
- Ondulações cavalgantes subcríticas
- Boa seleção ao longo das lâminas devido ao fenômeno da queda dos grãos que ocorre na porção frontal das dunas. As lâminas mostram grãos bem selecionados porém com granulometria alternada (laminação por queda de grãos *grain fall stratification*)
- Laminação por fluxo de grãos *grain flow stratification*
- Bimodalidade
- Ondulações de aderência
- Grãos foscos
- Grãos com microcrateras e
- Ventifactos

## Marcas de Ondulação

Estas estruturas são decorrentes da ação da água e do vento e são formadas quando uma corrente passando por uma camada de areia promove o deslocamento das partículas arenosas que então começam a se mover (Figura 15). A escarpa suave mostra-se voltada contra a direção da corrente (Mabesoone 1968)

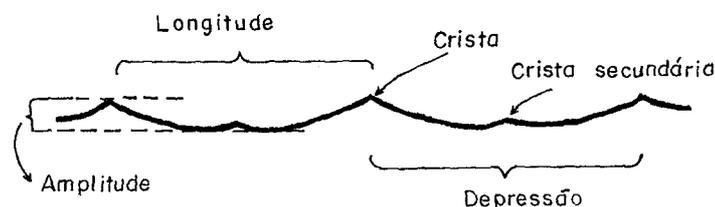


Figura 15 Terminologia das marcas de ondulação

As marcas de ondulação podem ser de dois tipos: oscilação e corrente.

As de oscilação são simétricas e mostram amplas quilhas que são convexas para baixo, enquanto as cristas agudas apontam para cima. Já as marcas de onda de corrente são assimétricas e tanto a crista quanto a quilha são arredondadas, sendo que estas ondas se desenvolvem quando uma corrente de água ou ar se move através da areia.

As marcas de oscilação indicam facilmente a posição de um estrato, já que a crista aguda aponta em direção aos estratos mais jovens, enquanto a quilha arredondada está voltada para os mais antigos. Por sua vez, as marcas de corrente não podem ser usadas para indicar topo e base de um estrato, uma vez que uma marca de onda de corrente invertida tem a mesma forma que em sua posição normal.

Em princípio as marcas de ondas de origem subaquática distinguem-se das eólicas pelos seguintes critérios: nas subaquáticas as partículas mais grosseiras acumulam-se nas depressões ou seja entre as cristas, enquanto que nas de origem eólica concentram-se nas cristas. A incidência das primeiras é menor (Popp op cit)

## Rochas Metamórficas

### Conceitos

Metamorfismo diz respeito aos processos de transformação através dos quais em resposta às novas condições uma rocha originalmente formada em um ambiente ígneo ou sedimentar recristaliza para produzir uma rocha metamórfica. A maioria das rochas metamórficas retém algumas das características do material original tais como composição química global ou feições maiores tipo de acamamento enquanto são desenvolvidas novas texturas e frequentemente novos minerais (Yardley 1989)

Metamorfismo então pode ser definido como um conjunto de processos envolvendo transformações no estado sólido de rochas preexistentes incluindo aquelas de caráter metamórfico. O metamorfismo envolve a recristalização dos grãos constituintes sem o desenvolvimento de um fundido. Metamorfismo é deste modo limitado nas baixas temperaturas pela diagênese (embora os limites sejam arbitrários) e nas altas temperaturas pela fusão dos constituintes de composição apropriada. O resíduo desta fusão parcial ou anatexia permanece como uma rocha metamórfica (Hyndman 1972)

Três parâmetros são importantes na definição do metamorfismo: pressão, temperatura e fluidos metamórficos. A maioria das rochas metamórficas cristaliza sob a ação de tensão produzindo como característica um paralelismo em seus minerais constituintes dando lugar a foliação. Contudo pela ação do calor a rocha sofre modificações mineralógicas bem características resultando em uma textura maciça. A ação de fluidos irá provocar a reação com os minerais já existentes resultando em novos minerais mais estáveis nas condições de P e T prevaletentes.

### Tipos de Metamorfismo

*Metamorfismo Regional ou Dinamotermal* de extensão regional é quase sempre acompanhado por deformação sob a forma de dobras e falhas de caráter diverso exibindo amiúde uma estrutura planar bem pronunciada caracterizada pelo paralelismo de minerais placóides especialmente micas incluindo também feldspato e quartzo em alguns casos pelo alinhamento de minerais prismáticos a exemplo da hornblenda. Suas zonas metamórficas são amplas e estudos mineralógicos e estratigráficos indicam que as pressões existentes à época do metamorfismo foram moderadas a grande com temperaturas variáveis.

*Metamorfismo de Soterramento ou Anquimetamorfismo* variedade de metamorfismo regional que pode ter lugar quando uma sucessão sedimentar ou vulcano sedimentar muito espessa se desenvolve em uma bacia subsidente de modo que as condições de baixo grau são atingidas na base da pilha mesmo que não tenha havido deformação e dobramento típicos de metamorfismo regional (Yardley op cit)

*Metamorfismo Termal ou de Contato* resulta da colocação do magma em contato com rochas sedimentares ígneas e mesmo metamórficas. A ação do calor sobre os minerais já existentes resulta na formação de novos minerais apresentando-se com uma textura maciça bem contrastante com aquela do metamorfismo regional.

*Metamorfismo Dinâmico ou Cataclástico* se faz presente em planos de falha ou zonas de cisalhamento como resultado da deformação intensa de rochas na zona imediata ao movimento. Constitui um tipo de metamorfismo por vezes mais localizado do que o termal. O resultado são cataclasitos associados à deformação: rutil, milonitos ligados à deformação ductil e tipos intermediários.

*Metamorfismo Hidrotermal* envolve mudança química (metassomatismo) como parte integral do processo, sendo o resultado da circulação de água quente através do corpo da rocha ao longo de fissuras e fraturas. É frequentemente associado com atividade ígnea uma vez que gradientes acentuados de temperatura como aqueles presentes em torno de intrusões rasas são requeridos para acionar a convecção de fluidos. Processo

importante em campos geotermiais é também responsável por inúmeros depósitos minerais tais como os tipo cobre nos pórfiros (Yardley op cit ) De forma idêntica ao metamorfismo de soterramento que está ligado ao metamorfismo regional o aqui chamado de metamorfismo hidrotermal definido por Yardley (op cit ) deve estar ligado ao metamorfismo termal

*Metamorfismo de Impacto* não tem vinculação genética com os demais tipos de metamorfismo em que pese poder ser relacionado ao Metamorfismo Dinâmico ou Cataclástico em vista da atuação da pressão dirigida (stress) É provocado pelo impacto de grandes meteoritos de alta velocidade em uma superfície planetária A onda de choque gerada pelo impacto passa através das rochas circundantes sujeitando as a pressões extremamente elevadas por uma fração de segundo O relaxamento das redes cristalinas dos minerais após a passagem da onda de choque causa uma elevação da temperatura que pode levar à fusão ou mesmo à vaporização Um dos exemplos mais bem conhecidos de Metamorfismo de Impacto é a *Meteor Crater (USA)* onde entre outros efeitos alguns grãos de quartzo de arenitos cretáceos foram convertidos em coesita e *stishovita* polimorfos densos de sílica de alta pressão A outra forma de ocorrência natural de coesita é em rochas cristalizadas no interior do manto Dessa forma torna se claro que pelo menos pressões tão elevadas como as encontradas no manto devem ter sido temporariamente alcançadas na superfície quando ocorreu o impacto (Yardley op cit )

## Zonas, Fácies e Graus de Metamorfismo

Barrow (1893 apud Hyndman op cit ) estabeleceu o conceito de zonas de metamorfismo regional progressivo com base no aparecimento de minerais índices em rochas pelíticas relacionadas principalmente a mudança de temperatura relativa a intrusões graníticas com as mudanças mineralógicas acompanhadas por um aumento generalizado do tamanho dos grãos à medida que os pelitos progredem desde rochas ardorianas com granulometria fina até xistos com granulação grosseira As sucessivas zonas metamórficas são reconhecidas pelo aparecimento de novos minerais (isógradadas) que não estão presentes em grau mais baixo Barrow (op cit ) distinguiu as zonas da clorita biotita granada estaurolita cianita e sillimanita Tilley (1925 apud Hyndman op cit ) estudando as mesmas rochas em áreas adjacentes sugeriu ter sido a temperatura de cada zona largamente afetada pela profundidade (gradiente geotérmico) modificada em níveis mais profundos pelo calor de granitos intrusivos Deste modo estabeleceu que as isógradadas tinham influência das similares condições físicas de temperatura e pressão

Niggli (1924 apud Winkler 1977) baseado em Grubenmann estabeleceu o conceito de zonas metamórficas baseado na composição química e profundidade denominadas epizona mesozona e catazona A primeira relativa a zonas mais superficiais a segunda a zonas intermediárias e a terceira a zonas mais profundas

- O aparecimento de um mineral particular está relacionado a três importantes variáveis (Hyndman op cit )
- as condições físicas sob as quais as rochas foram formadas e g temperatura pressão hidrostática pressão litostática etc
- a razão de nucleação e a reação envolvida na formação do mineral; e
- a composição da rocha

Tais fatos motivaram a definição de fácies metamórfica como o conjunto de todas as rochas metamórficas de qualquer composição que tenham sido metamorfisadas dentro de certos limites amplos de temperatura e pressão Cada fácies recebeu sua denominação segundo alguma rocha metamórfica comum que lhe pertença Assim a fácies Xistos Verdes tem este nome por causa dos albita epidoto clorita actinolita xistos e dos albita epidoto clorita calcita xistos formados pelo metamorfismo das rochas ígneas máficas em temperaturas e pressões situadas dentro de certa faixa as temperaturas sendo relativamente baixas e as pressões moderadas A fácies Anfíbolito inclui não só hornblenda plagioclásio xistos e anfíbolitos mas também rochas caracterizadas por estaurolita e cianita mesmo sem anfíbolio (Williams Turner e Gilbert 1970)

Conforme definição de Fyfe et al 1958 (apud Hyndman op cit ) Winkler (1965) Fyfe & Turner 1966 (apud Hyndman op cit ) e Turner (1968) foram definidas as seguintes fácies metamórficas Albita Epidoto Hornfels Hornblenda Hornfels Piroxênio Hornfels Sanidinito Zeolita Preenhita Pumpeleita Xistos Verdes Anfíbolito Xistos Azuis Granulito e Eclogito

- **Fácies Albita Epidoto Hornfels** **Fácies Hornblenda Hornfels** **Fácies Piroxênio Hornfels** e **Fácies Sanidinito**: as rochas de metamorfismo de contato apesar de variadas não são volumosas como as rochas de metamorfismo regional de grau comparável. Ocorrem onde magmas de todas as espécies cortam rochas de temperaturas mais baixas. Elas geralmente são reconhecidas onde os minerais das rochas afetadas são de mais baixo grau do que aquelas produzidas pelo metamorfismo de contato.

O metamorfismo de contato adjacente a plutões graníticos comumente alcança a **Fácies Hornblenda Hornfels** enquanto que a **Fácies Albita Epidoto Hornfels** encontra-se em posição mais distante do plutão quando a rocha encaixante ainda não atingiu a **Fácies Xistos Verdes**. Por sua vez, o metamorfismo de contato de alta temperatura de diabásios e gabros comumente alcança a **Fácies Piroxênio Hornfels**. A **Fácies Sanidinito** ocorre mais distante em relação à intrusão quando relacionada a metamorfismos de baixo grau.

Os efeitos da auréola de metamorfismo de contato são bem mais evidentes em magmas graníticos do que nos de origem basáltica, em vista destes serem mais pobres em água. As auréolas de contato ao redor de plutões graníticos podem atingir de 900 a 3 200 m, enquanto que nos corpos básicos não atingem 900 m (Hyndman, op. cit.).

Rochas de metamorfismo de contato são caracteristicamente maciças devido à falta de deformação e à exceção dos escarnitos são comumente de granulação mais fina do que seus equivalentes do metamorfismo regional. Rochas originalmente de granulação fina tais como folhelhos e basaltos permanecem de grã fina. Texturas originais e feições das rochas podem ser preservadas tais como fenocristais, amígdalas, acamamento, etc.

Minerais em rochas de metamorfismo de contato são na maioria similares a aqueles das rochas de metamorfismo regional de grau comparável. Minerais da **Fácies Albita-Epidoto Hornfels** são similares aos da **Fácies Xistos Verdes**, os da **Fácies Hornblenda Hornfels** são semelhantes a **Fácies Anfíbolito**, enquanto que a **Fácies Piroxênio Hornfels** teria sua correspondência na **Fácies Granulito**. Exceções à regra seriam representadas pelos minerais cordierita, wollastonita e andalusita.

O limite entre a **Fácies Albita Epidoto Hornfels** e **Hornblenda Hornfels** é definido pelo aparecimento da hornblenda em rochas de composição apropriada. O epidoto pode persistir na **Fácies Hornblenda Hornfels**. O início da **Fácies Piroxênio Hornfels** é marcado pelo primeiro aparecimento do ortopiroxênio tal como o hiperstênio em rochas de composição apropriada. A hornblenda pode persistir na **Fácies Piroxênio Hornfels** e o diópsídio pode ocorrer nas **Fácies Hornblenda Hornfels**, **Piroxênio Hornfels** e **Sanidinito**. O início da **Fácies Sanidinito** é definido pelo primeiro aparecimento de sanidina em rochas possuindo K-feldspato. Os minerais acessórios mais usuais em rochas de metamorfismo de contato são magnetita, ilmenita, pirita, titanita, zircão, apatita e turmalina.

- **Fácies Zeólita e Prenhita Pumpeleita** relacionam-se ao Metamorfismo Regional de Soterramento, gradando da zona de diagênese para a zona contendo zeólitas (especialmente laumontita), finalmente passando para zonas contendo prenhita e pumpeleita. A **Fácies Zeólita** é de muito baixa temperatura e baixa pressão, ao passo que a **Fácies Prenhita Pumpeleita** é de baixa temperatura e baixa pressão. Relacionam-se à fraca deformação e rara atividade ígnea. As estruturas sedimentares permanecem preservadas.
- **Fácies Xistos Verdes**: a grande maioria das rochas metamórficas pertence a esta fácies, ocorrendo em condições mais enérgicas em termos de P e T do que as **Fácies Zeólita e Prenhita Pumpeleita**. À **Fácies Xistos Verdes** geralmente se associam ardósias, filitos e xistos derivados de rochas pelíticas. É indicativa de baixas a moderadas temperaturas e pressão ligadas ao metamorfismo regional. As rochas apresentam deformações moderadas durante o metamorfismo e estão associadas com plutões graníticos de níveis elevados. Compreende as zonas da clorita, biotita e granada, minerais-índices de Barrow (op. cit.).
- **Fácies Anfíbolito**: as rochas dessa fácies não apresentam uma distribuição espacial tão extensa quanto a **Xistos Verdes**, contudo se associam e estas formam o seu embasamento em cinturões orogênicos. Suas rochas mais características incluem xistos, gnaisses, quartzitos, rochas calcissilicáticas e mármore. Rochas de metamorfismo regional (moderada a alta temperatura e moderada pressão) mostram forte deformação durante o metamorfismo e estão associadas com plutões graníticos de nível intermediário.
- **Fácies Granulito**: as rochas dessa fácies provavelmente se desenvolveram nas partes mais profundas da crosta continental, gradando para cima para a **Fácies Anfíbolito**. A **Fácies Granulito** consiste de duas zonas: uma de baixa temperatura (zona de hornblenda, ortopiroxênio) e outra de alta temperatura.

(zona do ortopiroxênio) Rochas da zona de baixa temperatura podem conter biotita e hornblenda incluindo xistos e gnaisses enquanto que as de altas temperaturas são caracterizadas por uma mineralogia anidra (hiperstênio)

- **Fácies Xistos Azuis** são muito menos comuns do que aquelas de alto gradiente termal da **Fácies Xistos Verdes**. As rochas mais comuns formadas nesta fácies incluem xistos de granulação fina a média ou rochas maciças contendo glaucofana. Esta fácies pode ser separável em duas distintas mineralogias: uma de baixa pressão (albita-lawsonita) e outra de alta pressão (lawsonita-jadeíta). Suas rochas indicam pressões moderadas e baixas a altas temperaturas.
- **Fácies Eclogito** são rochas extremamente raras, ocorrendo geralmente sob a forma de núcleos. Se caracterizam por granada e onfacita formadas sob condições de alta pressão e baixa a alta temperatura do metamorfismo regional.

#### Grau de Metamorfismo

- conceito de grau metamórfico foi utilizado por Tilley (op. cit.) para definir o estágio de metamorfismo através do aparecimento de minerais índices. o qual Barrow (op. cit.) denominou de zonas metamórficas. Para facilitar os trabalhos de campo, Winkler (1977) dividiu o grau metamórfico em incipiente, fraco, médio e forte.

Segundo Winkler (op. cit.) o conceito de grau metamórfico deve estar ligado a um aumento de temperatura de modo a que possa ser relacionado com as **Fácies Metamórficas** conforme mostradas por Turner (1968) e Winkler (1967).

Os limites entre os quatro graus metamórficos devem ser assinalados por acentuadas modificações das associações minerais em rochas comuns. Deste modo, o limite entre o grau incipiente e o grau fraco coincide com o começo da **Fácies Xistos Verdes** e o limite entre o grau fraco e o grau médio com o começo da **Fácies Anfíbolito**. Além disso, a parte superior da **Fácies Anfíbolito** foi classificada como metamorfismo de grau forte, caracterizado pela coexistência de feldspato K com  $Al_2SiO_5$  e/ou almandina e cordierita. No metamorfismo de grau forte se formam migmatitos com alta pressão d'água e granulitos com baixa pressão d'água em relação à pressão total (Winkler op. cit.).

A Tabela 10 apresenta as prováveis inter-relações entre o grau de metamorfismo e as **Fácies Metamórficas**.

**TABELA 10**  
**GRAU DE METAMORFISMO X FÁCIES METAMÓRFICA**

<b>Grau de Metamorfismo</b>	<b>Minerais Índices</b>	<b>Fácies Metamórfica</b>
Incipiente	Laumontita, prenhita, pumpeleita, lawsonita e ilita	Fácies Zeólita, Prenhita, Pumpeleita e Xistos Azuis
Fraco	Clorita + zoisita/clinozoisita + actinolita + quartzo	Fácies Xistos Verdes
Médio	Cordierita, estaurolita, silimanita, cianita e granada	Fácies Anfíbolito
Forte	Hiperstênio, onfacita e granada	Fácies Granulito e Eclogito

## Textura e Estrutura das Rochas Metamórficas

O termo cristaloblástico tem sido aplicado às texturas e às relações texturais resultantes do crescimento dos cristais durante o metamorfismo. Denomina-se idioblástico o grânulo de um mineral metamórfico limitado por suas próprias faces de cristal. de forma distinta é aplicado o termo xenoblástico. É factível posicionar os minerais metamórficos em uma sequência geral (havendo contudo exceções) a série cristaloblástica, de modo que cada um tende a desenvolver superfícies idioblásticas em relação a qualquer outro mineral situado mais abaixo na série (Williams, Turner & Gilbert, 1970).

Rutilo, Titanita, Magnetita

Turmalina Cianita Estaurolita Granada Andaluzita  
 Piroxênios Anfibólios Wollastonita  
 Micas Clorita Talco Estilpnomelano  
 Dolomita Calcita  
 Escapolita Cordierita Feldspato e  
 Quartzo

### - Estruturas

As rochas metamórficas apresentam comumente superfícies pervasivas definidas por descontinuidades orientação preferencial de minerais desiguais agregados minerais laminares ou alguma combinação das mesmas Em algumas situações as estruturas estão inclinadas em relação a uma estrutura primária acamamento por exemplo ou então esta foi totalmente obliterada Deste modo Hobbs Means & Williams (1976) mostraram a necessidade de ser adotado um termo geral não genético para cobrir todas as superfícies encontradas nas rochas metamórficas o qual foi chamado de foliação Obviamente admite se que tal superfície esteja relacionada à deformação e principalmente ao metamorfismo De uma maneira geral tais superfícies são aproximadamente paralelas ao plano axial de dobras por isso são chamadas de foliação de plano axial em que pese disporem se em leque (Figura 16)

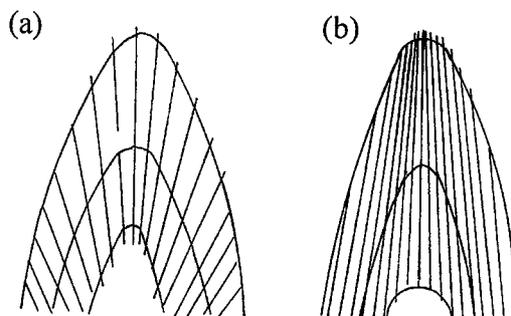


Figura 16 Representação diagramática de clivagem plano axial em leque

Os principais tipos de foliação são clivagem de fratura xistosidade de crenulação xistosidade ardosiana xistosidade e bandamento diferenciado

- Clivagem de Fratura: é aqui usada no sentido de Knill (1960) consistindo em fraturas finamente espaçadas dividindo a rocha em uma série de corpos tabulares chamados de microlithons Geralmente se associa a rochas anquimeta-mórficas nas quais suas estruturas primárias ainda estão bem preservadas
- Xistosidade de Crenulação apresenta feições semelhantes à clivagem de fratura no entanto suas descontinuidades cortam uma foliação pretérita comumente associada a micas provocando a formação de microdobras (crenulação) Ocorre comumente nas rochas de todos os graus metamórficos em camadas contendo filossilicatos (micas) Em rochas de baixo grau metamórfico passa gradualmente para a xistosidade ardosiana
- Xistosidade Ardosiana: caracteriza se por uma fissilidade ao longo de planos dominados por minerais micáceos microscópicos conferindo um aspecto foliado a rochas de granulação fina conhecidas como ardósias
- Xistosidade constitui planos dominados por minerais micáceos e quartzo feldspáticos visíveis a olho nu dando um aspecto orientado à rocha Compreende litologias de granulação média denominadas genericamente de xistos
- Bandamento Diferenciado é tipificado por camadas distintas de diferentes espessuras compostas por zonas claras (quartzo feldspáticas) e escuras (ferro magnesianas) Quando evidenciado em rochas de médio a alto grau metamórfico recebe a denominação genérica de gnaissificação sendo próprio de rochas chamadas de gnaisses

## Composição e Classificação das Rochas Metamórficas

Williams Turner & Gilbert (1970) dividiram as rochas metamórficas em cinco classes químicas principais podendo em cada uma ser reconhecidas duas subclasses a primeira com um excesso de sílica e contendo quartzo a segunda deficiente em sílica e desprovida de quartzo As citadas classes de rochas são:

derivadas de sedimentos pelíticos (aluminosos) argilas folhelhos e argilitos (pelítica)

derivadas de rochas quartzo feldspáticas arenitos e rochas ígneas ácidas (quartzo feldspática)

derivadas de sedimentos calcários calcários e dolomitos que podem conter quartzo e minerais argilosos como impurezas (calcária)

derivadas de rochas ígneas máficas e semimáficas incluindo tufo e sedimentos de margas impuros contendo Ca Al < Mg e Fe em quantidades dignas de nota (máfica) e

rochas magnesianas derivadas de rochas portadoras de serpentina e de sedimentos cloríticos e outros ricos em Fe e Mg (magnesiana)

A presente classificação está fundamentada na estrutura tipo de metamorfismo e composição química

**TABELA 11**

### CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS METAMÓRFICAS, ROCHAS NÃO-FOLIADAS E METAMORFISMO DE CONTATO

Rochas Metamórficas	Pelíticas	Quartzo Feldspáticas	Calcárias	Máficas e Magnesianas
<i>Fels</i>	<i>Fels</i>	<i>Fels</i>	<i>Fels</i>	<i>Fels</i>
<i>Hornfels</i>	<i>Hornfels</i>	<i>Hornfels</i>	<i>Hornfels</i>	<i>Hornfels</i>
<i>Granofels</i>	<i>Granofels</i>	<i>Granofels</i>	<i>Granofels</i>	<i>Granofels</i>
<i>Escarnito</i>			<i>Escarnito</i>	

- *Fels* denominação genérica para rochas granoblásticas de metamorfismo de contato
- *Hornfels* rocha granoblástica de granulação fina sendo comum a presença de porfiroblastos
- *Granofels* rocha granoblástica de granulação mais grosseira do que o hornfels geralmente de grã média a grossa
- *Escarnito* rocha metamórfica de contato associada a metassomatismo formada por silicatos ricos em Ca tais como grossulária epidoto e diopsídio

**TABELA 12**

### CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS METAMÓRFICAS ROCHAS FOLIADAS E METAMORFISMO DINÂMICO

Rochas Metamórficas	Pelíticas	Quartzo Feldspáticas	Calcárias	Máficas e Magnesianas
Milonito	Milonito	Milonito	Milonito	Milonito
Filonito	Filonito	Filonito	Filonito	Filonito
Cataclasito	Cataclasito	Cataclasito	Cataclasito	Cataclasito

- *Milonito* rocha de grã fina a vitrificada aparência de *flinty* bandada ou estriada formada pela extrema cominuição de rochas mais grossas sem muita restituição química Olhos ou fragmentos do protólito podem estar presentes em sua matriz
- *Filonito* rocha que mesoscopicamente lembra um filito mas assemelha se a um milonito devido a uma cominuição de rochas de grã mais grossa A presença de filmes de mica (sericita) lhe empresta uma marcante foliação

- Cataclasito rocha formada pela cominuição de seus minerais por ação essencialmente ruptil

**TABELA 13**  
**CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS METAMÓRFICAS, ROCHAS FOLIADAS E METAMORFISMO REGIONAL**

Rochas Metamórficas	Pelíticas	Quartzo Feldspáticas	Calcárias	Máficas e Magnesianas
Ardósia	Ardósia			
Filito	Filito			
Xisto	Xisto			
Gnaisse		Gnaisse		
Granulito		Granulito		
Anfibolito				Anfibolito
Quartzito		Quartzito		
Mármore			Mármore	
Serpentinito				Serpentinito
Eclogito				Eclogito

- Ardósia rocha de granulação fina com uma clivagem bem desenvolvida chamada de xistosidade ardosiana. Esta é resultado do crescimento incipiente de minerais micáceos devido à ação do metamorfismo regional em argilitos, siltitos, folhelhos e tufos. Grau metamórfico fraco.
- Filito rocha xistosa de granulação fina resultado da ação de grau metamórfico mais elevado do que a ardósia. A superfície de xistosidade tem um aspecto lustroso devido ao desenvolvimento de clorita ou sericita. Grau metamórfico fraco.
- Xisto rocha com bom desenvolvimento de xistosidade, comumente expondo marcante lineação cujo tamanho dos grãos possibilita a identificação de seus minerais em amostra de mão. Representa um grau metamórfico mais avançado do que o filito. Grau metamórfico médio.
- Gnaisse rocha bandada de granulação média a grossa com níveis micáceos alternando com bandas quartzo feldspáticas. Representa um grau metamórfico mais avançado que o xisto. Grau metamórfico médio.
- Granulito rocha granular composta essencialmente por quartzo, feldspato e hiperstênio e eventualmente granada e biotita. O feldspato apresenta geralmente coloração esverdeada. Não mostra uma foliação bem marcante, só sendo possível uma perfeita visualização nas rochas intemperizadas. Grau metamórfico forte.
- Anfibolito rocha composta por feldspato e anfibólio em grau metamórfico médio. Os cristais primários de anfibólio lhe emprestam marcante lineação mineral. Grau metamórfico médio.
- Quartzito rocha constituída essencialmente de quartzo recristalizado ao qual comumente se associam micas brancas. Grau metamórfico médio a forte.
- Mármore rocha metamórfica consistindo de grãos de calcita e dolomita engranzados e recristalizados. Grau metamórfico médio.
- Serpentinito rocha formada por serpentina resultado de metassomatismo por hidratação contendo amiúde talco e clorita. Apresenta geralmente cor verde escuro.
- Eclogito: rocha de granulação média de cor verde composta por onfacita (jadeíta, diopsídio) e granada vermelha em menor quantidade. Grau metamórfico forte em condições de alta pressão.

## Aspectos Gerais dos Migmatitos

### Considerações Gerais

A feição mais espetacular dos migmatitos rocha bem peculiar de terrenos pré cambrianos de médio a alto grau é o seu aspecto mesoscópico

No entanto a descrição de tais rochas tem provocado ao longo do tempo certa confusão entre geólogos brasileiros devido à falta de uma sistemática e critérios que devem ser seguidos quando de seu estudo em afloramentos

Aliás a grande questão dos migmatitos deriva da origem dos veios graníticos (mobilizados) se externa ou interna conforme as discussões de J.J. Sederholm e P.J. Holmquist há cerca de 70 a 80 anos Sederholm defendia a tese de que os veios graníticos foram colocados a partir de uma fonte externa (arterito) enquanto que Holmquist advogava a tese de ser a fonte derivada das próprias rochas (venito) Os termos *arterito* e *venito* foram utilizados em analogia ao comportamento das artérias e veias como transportadores de sangue no interior do corpo humano

Hyndman (1972) apresentou uma síntese fundamentada em vários autores sobre as possíveis origens das rochas migmatíticas abaixo discriminadas

injeção de magma para formar veios graníticos

introdução metassomática de K Na e/ou outro elemento para formar os veios graníticos

diferenciação metamórfica e

anatexia ou fusão parcial para formar os veios graníticos

Os principais critérios observáveis mesoscopicamente que favorecem uma origem por **Injeção de magma (externa)** são

a quantidade de material granítico é muito grande para ser formado por diferenciação metamórfica ou anatexia

os veios são espessos ou mostram dilatação da rocha hospedeira

os veios ocorrem em calcário ou alguma outra rocha de composição extremamente diversa nas quais a formação dos veios seria improvável

indicações de metamorfismo de contato adjacente ao veio granítico

margens resfriadas no veio granítico e

os veios cortam a foliação da rocha metamórfica

Critérios mesoscópicos que favorecem a origem **Metassomática (externa)**:

o mobilizado não tem aspecto ígneo e a mineralogia dos veios e da rocha metamórfica são incompatíveis

estruturas relíquias preservadas sugestivas de substituição de minerais ou de estruturas preexistentes

o mobilizado se desenvolveu sem afetar a rocha encaixante e

a presença de mobilizados não deformados em encaixante com evidências de deformação

Para a **Diferenciação Metamórfica (externa)** os principais critérios mesoscópicos são

o mobilizado é de aspecto não ígneo com uma mineralogia incompatível com a rocha encaixante metamórfica e

o mobilizado e o material adjacente ao mesmo é equivalente ao da rocha mãe (metamórfica)

O provável critério que favorece uma possível origem por **Anatexia** ou **Fusão Parcial (interna)** é devido a que a soma do material do veio mais o material adjacente equivale ao da rocha original especialmente quando da presença de biotita circundando os mobilizados graníticos ricos em feldspato potássico

De acordo com Mehnert (1968) migmatito é uma rocha composta mesoscopicamente de duas ou mais porções petrograficamente distintas sendo uma a rocha original em um estágio mais ou menos metamórfico e a outra de aspecto geralmente pegmatítico aplítico e granítico ou de uma maneira geral plutônica

Ainda segundo Mehnert (op cit ) podem ser distinguidas nos migmatitos as seguintes porções

o paleossoma corresponde à rocha mãe ou à rocha original ligeiramente modificada. Corresponde à rocha metamórfica conforme sua própria definição e

o neossoma (mobilizado) representa a porção da rocha formada por ultimo de aspecto plutônico

O neossoma pode ser de dois tipos

o leucossoma representa o material que contém mais minerais félsicos do que o paleossoma principalmente quartzo e/ou feldspato e

o melanossoma constitui se por minerais máficos tais como biotita cordierita granada hornblenda e outros

Consoante as formas multivariadas de interpenetração do paleossoma e neossoma Mehnert (op cit ) definiu 12 estruturas a saber: **agmática, dictionítica, schöllén, flebítica, estromática, surreítica, dobrada, ptigmática, oftalmítica, stictolítica, schillieren e nebulítica**

### Estruturas dos Migmatitos

As principais estruturas aqui descritas (Figura 17 a e b) são devidas a Mehnert (op cit )

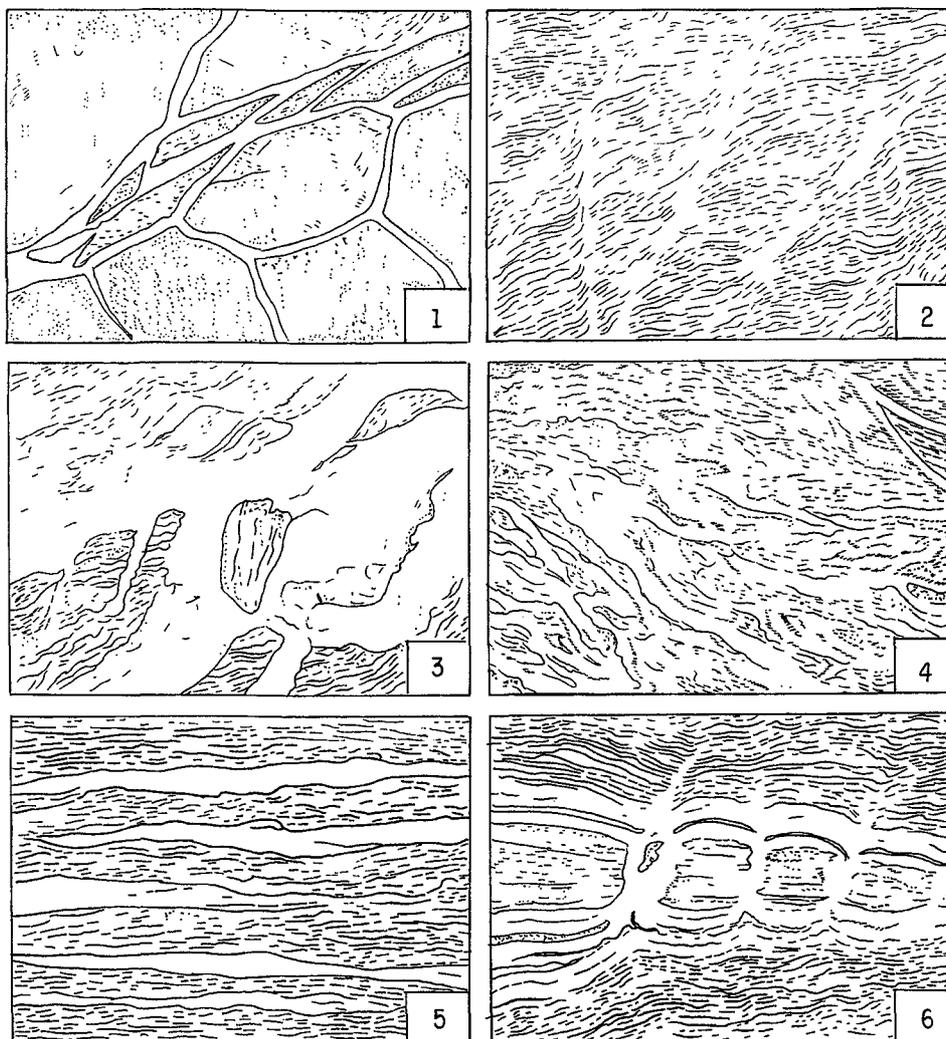


Figura 17a Estrutura dos Migmatitos (Mehnert 1968)

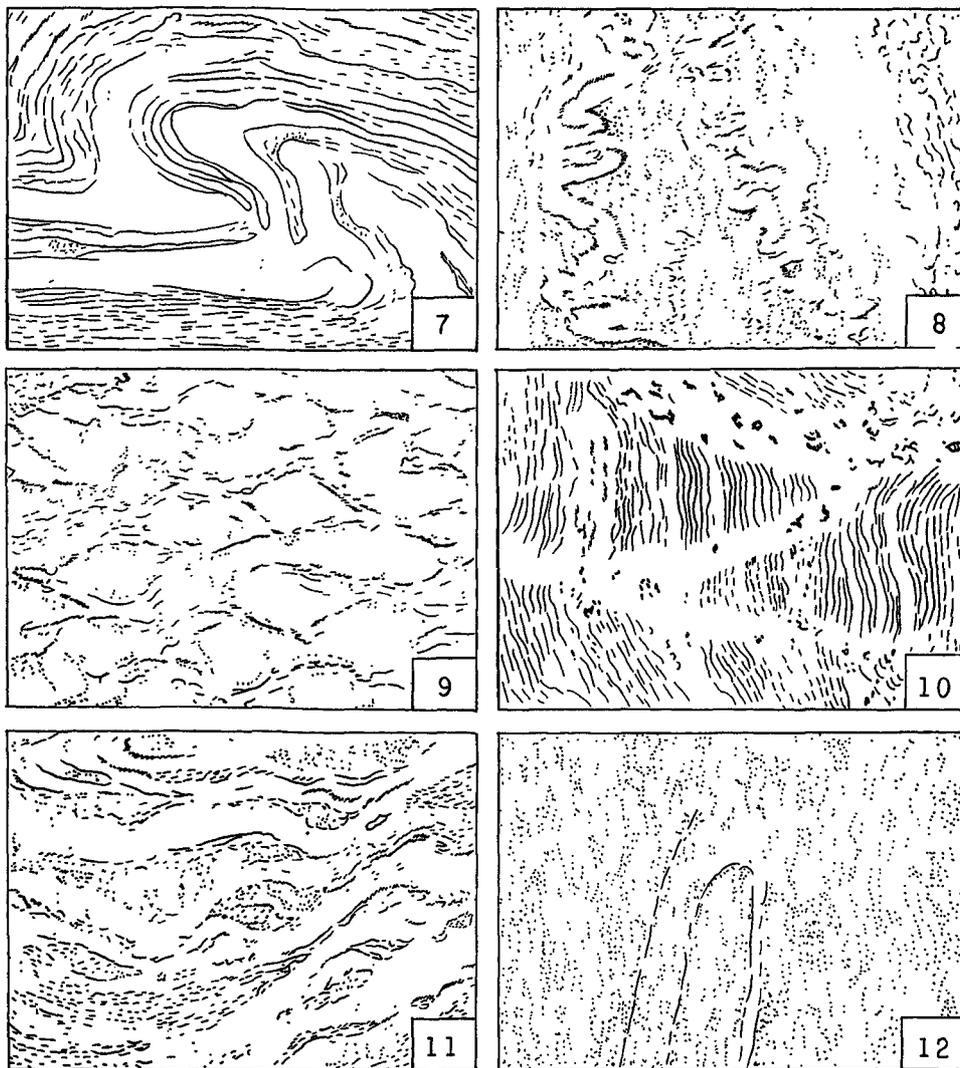


Figura 17b Estrutura dos Migmatitos (Mehnert 1968)

### 1 Agmática (fragmento)

Fragmentos do paleossoma são circundados por veios relativamente estreitos de neossoma. O nome deriva do grego *Agma* = *fragmento* (Sederholm 1923)

A sua origem é atribuída a simples fratura do paleossoma, haja vista seus bordos retos e a perfeita concordância de seus contatos, se retirado o material neossomático.

### 2 Dictionítica (malha)

O paleossoma está entrelaçado por malhas de veios estreitos de neossoma. A denominação advém do grego *diktyon* = *malha* (Sederholm 1907 apud Mehnert op cit)

Em contraste com a estrutura agmática a dictionítica exhibe movimentos de cisalhamento dentro da rocha encaixante, em vista das flexuras evidenciadas na foliação do paleossoma adjacente aos veios.

### 3 Schöllen (jangada)

Os fragmentos do paleossoma são geralmente menores do que nas estruturas precedentes e são

frequentemente algo arredondados flutuando como "jangadas" do alemão *schollen* no neossoma homogêneo ou levemente heterogêneo. Muitas vezes exibem as estruturas de deformação devido a cisalhamento e movimento rotacional.

#### 4 Flebítica (veio)

O paleossoma é irregularmente atravessado por neossoma semelhante a veios resultando em uma estruturação semelhante a um sistema de veias do corpo humano. Esse tipo de rocha tem sido referida como *gnaisse venado*. Scheuman (1936 apud Mehnert op cit) propôs o termo flebita advindo do grego *phelbs* = veio.

Este tipo de estrutura aparenta ter sido originado por esforço de cisalhamento principalmente como um sistema de fraturas. Isto pode ser visto pelas terminações em *drags* do neossoma e seus arranjos paralelos com relação aos sistemas de zonas de cisalhamento. Incidentalmente passa para a estrutura surreítica.

#### 5 Estromática (acamadada)

Os neossomas formam camadas claras e escuras no paleossoma geralmente paralelas ao plano de xistossidade. O termo deriva do grego = *stroma*. Como regra as camadas neossomáticas não são inteiramente uniformes mas espessas ou irregularmente finas podendo ser dobradas ou contorcidas.

O termo estromática foi primeiramente aplicado por Foyce (1906 apud Mehnert op cit) sendo sua origem debatida por longo tempo e admitida como de injeção a qual foi denominada de *lit-par-lit* por Michel Levy (1893 apud Mehnert op cit).

#### 6 - Surreítica (dilatação)

Estas estruturas ocorrem em associação de rochas que reagem de forma distinta a resistência mecânica ou seja envolvendo rochas competentes e não competentes (Figura 18). As primeiras geralmente correspondem a rochas de estrutura maciça tais como anfíbolitos, quartzitos, calcissilicáticas etc. que na deformação reagem por clivagem e fratura. Rochas com estrutura gnáissica e xistosa reagem de maneira não competente pois que começam a fluir como consequência dos esforços sendo chamadas de surreíticas (Holmquist 1920 apud Mehnert op cit) do grego *surrein* = fluir ao mesmo tempo.

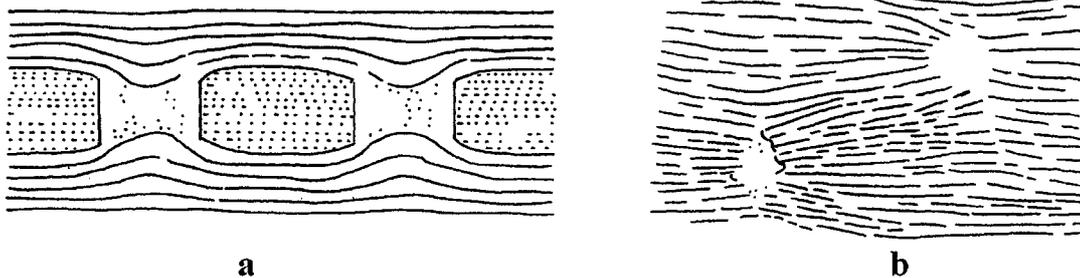


Figura 18a Princípio de boudinagem. Uma rocha competente (quadriculada) fratura em peças em resposta ao esforço as quais são chamadas de *boudins*. A rocha incompetente adjacente (linhas paralelas) é parcialmente espremida nos espaços resultantes. Estes espaços heterocinéticos entre os *boudins* são preenchidos por componentes móveis (pontilhado).

18b Rochas homogêneas contendo fissuras e cavidades resultantes de dilatação. Estas podem ser preenchidas por componentes móveis. Observar a convergência de estruturas paralelas em direção as cavidades (Mehnert 1968).

A Figura 19 exemplifica o comportamento de um dique em função de estiramento (dilatação) e compressão (encurtamento).

#### 7 Dobrada

Dobras também são encontradas em migmatitos, muitas das quais são combinações de esforços produzidos por flexão ou flambagem com aquelas produzidas simplesmente por movimentos de cisalhamento.

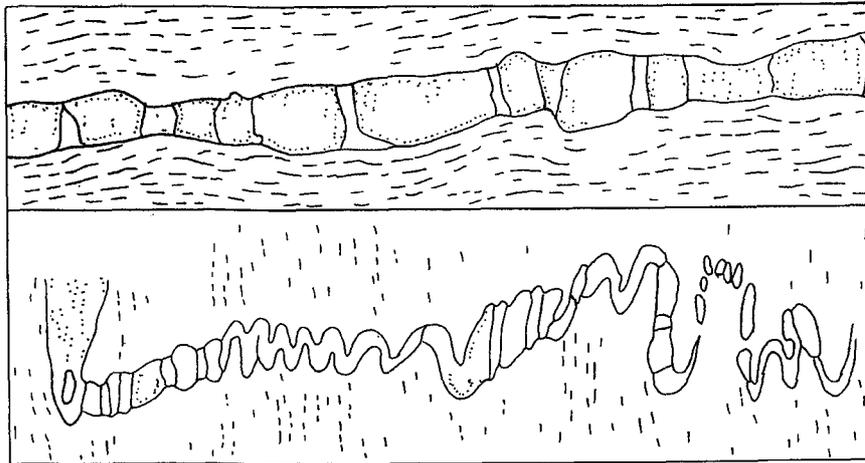


Figura 19 Diques heterogêneos mostrando dilatação (acima) e compressão (abaixo) Acima: As juntas de tensão entre os fragmentos de matabasito (claro) são preenchidas por pegmatito (pontilhado) sendo a rocha circundante um leptito (linhas) Abaixo: O mesmo dique disposto perpendicularmente à xistosidade da rocha encaixante (Holmquist 1920 apud Mehnert 1968)

## 8 - Ptigmáticas

O termo dobras ptigmáticas foi introduzido originalmente por Sederholm (1907 apud Mehnert op cit) derivando do grego *ptygma* = matéria dobrada

Estruturas ptigmáticas exibem dobras extremamente contorcidas e disarmônicas. Diferem das dobras de cisalhamento pelo fato de não existir relação entre a espessura da matéria dobrada com respeito a crista e o flanco da dobra. Por outro lado as dobras ptigmáticas diferem de típicas dobras de flexão pela ausência de quaisquer feições tectônicas tais como juntas clivagem cataclase etc

Fato interessante é o que ocorre quando do cruzamento de dois ou mais veios ptigmáticos sendo que em alguns casos eles simplesmente se cortam sem qualquer interdependência tectônica até agora reconhecível. Por outro lado um veio pode ser interrompido por outro veio (Figura 20)

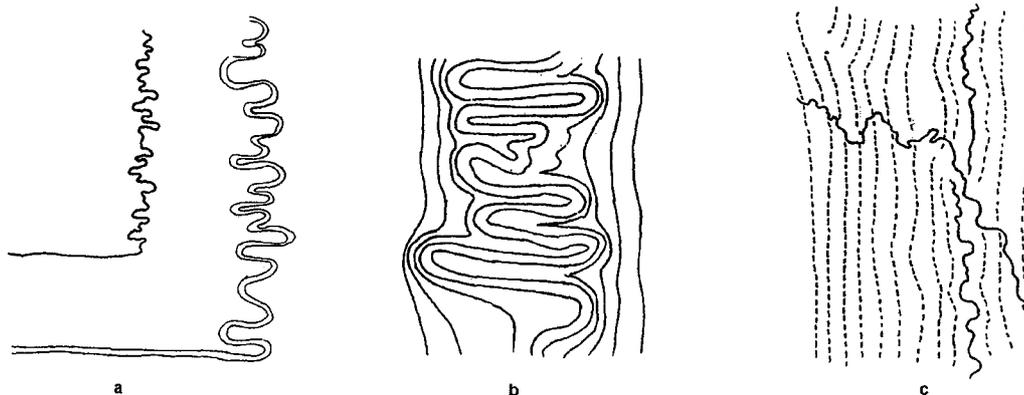


Figura 20a Dobras ptigmáticas diferindo em espessura e comprimento de onda. Notar a súbita mudança de direção e correspondência entre os estilos de deformação de ambos os veios (Mehnert 1968)

20b Estrutura de um veio ptigmático com respeito àquele da rocha circundante (Milch 1900 e Kuenen 1938 apud Mehnert 1968)

20c Veio ptigmático disposto paralelamente a foliação de uma rocha encaixante e confinado a uma área particular, contudo cortado por um veio ptigmático mais fino, o qual não mostra qualquer relação com a estrutura da rocha encaixante e o veio mais espesso (Kuenen 1938 e Wilson 1959 apud Mehnert 1968)

Duas hipóteses tratam da origem dos ptigmas

o dobramento foi de origem primária ocorrendo simultaneamente à formação do veio e

o dobramento foi de origem secundária sendo que a formação do veio e seu dobramento são processos independentes

#### 9 Oftalmítica (olhos)

O mobilizado (neossoma) está distribuído ou disperso no paleossoma sob a forma de olhos do alemão *augen*. Foi denominado de estrutura oftalmítica por Niggi & Huber 1943 apud Mehnert (op cit) do grego *ophthalmos* = olho. O neossoma consiste de fenocristais de feldspato os quais estão envolvidos por faixas máficas concordantes com os principais planos de xistosidade.

#### 10 Stictolítica (mancha)

Este tipo não é muito freqüente em migmatitos apesar de bem conspícuo no campo. Os minerais máficos estão concentrados em manchas deixando ao redor um halo ou manto pobre em máficos que aparece como uma zona clara ao redor da mancha escura. Tais rochas são referidas como stictolito do grego *stictos* = manchado.

O paleossoma é geralmente de granulação fina maciço ou gnaissoso e não está afetado obviamente pelo processo de formação de manchas.

#### 11 Schlieren

As heterogeneidades aparecem como faixas claras e escuras de formas mais ou menos alongadas chamadas de schlieren. Os schlierens são geralmente formados por fluxo laminar de tal modo que a forma original das heterogeneidades no meio do fluxo podem estar completamente deformadas em faixas mais ou menos paralelas. Se exatamente paralelas, finas e retas a estrutura é chamada de bandada. No entanto, os schlierens são algo mais irregulares, as faixas mais largas e quase sempre apresentam terminações afiladas.

#### 12 Nebulítica

O paleossoma e o neossoma não são mais identificados pois apenas existem porções difusas nas rochas a serem distinguidas por seus conteúdos minerais levemente diferentes. A maioria de suas assembléias minerais é bastante semelhante qualitativamente, as diferenças sendo pouco quantitativas. Esta estrutura tem sido referida por um nome bem característico como nebulítica (Sederholm 1923).

Em amostras de mão aparentam um aspecto magmático sendo que somente observação em uma seção maior é que permite a visualização de diferenças significativas.

## Tectônica

Em geologia a análise estrutural apresenta três abordagens: a análise geométrica, a análise cinemática e a análise dinâmica. Quando se considera um objeto que foi deformado, faz-se forçosamente uma descrição geométrica do mesmo. Se este objeto pode ter sua forma original reconstituída ou seja, a forma predeformação, é possível descrever e quantificar essa deformação. Isto é a análise da deformação finita e significa a determinação da quantidade total de deformação que o objeto sofreu, sendo o objetivo da análise estrutural geométrica. É possível também tentar entender as várias maneiras pelas quais o objeto em questão passou do estado inicial para o estado final, que é o objetivo da análise cinemática. O objetivo final, que é a análise dinâmica, visa a definir as forças que são responsáveis pelos processos deformacionais (Nicolas 1987).

É possível imaginar, portanto, que no estudo da deformação natural as dificuldades aumentam quando se passa sucessivamente da análise geométrica para a análise cinemática e daí para a análise dinâmica. Nesse sentido, os experimentos de deformação são muito úteis quando o sistema de forças aplicadas é conhecido e é fácil de comparar os estados inicial e final do objeto deformado (Nicolas op cit).

## Regimes Tectônicos

A deformação dos corpos rochosos é função da orientação de um sistema de três eixos dinâmicos os eixos de tensão (*stress*) chamados de  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$  convenciona-se em análise estrutural que  $\sigma_1$  é o tensor compressivo  $\sigma_3$  o tensor distensivo e  $\sigma_2$  podendo atuar tanto como tensor compressivo como distensivo (Hasui & Costa 1991)

A posição no espaço desses três eixos dinâmicos define três tipos básicos de regimes tectônicos (Figura 21) denominados

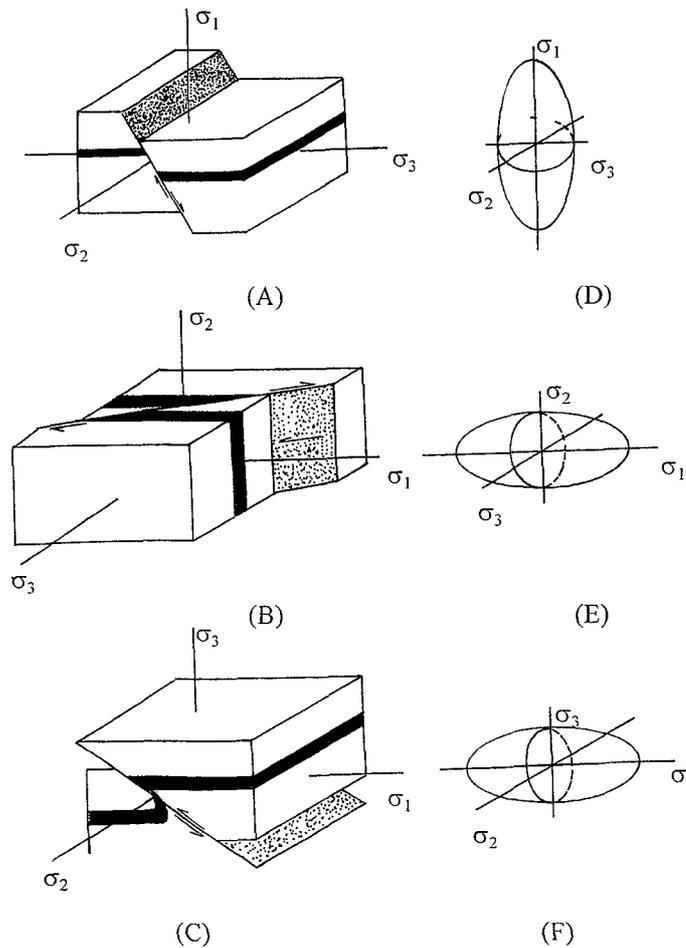


Figura 21 Relações entre o elipsóide de tensão seus eixos principais e os tipos comuns de Regimes Tectônicos (A) extensãoal (B) transcorrente e (C) compressivo. Em (D) (E) e (F) mostram-se as atitudes dos correspondentes elipsóides de tensões (modificado de Loczy & Ladeira 1976)

compressivo convergente de encurtamento ou colisional que se relaciona com as zonas de convergência de placas litosféricas (bordas destrutivas). O campo de tensões apresenta  $\sigma_1$  e  $\sigma_2$  com baixos valores de mergulho e  $\sigma_3$  com altos valores de mergulho.

distensivo divergente ou de estiramento que se relaciona com zonas de divergência de placas litosféricas (bordas construtivas) ou em que se reconhecem os estágios iniciais do Ciclo de Wilson (soerguimento rifting). O campo de tensões apresenta baixos valores de mergulho para os eixos  $\sigma_3$  e  $\sigma_2$  (posição próxima da horizontal) e  $\sigma_1$  com altos valores de mergulho (posicionamento próximo da vertical) e

direcional ou transcorrente que se relaciona com bordas conservativas de placas litosféricas e com as

regiões intraplaca. Caracteriza-se por um campo de tensões em que  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  posicionam-se com baixos valores de mergulho.

As situações descritas correspondem ao modelo ideal, mas na natureza há toda uma série de transições entre o regime transcorrente e os regimes distensivo e compressivo decorrendo o aparecimento respectivamente de zonas transtensivas e transpressivas com o campo de tensões podendo assumir um posicionamento intermediário entre aqueles previstos no modelo ideal. Nas zonas transtensivas o regime transcorrente apresenta uma significativa componente extensional, ao passo que nas zonas transpressivas é a componente compressiva que joga um papel significativo.

Os limites a partir dos quais se deve considerar um regime tectónico como extensional ou transtensivo, compressivo ou transpressivo, e transtensivo, transpressivo ou transcorrente, estão por ser estabelecidos, mas sem dúvida deverão ter como referência o ângulo de inclinação dos campos de tensão. Recomenda-se os seguintes critérios:

**TABELA 14**  
**REGIMES TECTÔNICOS**

REGIME TECTÔNICO	INCLINAÇÃO DE $\sigma_1$	INCLINAÇÃO DE $\sigma_3$	INCLINAÇÃO DE $\sigma_2$
COMPRESSIVO	<25	>45	<45
EXTENSIONAL	>45	<25	<45
TRANSCORRENTE	<25	<25	>45
TRANSPRESSIVO	$45 > \sigma_1 > 25$	$45 > \sigma_3 > 25$	>45
TRANSTENSIVO	$45 > \sigma_1 > 25$	$45 > \sigma_3 > 25$	>45

## Comportamento dos Materiais em Relação aos Campos de Tensões

A tipologia das estruturas é função do comportamento dos materiais submetidos às tensões. Tal comportamento depende basicamente da profundidade e pode ser classificado em rúptil, elástico e dúctil ou plástico (Figura 22). A separação entre os comportamentos dúctil e rúptil é válida em termos gerais, mas na prática existe sempre transição entre eles e também processos ducteis e rupteis incidindo simultaneamente. Hasui e Costa (1991) relacionam as seguintes variações:

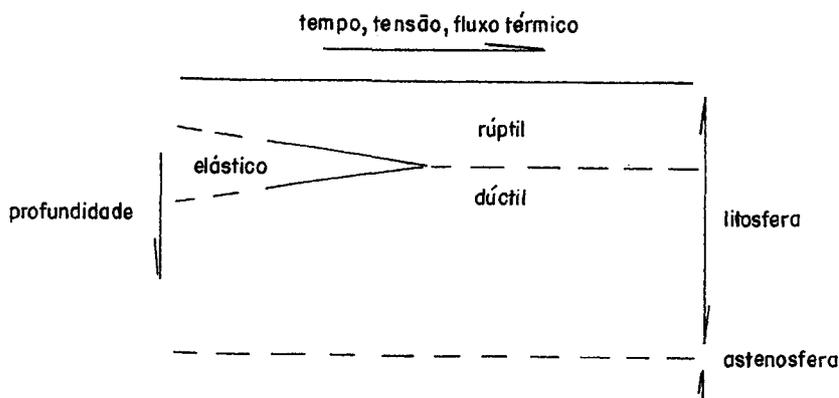


Figura 22 Domínios rúptil, elástico e dúctil na litosfera. Com o aumento do tempo, tensão ou fluxo térmico, o campo elástico desaparece. Kusnir & Park (1987, apud Hasui & Costa, 1991).

- comportamento dúctil ou eminentemente dúctil, caracterizado pelo fluxo plástico com manifestações rupteis localizadas (Figura 23)
- comportamento dúctil-rúptil, com fluxo plástico e algumas manifestações rúpteis (estas representadas por fraturas sigmoidais na Figura 23)

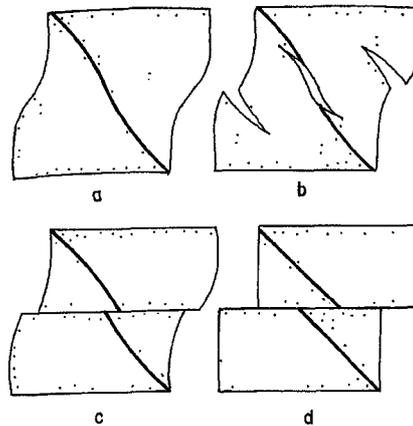


Figura 23 Esquemas de deformação dúctil (a) dúctil rúptil (b) rúptil dúctil (c) e rúptil (d) (segundo Ramsay & Huber 1987)

- c) comportamento rúptil ductil com manifestações rupteis acompanhadas de algum fluxo plástico (este indicado por arrasto na Figura 23) e
- d) comportamento rúptil ou eminentemente rúptil com formação de descontinuidades e manifestações de fluxo plástico localizado (Figura 23)

## Tipos de Deformação (Cisalhamento)

Existem dois tipos básicos de deformação que por sua vez é referida a um sistema de eixos triortogonais X Y e Z sendo  $X > Y > Z$  os quais dizem respeito a movimentos de massa e portanto correspondem a eixos cinemáticos X corresponde à direção de maior estiramento ou fluxo de massa Z à de maior encurtamento e Y é intermediário

Tais tipos são

cisalhamento coaxial puro ou não rotacional e

cisalhamento não coaxial simples ou rotacional

A Figura 24 esquematiza os dois tipos a diferença residindo essencialmente no componente rotacional do ultimo (Hasui e Costa 1991)

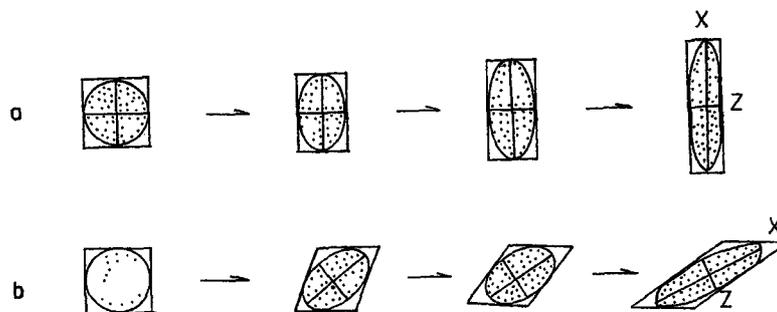


Figura 24 Cisalhamento coaxial (a) e não coaxial (b) X Z eixos cinemáticos de estiramento e encurtamento máximos respectivamente (Hasui & Costa 1991)

Combinando se os tipos de deformação com o comportamento dos materiais submetidos às tensões têm se os seguintes tipos de deformação

deformação coaxial rúptil deformação ocorrida sem fluxo plástico e sem mudança de volume

deformação coaxial ductil deformação com fluxo plástico e sem mudança de volume

deformação não coaxial rúptil deformação sem fluxo plástico e com mudança de volume e  
 deformação não coaxial dúctil deformação com fluxo plástico e com mudança de volume

Segundo Hasui e Costa (1991) na deformação coaxial rúptil desenvolvem-se descontinuidades que são as de partição e as de cisalhamento estas aparecendo em pares conjugados simétricos (Figura 25)

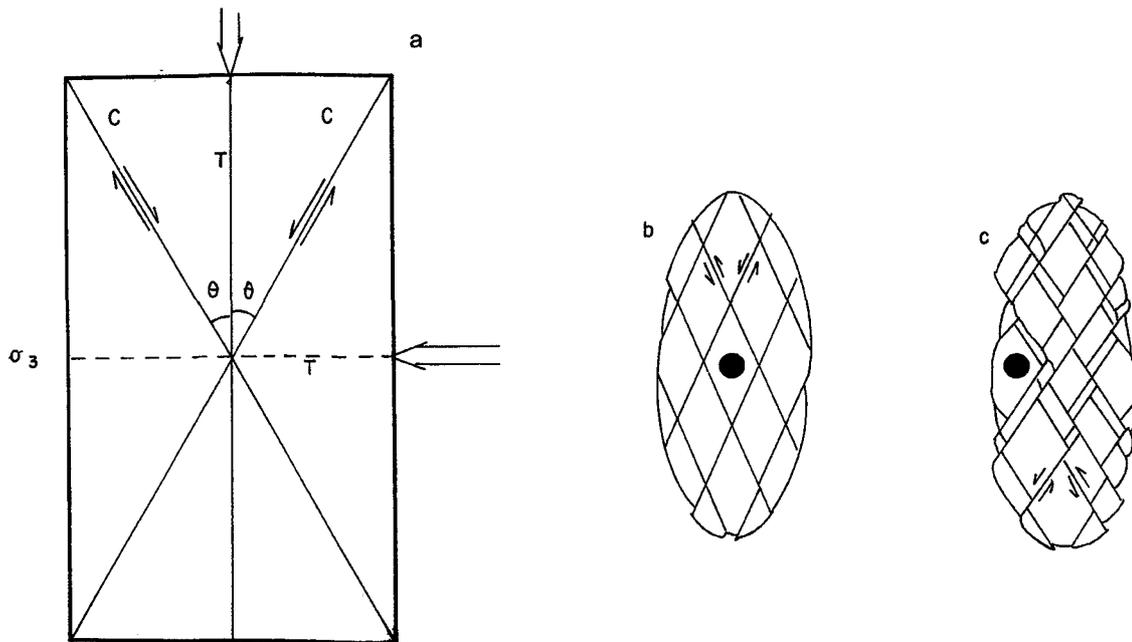


Figura 25 Fraturas em regime coaxial Em (a) C e C são as fraturas de cisalhamento conjugadas fazendo ângulo  $\theta$  com  $\sigma_1$  T é a fratura de partição e T é outra que pode aparecer Em (b) fraturas de cisalhamento de um elipsóide deformado; em (c) mesmo caso com arrastos (regime rúptil dúctil) Os pequenos círculos pretos indicam o estado de deformação interna (modelo de Riedel segundo Hasui & Costa 1991)

As fraturas de partição são perpendiculares a  $\sigma_3$  e contêm os eixos  $\sigma_1$  e  $\sigma_2$  Com frequência aparecem também fraturas de partição perpendiculares a  $\sigma_1$  contendo  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$  atribuíveis à descarga das tensões As fraturas de cisalhamento contêm  $\sigma_2$  e formam ângulo em geral agudo com  $\sigma_1$  (em torno  $30^\circ$  e obtuso com  $\sigma_3$  as conjugadas interceptam se segundo a direção de  $\sigma_2$  e têm  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  como bissetrizes aguda e obtusa

Na deformação não coaxial rúptil as descontinuidades desenvolvem se segundo o modelo de Riedel cujos elementos são (Figura 26):

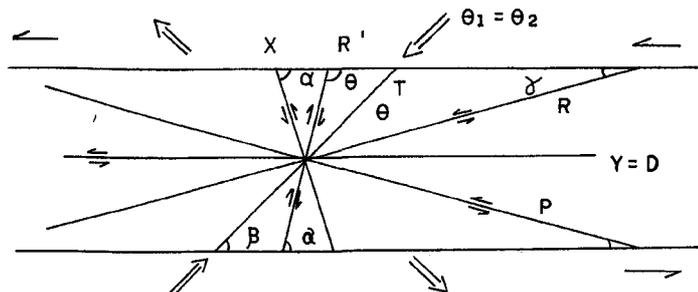


Figura 26 Descontinuidades formadas na deformação não coaxial Os ângulos são:  $\alpha=75^\circ$   $\beta=45^\circ$  e  $\gamma=15^\circ$  (considerando o ângulo interno de  $30^\circ$ ) R P X e Y (=D) têm movimentos sinistrais em binários sinistrais As flechas indicam as direções de estiramento e encurtamento (segundo Hasui & Costa 1991)

1) as fraturas de partição de distensão de extensão ou T

2) as fraturas de cisalhamento designadas:

- a) sintéticas de Riedel  $R$  ou  $R_1$  (têm movimentação no mesmo sentido do binário externo)
- b) antitéticas conjugadas de Riedel  $R$  ou  $R_2$  (têm movimentação em sentido oposto à do binário externo);
- c) sintéticas secundárias ou  $P$
- d)  $Y$  ou  $D$  e  $e$
- e)  $X$

Essas fraturas podem formar famílias e sistemas de juntas e as de cisalhamento tendem a evoluir para zonas de cisalhamento

## Zonas de Cisalhamento

### • Definição

As zonas de cisalhamento são definidas como zonas planares ou curvilineares de alta deformação que são relativamente longas em relação à sua largura (razão comprimento/largura maior que 5:1) e que são circundadas por rochas mostrando um estado inferior de deformação finita. Elas podem ser divididas em zonas de cisalhamento dúcteis onde o estado de deformação varia continuamente de parede à parede através da zona, zonas de cisalhamento rúpteis ou falhas onde as paredes são separadas por uma descontinuidade ou superfície de fratura e vários tipos intermediários conhecidos como zonas de cisalhamento rúpteis dúcteis os quais combinam estas feições geométricas em diferentes proporções (Figura 23) (Ramsay & Huber 1987)

### • Características e Indicadores

- 1 As zonas de cisalhamento **rúptil** caracterizam-se litologicamente pela ocorrência de rochas cataclásticas e por planos de movimentação normalmente marcados pelo aparecimento de estrias de *silkensides*
- 2 As zonas de cisalhamento **dúctil** caracterizam-se litologicamente pela ocorrência de rochas miloníticas (protomilonitos, milonitos e ultramilonitos) marcados por uma foliação milonítica desenhada pelos minerais planares e uma lineação de estiramento dada pela alongação de minerais e agregados de minerais pela deformação cisalhante. A foliação milonítica em função da intensidade da deformação cisalhante pode aparecer como um aleitamento ou acamadamento como um bandamento composicional ("bandamento gnáissico") ou como uma xistosidade. A lineação de estiramento em zonas muito deformadas é substituída por uma lineação mineral dada pela forma alongada de minerais gerados por recristalização metamórfica.
- 3 A foliação (milonítica) desenvolve-se paralelamente ao plano X-Y do elipsóide de deformação e a lineação de estiramento desenvolve-se segundo a direção de X que corresponde à direção do tensor (*stress*) distensivo nos cinturões extensionais e a do tensor compressivo nos cinturões de cavalgamento.
- 4 Com a progressão da deformação a foliação aproxima-se gradualmente do plano de cisalhamento e a lineação de estiramento da direção do cisalhamento (Figuras 27 e 28) ou seja paraleliza-se com as bordas da zona de cisalhamento.

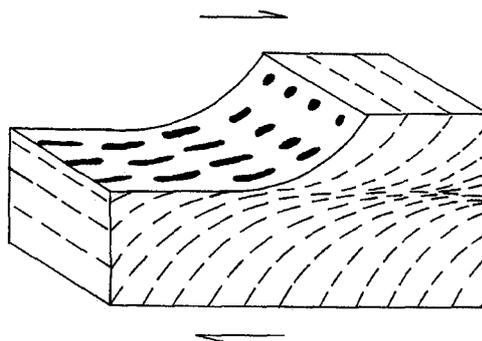


Figura 27 Zona de cisalhamento com a lineação de estiramento no plano da foliação (segundo Hasui & Costa 1991)

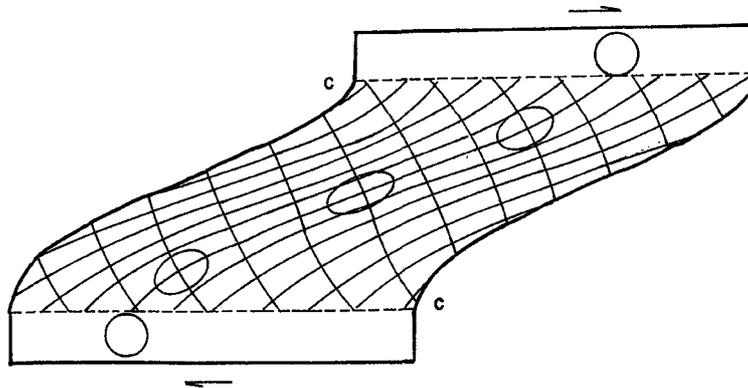


Figura 28 Deformação em uma zona de cisalhamento não coaxial. A deformação é concentrada na faixa entre duas superfícies C, aumentando o grau de deformação para o centro (ver formação de elipses). As linhas dentro da figura representam as trajetórias dos eixos X e Z (Hasui & Costa, 1991)

- 5 A lineação de estiramento apresenta normalmente altos valores de mergulho nas zonas de cisalhamento compressivas (caracterizadas por falhas de empurrão e dobras) e extensionais (caracterizadas por falhas normais e bacias) e baixos valores nas zonas transcorrentes, enquanto que a foliação milonítica tende a apresentar um comportamento inverso.
- 6 A foliação S (xistosidade em inglês *schistosity*) que se forma em cada lado da zona mais deformada é frequentemente cortada por uma nova foliação C (do francês *cisaillement*). O relacionamento oblíquo das duas estruturas aponta o sentido do deslocamento (Figuras 29 e 30)

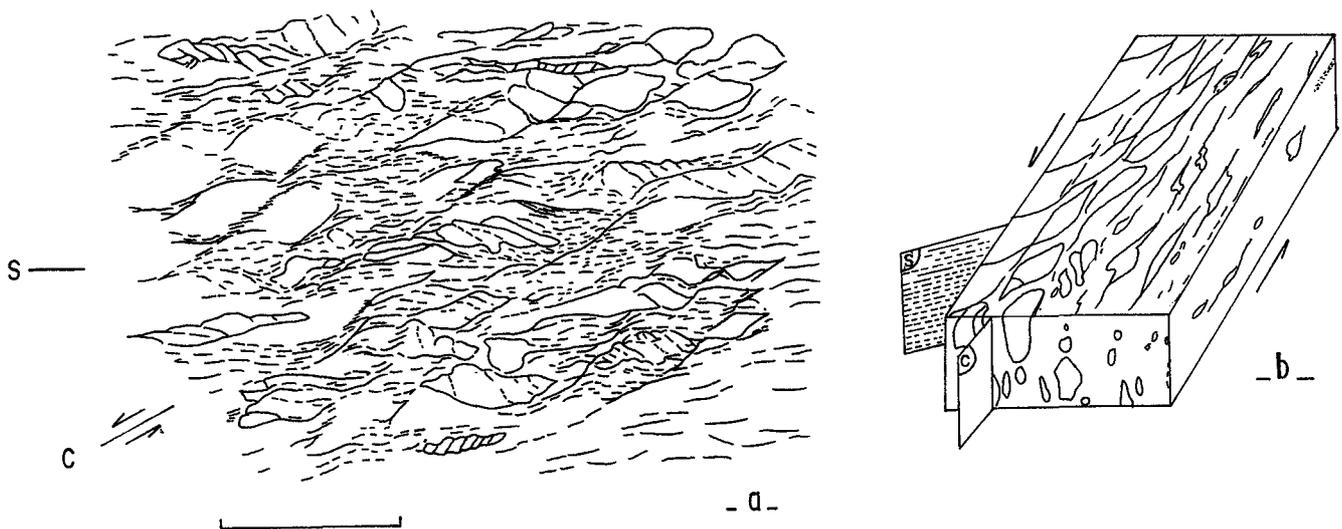


Figura 29 Planos de cisalhamento C e planos de foliação S. a) A relação S/C em um augen gnaisse define o sentido do cisalhamento, aqui como dextral. b) Transição entre o centro e a borda de uma zona de cisalhamento (da direita para a esquerda). As superfícies C que são paralelas ao plano de cisalhamento cortam a xistosidade S formando augens assimétricos. Notar também o aparecimento de *drag folds*. O sentido da recumbência e a assimetria do augen indica o sentido do cisalhamento (segundo Nicolas, 1987)

- 7 O traçado de uma falha é em geral sinuoso, decorrendo que o movimento dos dois lados do plano determina setores submetidos à extensão e setores submetidos à compressão, a depender da direção da sinuosidade em relação ao sentido do movimento. No setor extensional, o plano de falha abre-se como um *set* de juntas paralelas (Figura 31) e, no caso de pequenas aberturas, são preenchidas por minerais fibrosos alinhados concordantemente (Figura 32). No setor compressivo, se a deformação é rúptil, o fraturamento e a moagem da rocha resultará em uma microbrecha formada de fragmentos de rocha de tamanhos variados devido ao fraturamento hidráulico. Os fluidos podem também induzir à deformação contínua pela solução das partes expostas dos planos de falha submetidos a uma concentração de tensões. Os estilólitos constituem-se em evidências destas soluções.

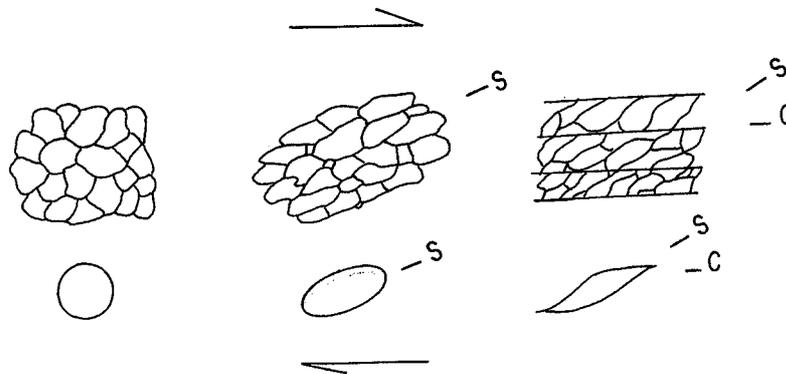


Figura 30 Ilustração esquemática da formação da superfície C (*cisaillement : shear*) e seu relacionamento com a xistosidade (*schistosity*) S. A deformação finita aumenta da esquerda para a direita (segundo Nicolas 1987)

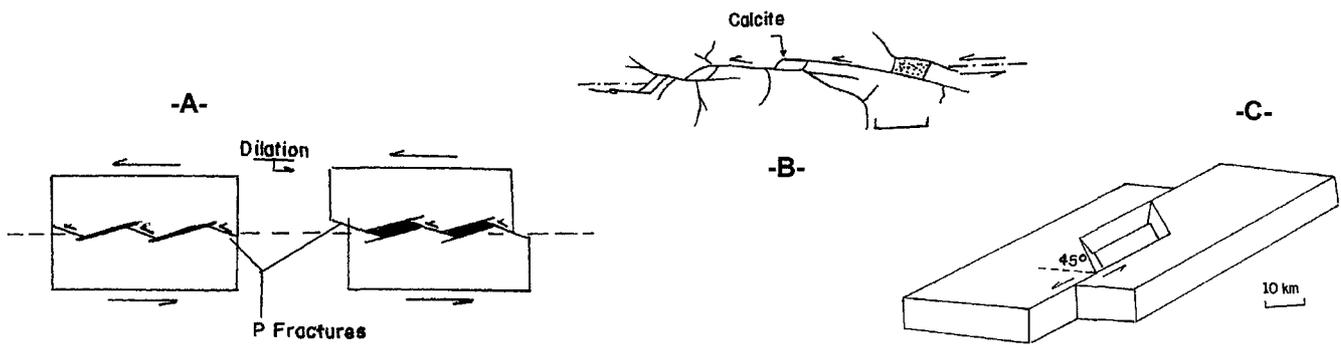


Figura 31 Fraturas de tensão e dominós relacionadas a falhas não planares (a) e (b) Dominós tensionais formados pelo deslocamento de uma falha onde a superfície é constituída de facetas alternadas de fraturas de cisalhamento P e de tensão T (a) Modelo teórico (b) Fraturas naturais e (c) Formação de bacias sedimentares pelo mesmo mecanismo operando numa escala crustal (Nicolas 1987)

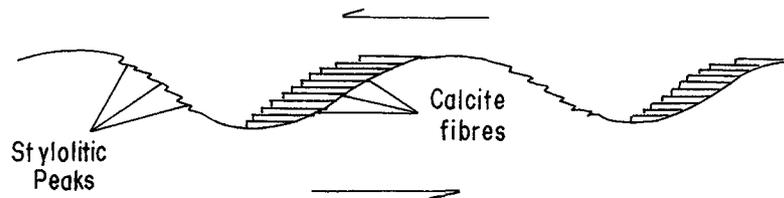


Figura 32 Fibras de crescimento de calcite e picos estilólíticos em posições curvas de uma falha sinistral (segundo Nicolas 1987)

8 Em duas falhas conjugadas (deformação coaxial) a direção de  $\sigma_2$  é paralela à intercessão das duas falhas e a direção de  $\sigma_1$  está contida na bissetriz do ângulo agudo entre as duas falhas (sabe-se por métodos experimentais que o fraturamento não pode ocorrer em um plano cujo ângulo com  $\sigma_1$  seja maior que  $45^\circ$ )

9 A direção de  $\sigma_2$  deduzida a partir de uma falha é perpendicular à direção do deslocamento (Figura 33)

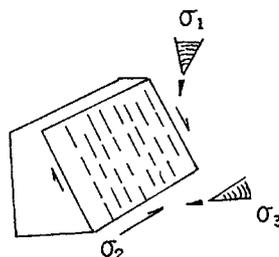


Figura 33 Direções aproximadas das tensões em uma falha de movimento conhecido (segundo Nicolas 1987)

10 O relacionamento geral entre fraturas juntas estilolíticas e falhas com os campos de tensão na deformação coaxial estão resumidos na Figura 34

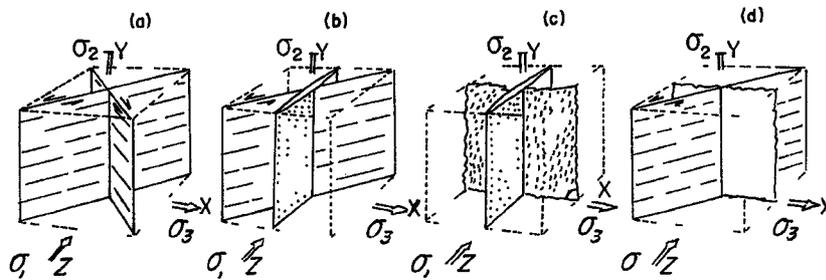


Figura 34 Relacionamento geral entre as principais estruturas da deformação coaxial rúptil e as principais direções de deformação (x y z) a) Falhas transcorrentes conjugadas; b) Falhas transcorrentes sinistrais e fraturas de tensão; c) Fraturas de tensão e juntas estilolíticas; e d) Falha transcorrente sinistral e juntas estilolíticas (Nicolas 1987)

11 A propagação do cisalhamento em um material isotrópico normalmente é um resultado da ação conjunta de diferentes tipos de fraturas conforme demonstram as Figuras 31 e 35

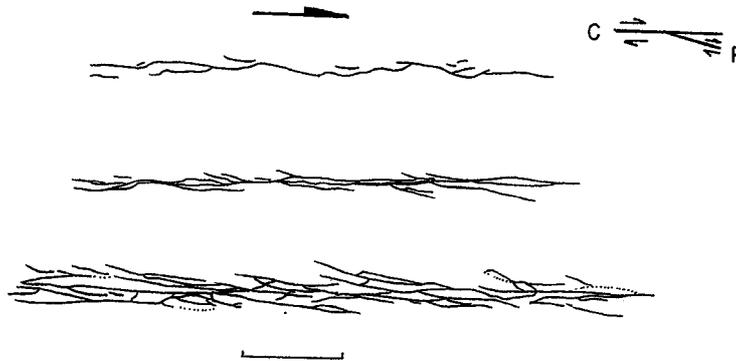


Figura 35 Cisalhamento experimental em um calcário sob uma pressão confinante de 500 Mpa ilustrando a formação de um cisalhamento de segunda ordem R durante o incremento de deformação (de cima para baixo deslocamento de 0 14 cm 0 26 cm e 0 54 cm) (segundo Bartlett et al 1981 apud Nicolas 1987)

12 A distribuição das tensões nas extremidades ou seja na zona de propagação da falha sofre mudanças em decorrência de anisotropias do meio (principalmente  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$ ). No bloco sob tensão distensiva a trajetória de  $\sigma_1$  encurva se progressivamente e tende a tornar se perpendicular ao plano de falha no bloco sob tensão compressiva o traçado da fratura tende a curvar se na direção do plano de falha Isto explica as ramificações normalmente presentes nas extremidades da zona de cisalhamento

13 A formação da falha principal é acompanhada do aparecimento de fraturas de segunda ordem cuja distribuição é aquela do modelo de Riedel (Figuras 36 37 e 38)

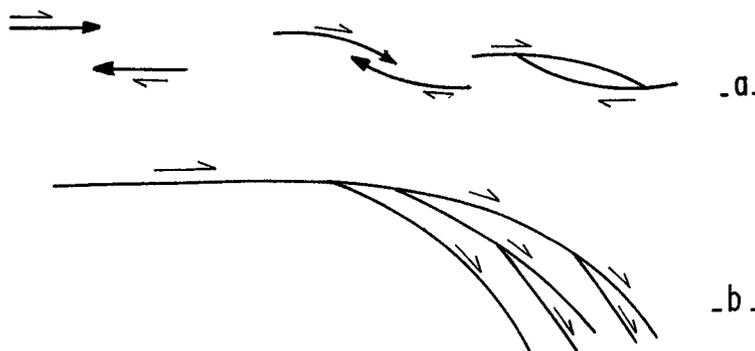


Figura 36 Curvatura horária associada com zona de cisalhamento dextral que é responsável pela acomodação do movimento relativo nas extremidades do plano de falha a) Coalescência de zonas de cisalhamento; b) Terminação em rabo de cavalo (horse tail) de uma zona de cisalhamento (segundo Nicolas 1987)

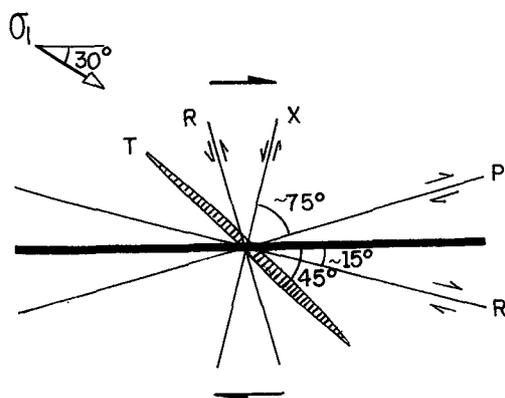


Figura 37 Padrão de fraturas de segunda ordem associado com falha dextral (Modelo de Riedel) (segundo Nicolas 1987)

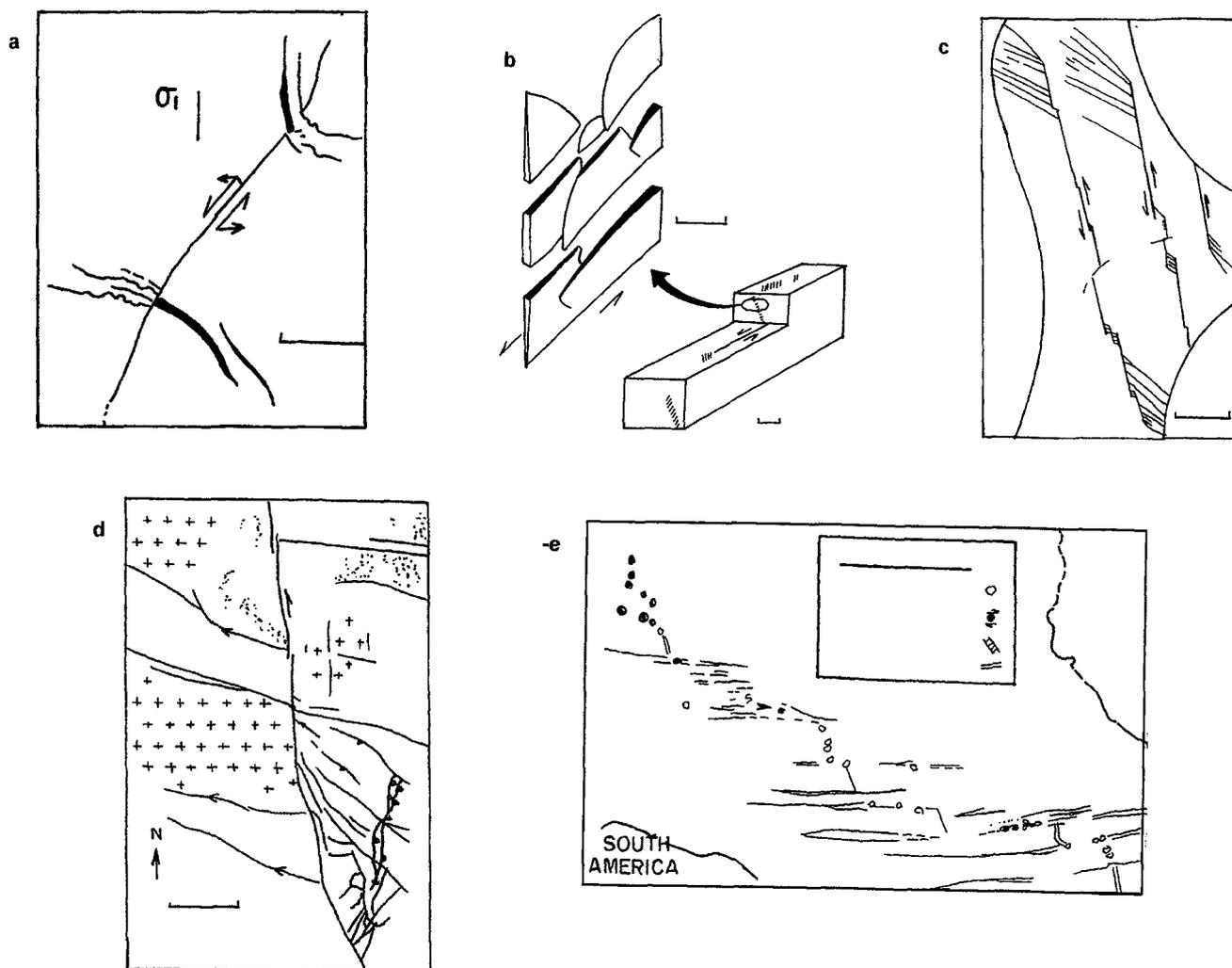


Figura 38 Relações entre fraturas de tensão e falhas a) Terminação de uma pequena falha em calcários desenvolvendo juntas estilólíticas no lado compressivo e fraturas de tensão preenchidas por calcita (preto) no lado distensivo; b) Terminação de uma falha com desenvolvimento de fraturas de tensão em échelon com o detalhe da transição entre o cisalhamento e a superfície de tensão; c) e d) Fraturas em *horse tail* (rabo de cavalo) de pequena e grande escala desenvolvida em granito; notar em (c) a coalescência de falhas e em (d) a presença da Bacia de Alés no segmento extensional da falha Villeport a qual resulta da dinâmica deste sistema; e (e) Relacionamento entre uma Dorsal Oceânica e uma falha transformante (segundo Nicolas 1987)

- 14 As fraturas de Riedel não são ativadas ao mesmo tempo. Se as condições externas causam dilatação (distensão da zona de falha) o sistema P, X e T é ativado preferencialmente (Figura 31) na compressão da zona é o sistema R e R que aparece
- 15 Em regime de cisalhamento simples a extremidade da zona de cisalhamento transpressiva tende a curvar se no sentido horário se a movimentação é dextral e no sentido anti horário se o movimento for sinistral. Isto é coerente com o aparecimento das fraturas de Riedel na zona de propagação da falha
- 16 A rotação referida no tópico anterior explica a coalescência apresentada por zonas de cisalhamento de mesmo sentido (Figura 39) e a acomodação do movimento relativo pelo desenvolvimento de estruturas do tipo *horsetail* (Figura 36) e

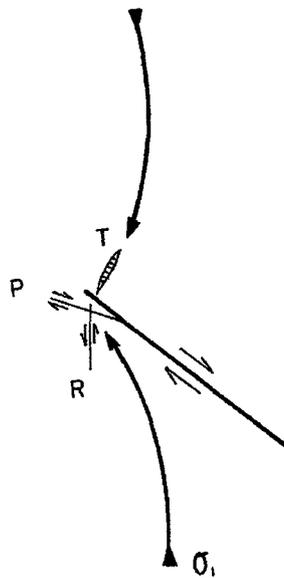


Figura 39 Esquema mostrando a rotação da trajetória de  $\sigma_1$  nas vizinhanças de uma falha com o início do desenvolvimento de fraturas do tipo T no lado sob tensão distensiva e fraturas do tipo P e R no lado sob tensão compressiva (segundo Nicolas 1997)

- 17 Na Figura 40 apresenta-se uma síntese dos principais critérios utilizáveis na determinação do sentido de movimentação de uma zona de cisalhamento em diferentes escalas

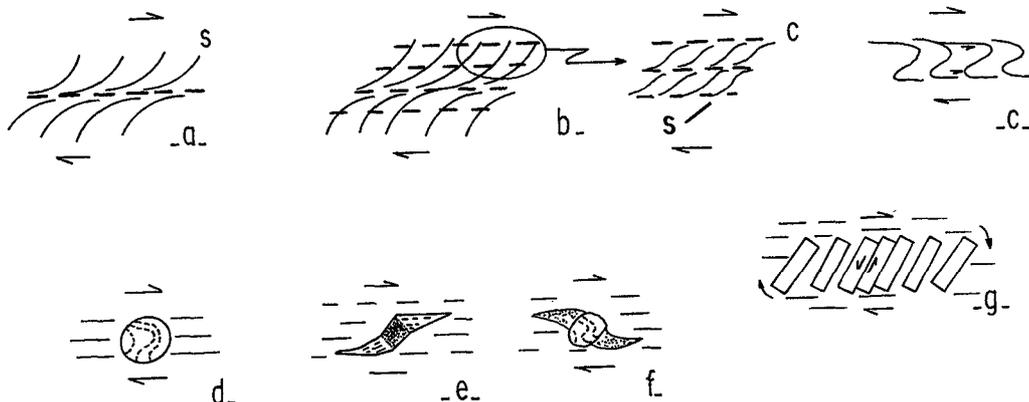


Figura 40 Critérios cinemáticos em rochas deformadas heterogêneas. Linhas finas: foliação; traços espessos: plano de cisalhamento. a) Foliação sigmoidal; b) Intercensão de foliação S com os planos de cisalhamento descontínuos C: notar a forma característica em espinha de peixe; c) Pequenos *drag fold*; d) Porfiroblastos com inclusões em bola de neve; e) Cristalização em franjas de pressão (minerais fibrosos ou lamelares que podem estar curvados mas indeformados); f) Sombras de pressão (minerais deformados); e g) Estirramento com cisalhamento reverso de um porfiroclasto (segundo Nicolas 1987)

## Feições Estruturais

### Dobras e Dobramentos

As dobras são concavidades e convexidades existentes em corpos rochosos provocadas pela deformação inhomogênea dos mesmos retratadas em estruturas planares (acamamento foliação etc.) cuja identificação mesoscópica só será possível por meio de diferenças litológicas ou mineralógicas

Quando a convexidade está voltada para cima denomina-se de **anticlinal** (do gr anti = opostas e clinal = inclinação) ao passo que quando a concavidade é para baixo denomina-se de **sinclinal** (do gr sin = igual e clinal = inclinação) as quais têm implicações cronoestratigráficas. No primeiro caso as rochas do núcleo são mais antigas enquanto no segundo são mais novas. Quando a idade relativa das rochas é desconhecida utiliza-se as denominações derivadas **antiforma e sinforma** (Figura 41)

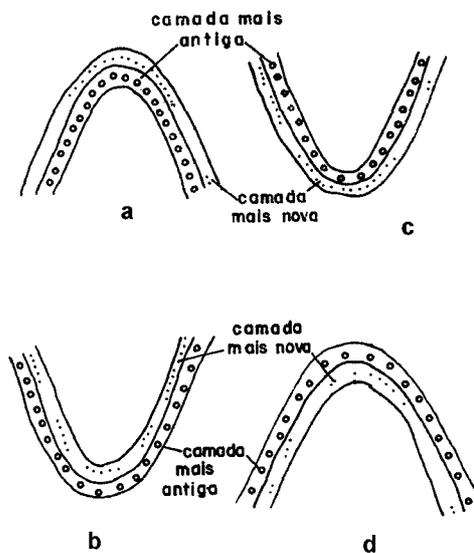


Figura 41 Classificação de dobras quando se conhece a sucessão estratigráfica no caso fundamentando-se em um conglomerado basal (A) Anticlinal antifórmico; (B) Sinclinal sinfórmico; (C) Anticlinal sinfórmico; (D) Sinclinal antifórmico (Loczy & Ladeira 1976)

#### • Elementos Geométricos de uma Dobra

O entendimento dos elementos geométricos de uma dobra ou superfície dobrada é de grande importância para o geólogo de campo uma vez que o mesmo necessita imaginá-la em três dimensões. Os elementos de uma dobra são Flanco ou Aba é a parte na qual a superfície da dobra é sensivelmente plana entre as curvaturas opostas (Figura 42) e

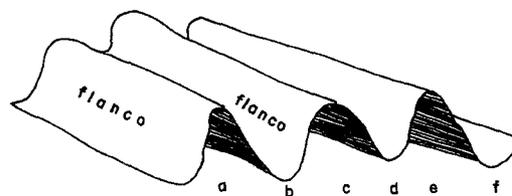


Figura 42 Dobras mostrando flancos e fechamento. As dobras a, c e f são antiformes; b, d e são sinformes (Loczy & Ladeira 1976)

Charneira ou Linha de Charneira é a linha que une os pontos de curvatura máxima da superfície dobrada simples (Figura 43). Cada flanco em geral é comum a duas dobras estendendo-se da charneira de uma dobra até a charneira da que lhe é contígua.

As charneiras são de três tipos: a) retilineares (Figura 43); b) curvilíneas contidas em um plano (Figura 43); e c) curvilíneas não contidas em um plano (Figura 43).

Em alguma parte da dobra, entre duas linhas de charneiras sucessivas e portanto entre duas curvaturas de sentido oposto, é possível definir uma linha imaginária que separa ambas as curvaturas: a linha de inflexão.

considerada como o limite de uma única dobra na superfície (Figura 43)

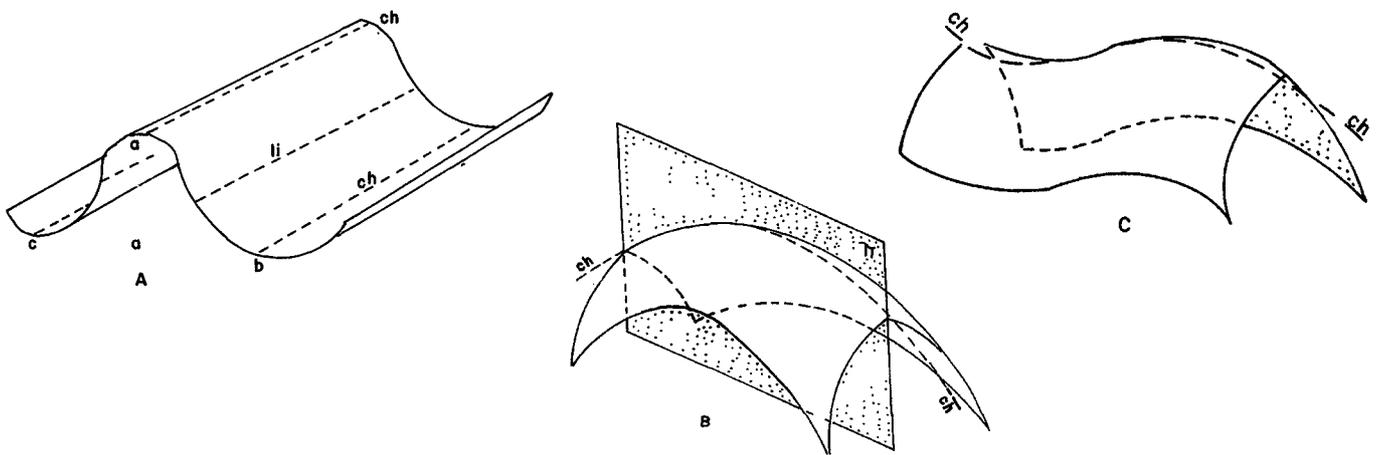


Figura 43 Tipos de chameiras (ch) de dobras; li: linha de inflexão (A) Retilinear; (B) Curvilínea contida em um plano  $\pi$ ; e (C) Curvilínea não contida em um plano (Turner & Weiss 1963)

Uma linha reta que se movimenta no espaço sempre mantendo-se paralela a si própria gera uma superfície cilíndrica (Figura 44) sendo esta linha denominada geratriz ou eixo da dobra. Deste modo uma superfície dobrada cilíndricamente é constituída de um infinito número de linhas paralelas à geratriz, que é um aspecto penetrativo da dobra.

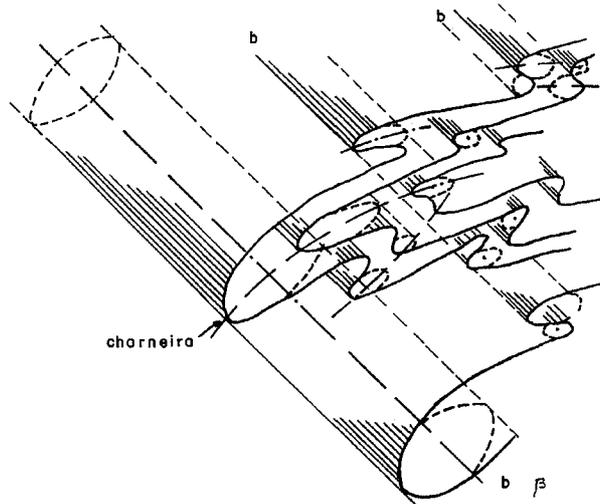


Figura 44 Conceito de dobramento de uma superfície (Wilson 1961)

A atitude da geratriz representa a atitude de eixo da dobra e muitos geólogos a consideram um elemento da atitude da dobra e não uma linha material passível de ser identificada, sendo que as dobras assim geradas são chamadas cilíndricas e as demais acilíndricas.

Uma dobra não estará completamente definida sem ser caracterizada sua superfície contendo as linhas da charneira de todas as superfícies dobradas sucessivas, isto é das camadas litológicas sucessivas (Figura 45)

As superfícies axiais são de três tipos:

**Planar** quando a superfície é constituída por um plano não curvo, recebendo o nome plano axial (Figura 46). Quando as dobras de um sistema relacionam-se a um único plano axial, este pode ser considerado como penetrativo, presente em cada ponto. Dobras com plano axial são consignadas dobras planas, podendo ser cilíndricas (Figura 46) ou acilíndricas (Figura 46).

**Curvilinear cilíndrica**: quando a superfície axial é cilíndrica curvada. Caso as próprias dobras sejam do tipo cilíndrico, tendo seu eixo pertencente à superfície dobrada e à superfície axial, são chamadas cilíndricas não planas (Figura 46) quando acilíndricas, possuindo o eixo inclinado em relação ao eixo.

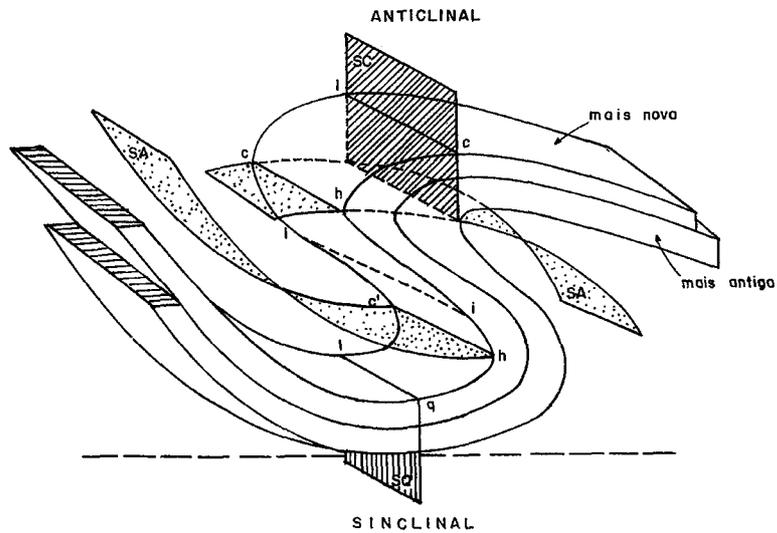


Figura 45 Elementos geométricos de uma dobra SA: superfície axial; SC: superfície de crista; SQ: superfície de quilha; ch: charneira anticlinal; c h : charneira sinclinal; li: linha de inflexão; lc: linha de crista ou crista; lq: linha de quilha ou quilha (Wilson 1961)

de curvatura de plano axial denominam-se dobras acilíndricas não planas (Figura 46) e

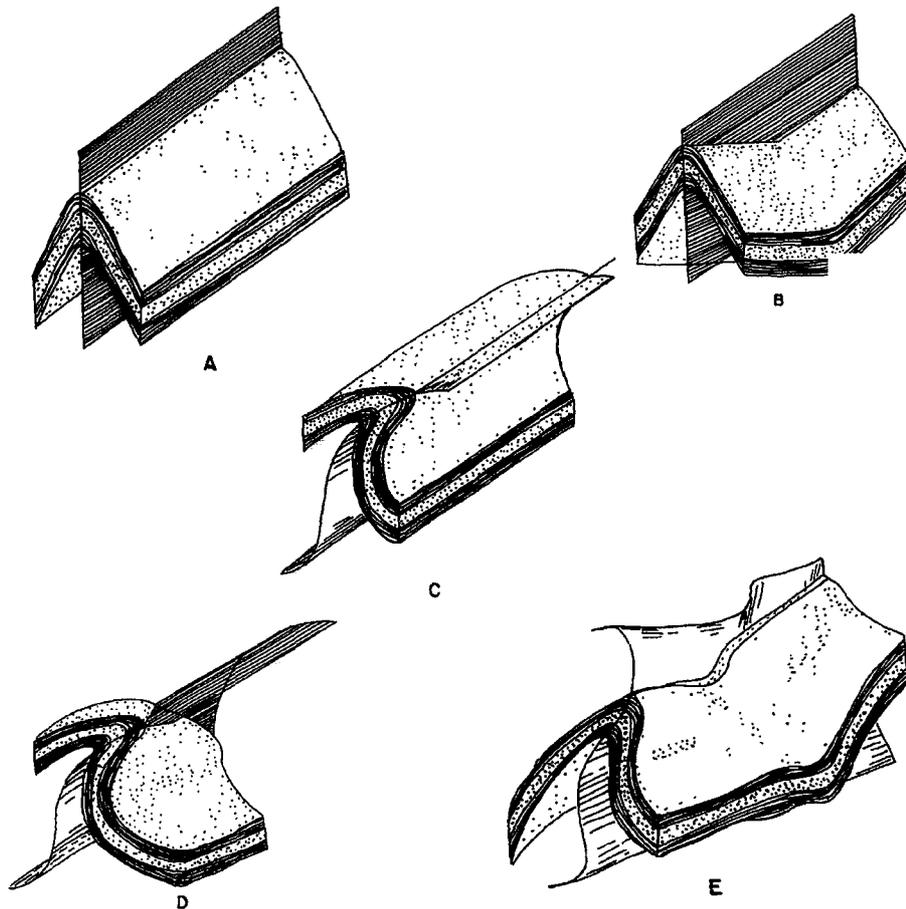


Figura 46 Tipos de dobras classificadas com base na superfície axial (A) Dobra cilíndrica plana; (B) Dobra acilíndrica plana; (C) Dobra cilíndrica não plana; (D) Dobra acilíndrica não plana com superfície axial cilíndrica; e (E) Dobra acilíndrica não plana com superfície axial acilíndrica (Turner e Weiss 1963)

Curvilinear acilíndrica a superfície axial é curva acilíndrica. As dobras com tais superfícies axiais são também designadas acilíndricas não planas e não exibem qualquer tipo de regularidade (Figura 46). As atitudes dos eixos e das superfícies axiais são obtidas estatisticamente em função de numerosas medidas tomadas nos segmentos cilíndricos e nos planos respectivamente.

Superfície bisetora de uma dobra é a superfície que bissecta o ângulo entre os flancos da dobra (ângulo interflanco) de maneira mais simétrica possível (Figura 47).

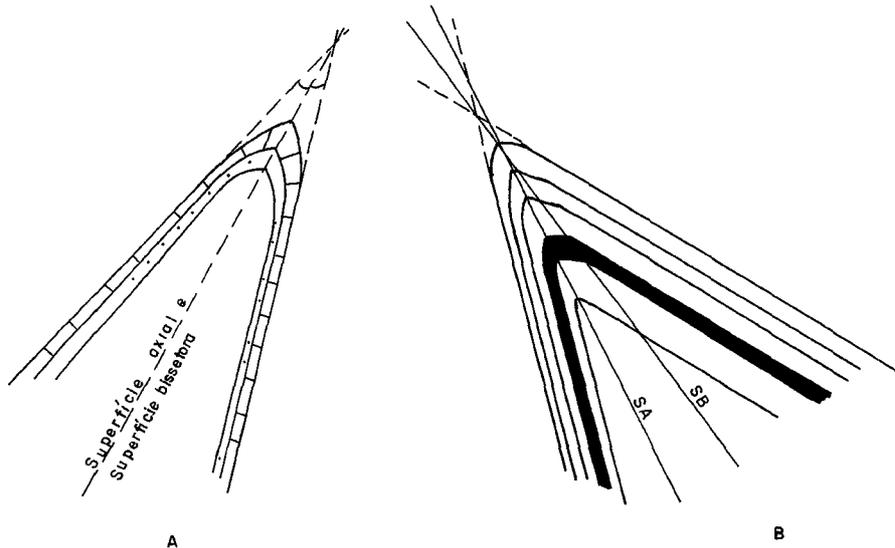


Figura 47 Superfície axial e superfície bisetora de uma dobra. (A) Dobra simétrica; ambas as superfícies são coincidentes; e (B) Dobra assimétrica; ambas as superfícies não coincidem. O plano do desenho nas figuras é normal ao eixo da dobra (Loczy & Ladeira 1976).

A superfície axial em geral bissecta aproximadamente o ângulo interflanco das dobras quando essas são efetivamente planares (Figura 47) sendo pois concordante com a superfície bisetora. No entanto em muitas dobras a superfície axial pode se afastar notavelmente da superfície bisetora (Figura 47). A atitude de ambas e o seu ângulo de divergência permitem medir o grau de assimetria da dobra.

Existe certa confusão quanto a essas duas superfícies sendo que Billings (1954) define por exemplo que plano axial (superfície) é o plano que divide a dobra de modo mais simétrico possível. Isso entretanto só é exato para dobras cujas superfícies axial e bisetora coincidem.

As dobras podem possuir a linha de charneira horizontal (Figura 48) ou com caimento (Figura 49); neste último caso provoca a feição em ziguezague observada em mapas geológicos.

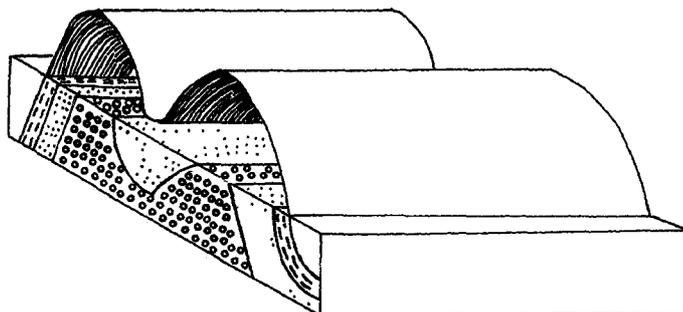


Figura 48 Dobras de eixo horizontal isto é sem caimento (Loczy & Ladeira 1976).

As dobras individuais que manifestam linhas de charneiras múltiplas quando possuem duas superfícies axiais mergulhantes uma contra a outra são designadas de dobras policlinais.

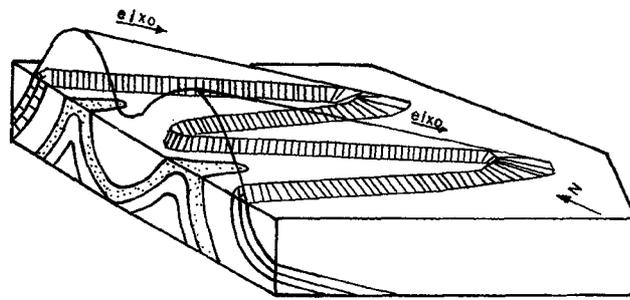


Figura 49 Dobras de eixo com caimento, em bloco diagrama supondo que a parte superior foi removida por erosão. O simples padrão em ziguezague permite dizer que as dobras têm caimento. As partes curvas, convexas para leste dos anticlinais e convexas para oeste do sinclinal observadas no plano horizontal são as zonas periclinais ou os narizes (Loczy & Ladeira 1976)

Superfícies Envoltórias são as duas superfícies suaves que na escala do afloramento (mesoscópica) podem ser traçadas tangenciando as charneiras de dobras de sentidos opostos em uma única superfície estrutural dobrada ou superfície de forma (Figura 50)

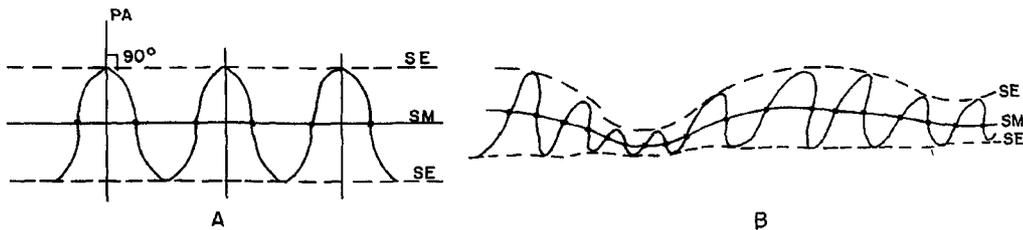


Figura 50 Superfícies envoltórias (SE) e mediana (SM) de uma superfície dobrada. (A) Dobras simétricas: o ângulo entre o plano axial (PA) e as superfícies mencionadas são retos; e (B) Dobras assimétricas: o ângulo é agudo (Loczy & Ladeira 1976)

Superfície Mediana é uma terceira superfície planar que se pode traçar através de todas as linhas de inflexão de uma superfície dobrada (Figura 50)

Em escala megascópica tanto as superfícies envoltórias quanto a mediana podem ser reconstituídas a partir da medida de atitudes de um certo número de segmentos quase planos podendo ser planares (Figura 50) curvilineares (Figura 50) e dobradas regularmente (Figura 51)

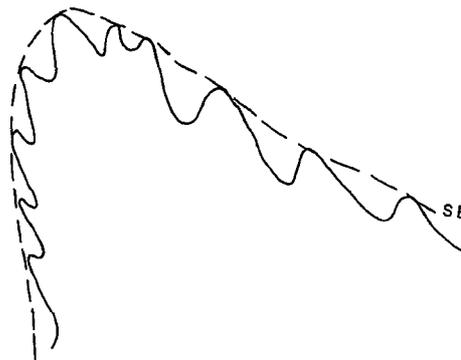


Figura 51 Dobras menores (parasíticas) em uma grande dobra cuja superfície envoltória é SE (Loczy & Ladeira 1976)

As relações entre essas superfícies podem ser diversas: são paralelas e equiespaçadas quando as dobras têm amplitude regular; podem convergir ou divergir se as dobras de uma superfície deformada crescem ou diminuem; mostram-se plissadas se as dobras às quais se vinculam são parasíticas ou de arrasto se pertencentes a uma dobra maior (Figura 51)

A importância das envoltórias é que elas também tornam possível a medida do grau de simetria das dobras quando relacionada à postura da superfície axial. Assim, se as envoltórias são perpendiculares às superfícies axiais, o grupo de dobras em questão é simétrico (Figura 50); se oblíquas entre si, o grupo de dobras é assimétrico (Figura 50)

A crista de uma dobra anticlinal é a linha que une os pontos mais elevados da mesma camada em um

numero infinito de seções transversais da dobra. Como uma dobra pode ser formada de várias camadas, cada uma desta possui sua crista individual. A superfície ou o plano de crista é a superfície ou plano imaginário que une as cristas sucessivas de uma dobra (Figura 45).

A quilha é linha situada na porção mais baixa da dobra, isto é, a linha que une os pontos mais baixos da mesma camada em um numero infinito de seções transversais desta camada. A superfície ou plano de quilha (também imaginários) é a superfície ou plano que une todas as quilhas da dobra em apreço (Figura 45). Em geral, a diferença entre a crista e o eixo não é, na prática de muitos trabalhos de mapeamento, relevante, porque ambos, via de regra, são coincidentes. Fato análogo sucede com os planos de crista e axial, a quilha e o eixo, o plano de quilha e o axial.

Todavia, em casos especiais, como na geologia do petróleo e econômica, a diferença é importante, pois a acumulação de óleo e gás em estruturas dobradas condiciona-se antes pela superfície de crista do que pelo eixo e superfície axial. Em muitos campos petrolíferos, controlados por dobras, a maior parte exibe coincidência das superfícies axial e de crista.

Dobras sucessivas podem se arranjar de tal modo a configurar ondulações maiores (Figura 51), como anticlinórios e sinclinórios. Por sua vez, dobras menores que complicam os flancos e ápices de uma maior são ditas parasíticas, sendo denominadas em **S**, **Z** ou **M**. As duas primeiras são convencionalmente consideradas para um arranjo de flanco longo e/ou curto, a observação sendo feita no sentido de caimento de seu eixo (Figura 52).

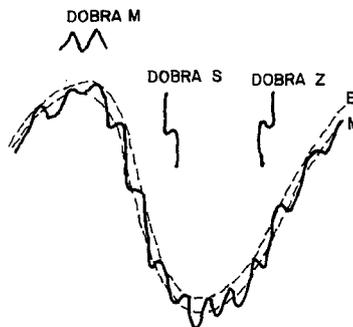


Figura 52 Anticlinório e sinclinório. E Superfície envolvente; e M Superfície média ligando os pontos de inflexão. Dobra M no ápice, dobras S e Z nos flancos (Ramsay 1967)

- Classificação de Dobras

Definido os principais elementos geométricos de uma dobra, a mesma pode ser classificada de acordo com os seguintes critérios (Hasui & Mioto 1992):

- Geratriz: as dobras podem ser cilíndricas e não cilíndricas
- Ângulo Interflanco: suaves, abertas, fechadas, cerradas e isoclinais
- Simetria dos Flancos: simétrica e assimétrica
- Atitude dos Flancos: normal, inversa ou recumbente
- Espessura das Camadas: isópacas, anisópacas, supratênuas e de achatamento
- Inclinação da Superfície Axial: vertical, inclinadas e horizontais
- Geometria do Perfil: kink, leque, caixa, ptigmáticas, etc.
- Sistema de dobras: sanfonadas, policlinais, etc.

Ramsay (1967, apud Hasui & Mioto 1992) sistematizou as dobras em termos quantitativos, assim, considerando o perfil da dobra e uma fatia, medem-se as espessuras  $t_0$  entre os pontos A e B e  $t_1$  entre duas retas paralelas que tangenciam o topo e a base da fatia nos pontos C e D. A reta CD é chamada isógona. O ângulo  $\alpha$  é o formado pelas retas tangentes com a reta horizontal  $r$ . Os valores de  $\alpha$  e  $t_1/t_0$  são levados a um gráfico do tipo mostrado nas Figuras 53 e 54, deduzindo-se a classe da dobra. As dobras da classe **1a** são aquelas de ápices adelgaçados e as da classe **1b** são as isópacas. As dobras das classes **1c**, **2** e **3** são as anisópacas de achatamento. A classe **1c** corresponde a dobras de ápices pouco espessados, enquanto a classe **3** reúne as dobras de ápices muito espessados. A classe **2** corresponde a dobras em que fatias sucessivas têm o mesmo desenho e por isso são denominadas similares (Figura 55).

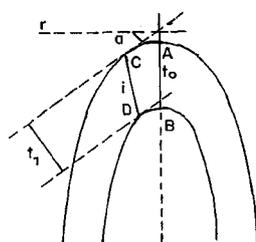


Figura 53 Elementos geométricos para a classificação de Ramsay  $i$  é a isógona. Para diferentes isógonas são determinados  $t_1/t_0$  e  $a$  que são lançados em gráfico do tipo da figura (Ramsay 1967)

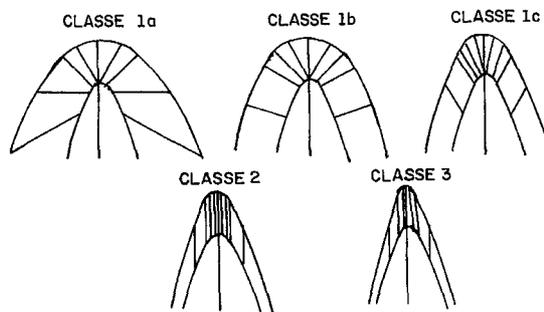


Figura 54 Padrões de isógonas para as 5 classes de dobras. As isógonas traçadas em todos os casos correspondem a valores de  $a$  iguais a 0, 20, 40, 60 e 70. As linhas medianas são os traços dos planos axiais ( $a=0$ ) (Ramsay 1967)

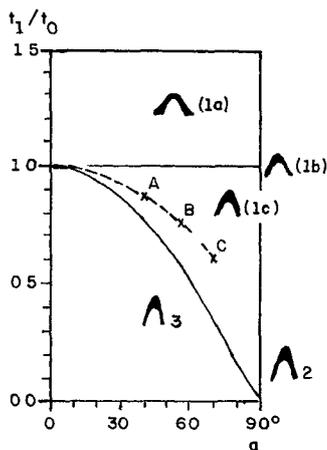


Figura 55 Classes de dobras: 1a) supratênuas; 1b) isópacas; 1c) 2-3 anisópacas. A classe 2 corresponde às dobras similares. A, B, C representam valores de  $t_1/t_0$  e  $a$  de uma dobra anisópaca da classe 1c ilustrada na figura (modificado de Ramsay 1967)

• Dobras em Bainha e Intrafoliais

Hasui & Costa (1991) baseados na literatura mencionam dois tipos de dobras que comumente assomam em zonas e cinturões de cisalhamento: **intrafoliais** e em **bainha**.

As **dobras intrafoliais** podem se desenvolver a partir de dobras assimétricas com plano axial oblíquo a XY com sua vergência apontando o sentido do movimento cisalhante. Com a progressão da deformação inhomogênea as dobras modificam sua geometria com apertamentos, encurvamentos e rotações de modo que os eixos tendem a se dispor na direção de X, os planos axiais tendem a se paralelizar com XY e os flancos tendem a se romper evoluindo para dobras intrafoliais cuja forma lembra um cabo de *guarda chuva*. Com o avanço da deformação tais feições são destruídas com o desenvolvimento de marcante lineação de estiramento. Eventualmente chegam a se formar dobras com eixos encurvados em U e bordas paralelas a X, **dobras em bainha** em cortes transversais a X mostram seções elípticas que são referidas como **dobras em olho** (Figura 56).

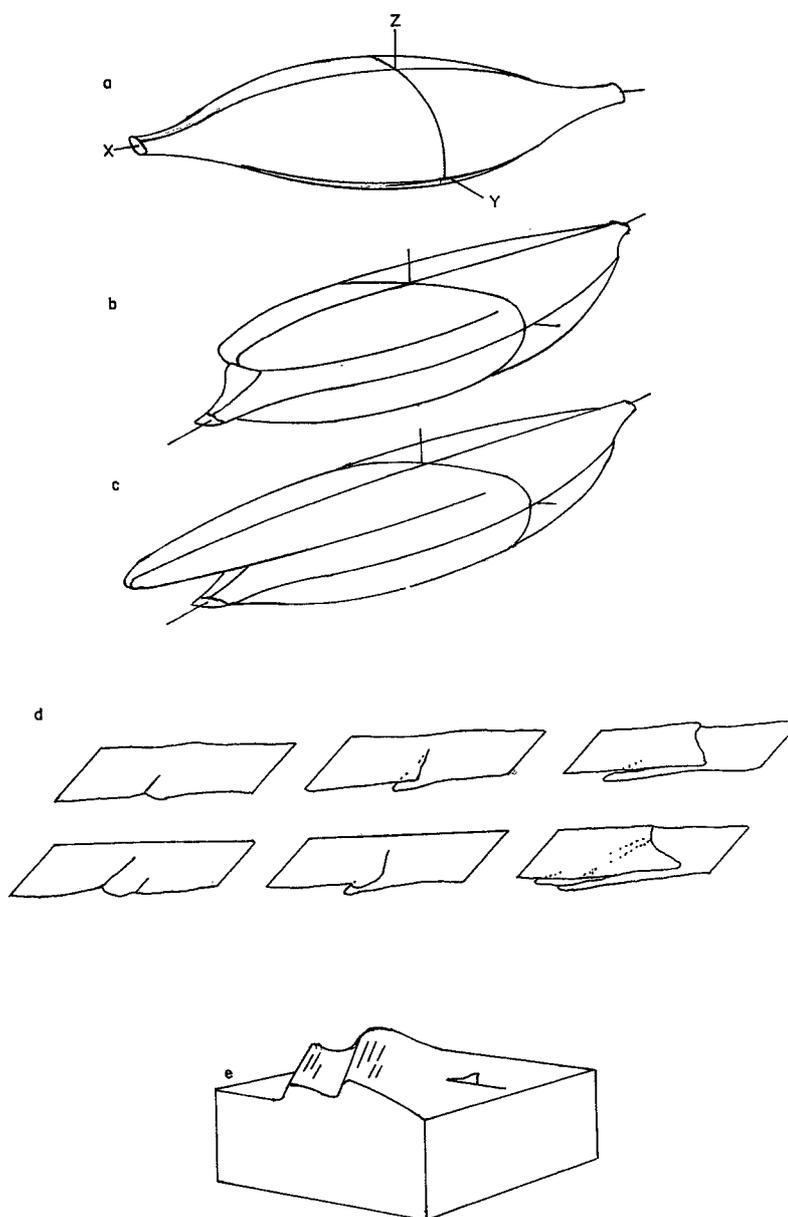


Figura 56 Dobra em bainha Esquema mostrando desenvolvimento de dobra em bainha. A partir da amêndoa (a) forma-se a dobra (b) que se acentua (c) com o progresso da deformação. A dobra é gerada com eixo encurvado. Bell & Hammond (1984). Em (d) dobra que se origina com eixo transversal à direção do movimento e se encurva gradativamente. Cobbold & Quinquis (1980). Em (e) dobras que se originam com eixos oblíquos à direção do movimento (seta). Coward (1984).

- Redobramentos

O estudo tridimensional de estruturas relativas à superposição de dobras e sua representação no plano em escala mesoscópica teve seu início na década de 50 no continente europeu. No entanto, somente na década seguinte Ramsay (1962) e Ramsay (1967) apresentam uma análise minudente e classificação dessas estruturas cognominadas de "Padrões de Interferência". Com efeito, deve-se a Whitten (1966) uma abordagem mais profunda da representação de tais modelos em escala regional.

A superposição de dobras é uma feição estrutural que pode ser relacionada a um dos seguintes eventos geológicos (Ramsay 1967):

cruzamento de faixas orogênicas

fases de deformação distintas em um único ciclo orogênico

dobramentos sucessivos em uma única fase de deformação progressiva e

dobramento simultâneo em diferentes direções em uma única deformação

Os modelos de interferência são identificáveis em qualquer escala seja ela micro meso ou megascópica parecendo existir uma correspondência entre as mesmas ou seja se determinado modelo de interferência for identificado em escala megascópica tal fato deve se repetir em outras escalas. Acrescente-se ainda que para a nucleação de tais estruturas é necessário que as fases de dobramento tenham aproximadamente a mesma ordem de grandeza.

A classificação desses modelos e suas relações geométricas são adjudicadas a Ramsay (1967) que identificou três tipos distintos utilizando os seguintes parâmetros (Figura 184)

ângulo entre os eixos das duas fases de dobramentos ( $\alpha$ ) e

ângulo entre o pólo da superfície axial da primeira dobra e a perpendicular ao eixo da segunda dobra contida no seu plano ( $\beta$ )

Os modelos de interferência têm as seguintes características

tipo 1 (Domo e Bacia ou Caixa de Ovos) a direção do fluxo do movimento superposto (a) é próxima à direção das superfícies axiais das primeiras dobras ( $\alpha > 0$   $\beta < 70$ )

tipo 2 (Bumerangue ou Cogumelo) a direção de fluxo do movimento superposto (a) forma um ângulo grande com a superfície axial das primeiras dobras e o eixo da primeira dobra configura um ângulo de valor mediano a grande com a direção de b ( $\alpha > 20$   $\beta > 70$ ) e

tipo 3 (Laço ou Coaxial): direção de fluxo do movimento superposto (a) forma um ângulo grande com a superfície axial da primeira dobra e o eixo da primeira dobra aproxima-se da direção b ( $\alpha = 0$   $\beta < 70$ )

## Estruturas Lineares Secundárias

Entende-se como estruturas lineares ou simplesmente **Lineações** feições que se apresentam na superfície rochosa sob forma de linhas as quais são penetrativas e mantêm uma orientação preferencial. As lineações são também chamadas de tectonitos L e podem ser de origem sinéctica (primária) ou epigenética (secundária).

Hobbs Means & Williams (1976) definem **Lineação** como qualquer elemento da trama linear de uma superfície rochosa não devendo ser confundido com **Lineamento** o qual é concernente a feições topográficas de extensão regional.

As lineações primárias desenvolvem-se tanto em rochas ígneas quanto sedimentares podendo-se citar como exemplo de estruturas primárias em rochas sedimentares a lineação de partição (*parting lineation*) correspondente a uma estrutura ocorrente nas superfícies de disjunção de arenitos finamente laminados. Assume a forma de cristas e sulcos paralelos pouco distintos e descontínuos ou de arestas subparalelas criadas por descamação da rocha. De outro modo também podem ser citados os turboglifos referentes a moldes de sulcos de erosão produzidos em fundos lamosos por correntes de natureza turbilhonar carregadas de sedimentos. Dispõem-se segundo uma mesma direção e variam em forma e tamanho. Seus ápices dirigem-se grosso modo para o lado de procedência da corrente constituindo um bom elemento linear. Por sua vez nas rochas ígneas intrusivas e extrusivas a lineação primária é decorrente da orientação linear de minerais prismáticos orientados em seu comprimento maior segundo a direção de fluxo do magma antes de sua completa recristalização.

Aqui são abordadas as lineações secundárias as quais ocorrem em rochas metamórficas desde baixo até alto grau sendo mais conspicuas em zonas de elevada taxa de deformação.

As principais lineações secundárias sob o ponto de vista descritivo e geométrico são

linha de charneira de dobras em todas as escalas

interseções de estruturas planares

paralelismo linear de minerais platiformes aciculares prismáticos e tabulares

lineação de estiramento

paralelismo linear de seixos óólitos pisólitos e fósseis alongados por deformação;

estrias de deslizamentos (*slickensides*) sulcos e riscos

- linha de união de boudins na estrutura boudinage e

estrutura colunar (*mullion structure*) e estrutura em barra (*rod structure*)

Turner & Weiss (1963) apresentam uma síntese das estruturas lineares secundárias acima citadas as quais são relacionadas ao elipsóide de deformação (Figura 57)

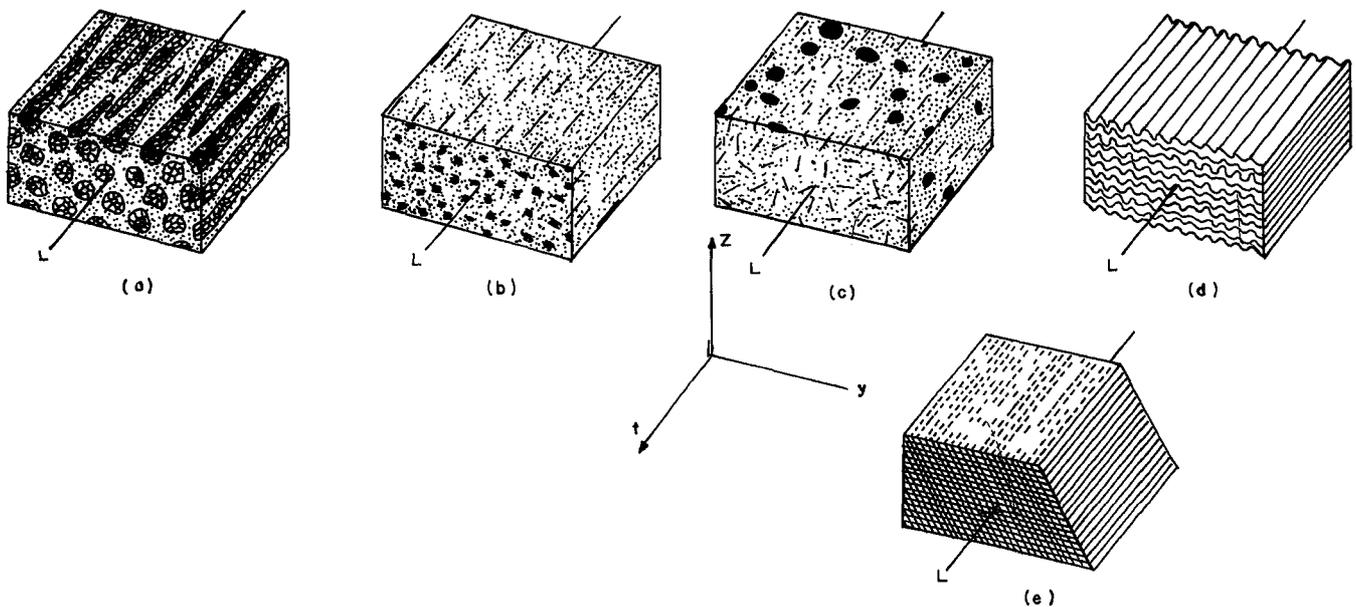


Figura 57 A lineação L é definida pelas seguintes feições físicas: (a) orientação preferencial de domínios alongados de grãos equidimensionais; (b) orientação preferencial de grãos prismáticos; (c) orientação preferencial de grãos platiformes; (d) pequenas crenulações de uma superfície S; e (e) interseção de superfícies S (Turner & Weiss 1963)

Uma análise mesoscópica minudente de uma amostra de mão ou de afloramentos dispostos sob a forma de lajedo ou em corte fornecerá ao geólogo uma infinidade de estruturas lineares secundárias algumas das quais podem se cruzar indicando uma relação temporal. A identificação terá que ser feita necessariamente na superfície referente à foliação ou seja no plano XY. As principais feições de campo que devem ser observadas para melhor caracterizá-las são

- **Linha de Charneira de Dobras** são estruturas lineares marcantes mesmo dependendo da amplitude das dobras e do tamanho da área a ser considerada. Se vistas em escala mesoscópica tal orientação deve se repetir em escalas microscópica e megascópica. Um outro tipo de lineação associa-se a xistosidade de crenulação que é uma estrutura planar secundária tipificada pelas linhas de charneira das microcrenulações.
- **Interseção de Estruturas Planares** resulta em uma linha ou seja uma lineação. Deste modo é necessário identificar e definir no afloramento quais as estruturas planares (primárias ou secundárias) existentes como por exemplo acamamento clivagem xistosidade ardosiânica xistosidade de crenulação xistosidade foliação de transposição foliação milonítica e gnaissosidade. Assim sendo a interseção de uma clivagem com o acamamento em uma rocha metassedimentar de grau metamórfico fraco será uma lineação a qual aparecerá tanto na superfície do acamamento como da clivagem. A Figura 58 mostra uma lineação resultante da interseção de uma clivagem com o acamamento.

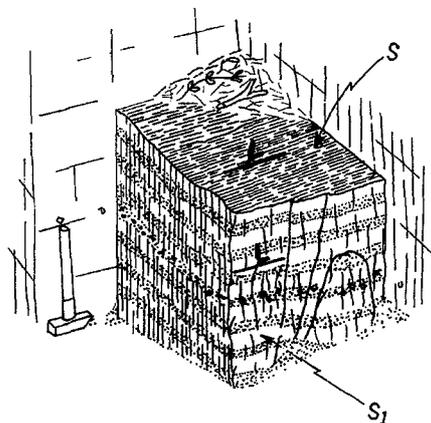


Figura 58 Esquema de um afloramento de ardósia em Ocoee George Tennessee EUA Observe a lineação no plano de acamamento (S) devido ao traço da clivagem  $S_1$  e a lineação no  $S_1$  devido ao traço de S Note também a lineação mergulhante em  $S_1$  Os pontos negros representam grandes cristais de pirita (Hobbs Means & Williams 1976)

**Lineação Mineral:** minerais aciculares prismáticos e tabulares podem se desenvolver durante a fase de metamorfismo e deformação segundo uma orientação preferencial

**Lineação de Estiramento:** ao longo do eixo X do elipsóide de deformação correspondente ao eixo de maior deformação Os minerais existentes em especial o quartzo e o feldspato são estirados provocando na rocha uma marcante lineação (tectonito L) De igual modo os oólitos pisólitos fósseis e seixos quando submetidos a esforços de grande intensidade podem provocar seu alongamento ou achatamento

**Estrias de Deslizamento (slickensides)** sulcos ou riscos contidos ou não em superfícies S dispõem se normalmente aos eixos de dobras flexurais Muitas vezes em tais lineações crescem minerais constituindo estrias mineralógicas

**Boudinage:** o termo boudinage (Lohest et al 1908 apud Loczy & Ladeira 1976) é aplicado a uma estrutura desenvolvida por ocasião da deformação em uma sequência de rochas abarcando litotipos competentes (quartzitos formação ferrífera anfibólitos veios de quartzo etc) permeados por rochas não competentes provocando nos primeiros espessamentos adelgaçamentos e constrições Tais estruturas resultam em rochas com seções elípticas e alongadas longitudinalmente denominadas pelo galicismo boudim (salsicha) cujo conjunto é denominado por outro galicismo boudinage (salsichamento) A lineação é fornecida pela linha de união entre os boudins comumente denominada de linha de boudin

**Estruturas Colunares (mullions)** são colunas paralelas ou subparalelas resultantes da subdivisão ou conformação de uma camada durante a deformação e metamorfismo (Loczy & Ladeira 1976) Tais estruturas em forma de coluna são bem comuns em rochas competentes e suas dimensões variam desde o centímetro até o metro

A Figura 59 destaca a estrutura boudinage em uma dobra enquanto a Figura 60 retrata o detalhe das partes componentes de uma boudinage e seu relacionamento com o elipsóide de deformação

Wilson (1953 1961) distingue os seguintes tipos de estruturas colunares colunas de dobramento colunas de estratificação colunas de clivagem e colunas irregulares estando as três primeiras exemplificadas na Figura 61 As colunas de dobramento estão relacionadas às linhas de charneiras de dobras parasíticas as colunas de estratificação constituem ondulações do plano de acamamento as colunas de clivagem relacionam se a corrugações desenvolvidas na interseção de duas estruturas secundárias as colunas irregulares são pouco desenvolvidas e não estão aparentemente relacionadas às estruturas anteriores

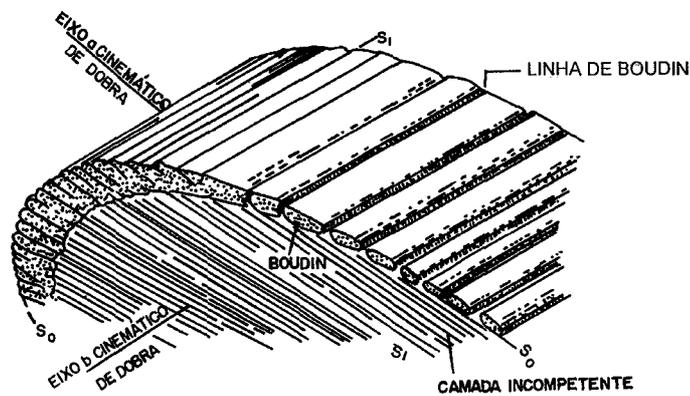


Figura 59 Representação esquemática de boudinage desenvolvida em uma camada competente nos flancos de uma dobra de deslizamento e nomenclatura das partes principais (segundo Wilson 1961 com algumas modificações)

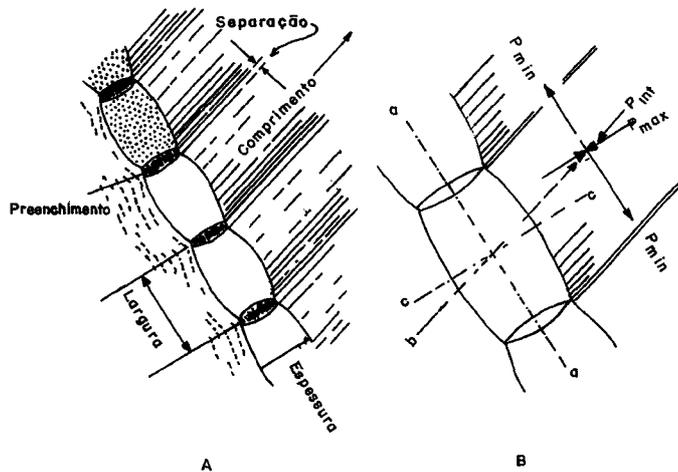


Figura 60 (A) Nomenclatura descritiva usual para as feições de boudinage (B) Simetria estrutural e distribuição de tensões no âmbito de um boudin (Wilson 1961)

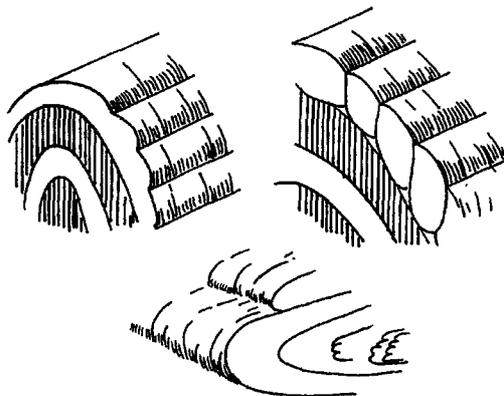


Figura 61 Estruturas colunares (*mullion structures*) (A) Mullions de Boudinage (B) Colunas de clivagem (C) Colunas de dobramento (A e B segundo Wilson 1953; C segundo De Sitter 1956)

**Barras de Quartzo** (*quartz rods*) é um termo descritivo não genético aplicado a corpos delgados cilíndricos de quartzo desenvolvidos em charmeiras de dobras em geral comprimidas e de dimensões centimétricas (Loczy & Ladeira 1976) A distinção desta estrutura com relação às estruturas colunares deve-se a que as barras de quartzo são monominerálicas (amiúde quartzo) enquanto as estruturas colunares são formadas por rochas e possuem dimensões maiores (Figura 62)

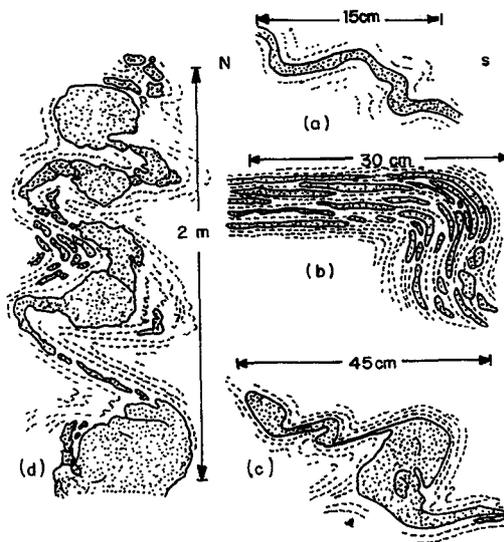


Figura 62 Perfis de barras de quartzo região de Ben Hutig, norte das Terras Altas da Escócia (a) Veio de quartzo levemente dobrado paralelo ao acamamento (b) Lentes de quartzo dobradas e alongadas (originalmente eram seixos conglomeráticos) paralelas ao acamamento (c) e (d) Barras de quartzo desenvolvidas por segregação do quartzo nos ápices de pequenas dobras parasíticas (Wilson 1953)

## Estruturas Planares Secundárias

**Estruturas planares (tectonitos S)** são consideradas como feições que tendem a dividir a rocha em planos paralelos os quais podem ser de proveniência textural e/ou mecânica podendo ser de caráter primário ou secundário. Dentre as primeiras tem-se o **acamamento sedimentar e ígneo** que são de origem singenética. As de caráter secundário são a **foliação** e a **clivagem** as quais são amiúde planos axiais em virtude do seu posicionamento paralelo à superfície axial das dobras, compondo leques convergentes ou divergentes (Figura 63)

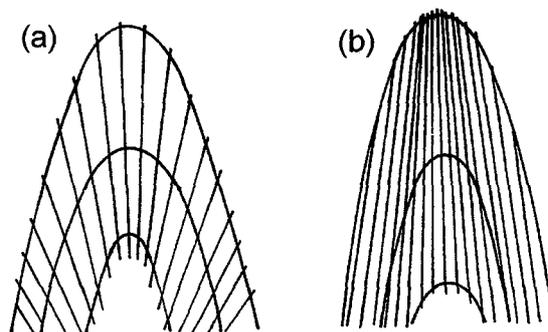


Figura 63 Representação esquemática da disposição em leque da clivagem plano axial a qual pode ser convergente (a) ou então divergente (b) (Hobbs Means & Williams 1976)

Para identificar a estrutura planar deve ser utilizado o plano XY do elipsóide de deformação conforme pode ser observado na Figura 64. Na grande maioria das vezes o geólogo de campo não identifica qualquer estrutura planar em um afloramento admitindo inclusive ser a rocha isotrópica em virtude da observação ter sido efetuada nos planos XZ e YZ. Para a perfeita definição dos planos XY, YZ e XZ o geólogo deve observar o afloramento de tal maneira que possa visualizar tridimensionalmente tais planos (Figura 64)

Não existe concordância entre pesquisadores sobre a definição e caracterização em campo de clivagem e foliação. Aqui atribui-se à clivagem uma origem essencialmente mecânica rúptil, ao passo que a foliação seria mecânica dúctil envolvendo as transições rúptil dúctil e dúctil rúptil a qual teria implicações texturais. Na superfície de foliação assomam minerais tipo mica, muitas vezes não observáveis à vista desarmada enquanto que na clivagem tal fato não acontece.

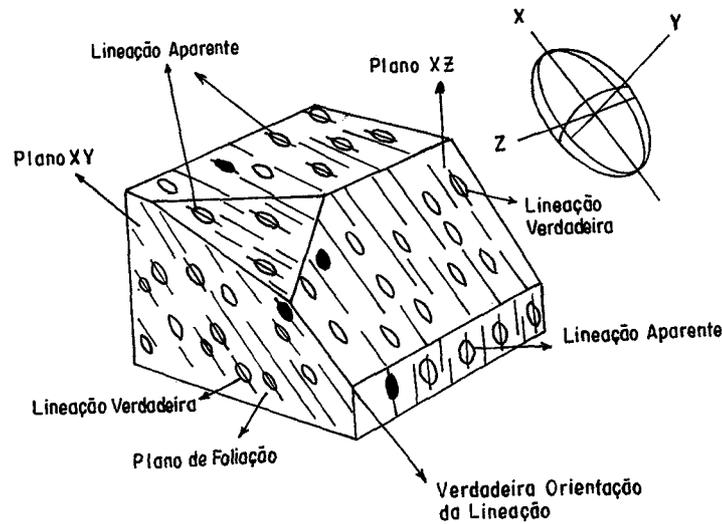


Figura 64 Esquema tridimensional da lineação em termos do elipsóide de deformação XYZ a qual dependendo do plano analisado pode ser aparente ou verdadeira (Baseado em Hobbs Meons & Williams 1976)

Deste modo **Clivagem** é a propriedade através da qual certas rochas se partem em planos paralelos a subparalelos devido à ação de uma deformação mecânica de caráter rúptil. Assim sendo, ao longo dos planos não haverá o desenvolvimento de minerais micáceos (muscovita, biotita) ou mesmo prismáticos (piroxênios e anfibólios). Um tipo particular de clivagem é a denominada **Clivagem de Fratura** que apresenta-se na rocha como fatias (microlithons) com espaçamento menor ou igual a 2 cm. Assim as denominações clivagem ardósiana e clivagem de crenulação deverão ser substituídas pelos termos xistosidade ardósiana e xistosidade de crenulação.

A Clivagem de Fratura terá seu maior ou menor desenvolvimento de acordo com as litologias envolvidas conforme observado na Figura 65, cuja mudança de direção é denominada de Refração da Clivagem. Tal fato pode ser perfeitamente observável em camadas competentes e incompetentes, assim como de granulação fina a grossa.

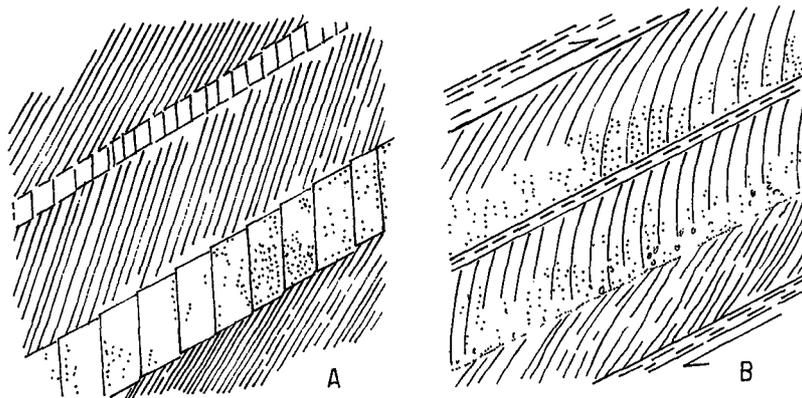


Figura 65 (A) Refração da clivagem em estratos rígido e plástico intercamadas (B) Curvatura da clivagem desenvolvida em um acamamento com graduação normal

Na Figura 66 o sentido de deslocamento interestratal é indicado pelo ângulo agudo  $\theta$ , o qual será de grande valia não apenas para determinar a posição da camada se normal ou invertida, como também na identificação de dobras do tipo anticlinais ou sinclinais (Loczy & Ladeira 1976). Em camadas dispostas em posição normal a clivagem de fratura está mais inclinada do que o acamamento, o inverso ocorrendo nas camadas invertidas (Figura 67). Em anticlinais formados por camadas competentes e incompetentes as mais novas deslizam no sentido da crista anticlinal (Figura 67).

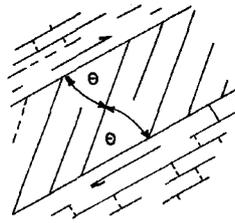


Figura 66 Desenvolvimento de clivagem de fratura e sua relação com o acamamento. O sentido de deslizamento geral interestratal é declarado pelo vértice do ângulo agudo  $\theta$  (Wilson 1961)

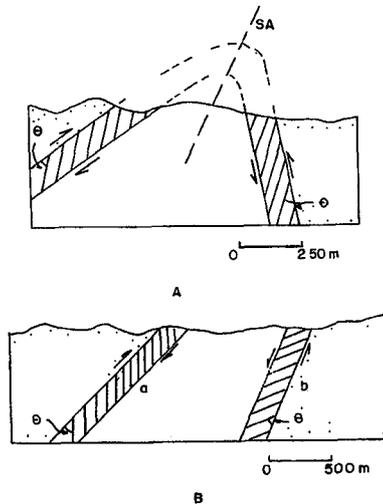


Figura 67 Relações da clivagem de fratura e atitude de dobras (A) O ângulo agudo entre a clivagem e o acamamento aponta para o sentido do movimento. Em anticlinais formados em camadas competentes e incompetentes as mais novas deslizam no sentido da crista anticlinal; nos sinclinais dá-se o inverso; (B) Usando-se a regra exposta em (A) conclui-se que em relação ao afloramento em a a crista anticlinal está à direita da figura; analogamente deduz-se que em b a crista do anticlinal está à esquerda. Portanto a dobra que integralmente não se vê é um anticlinal assimétrico (Wilson 1961)

Aliás não se deve confundir clivagem de fratura a qual tem disposição plano axial com gretas de tensão (*tension gashes*) a qual está relacionada a binários em sistemas transpressivos não coaxiais. O seu ângulo em relação ao acamamento indicará se a camada é normal ou invertida (Figura 68)

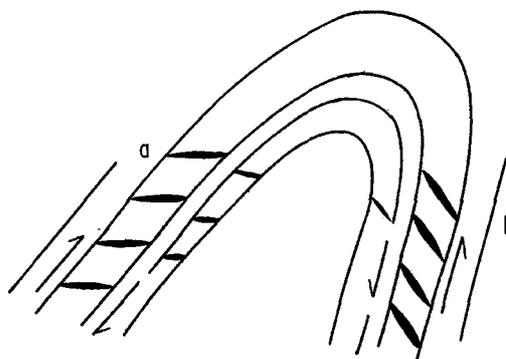


Figura 68 Desenvolvimento de fraturas de tensão em camadas dobradas:  
a) camadas normais; e  
b) camadas invertidas

Foliação é o termo aplicável para todas as feições planares das rochas metamórficas conforme conceituação de Hobbs Meons & Williams (1976). Aliás tais autores procuram esquematizar o termo foliação (Figura 69) como:

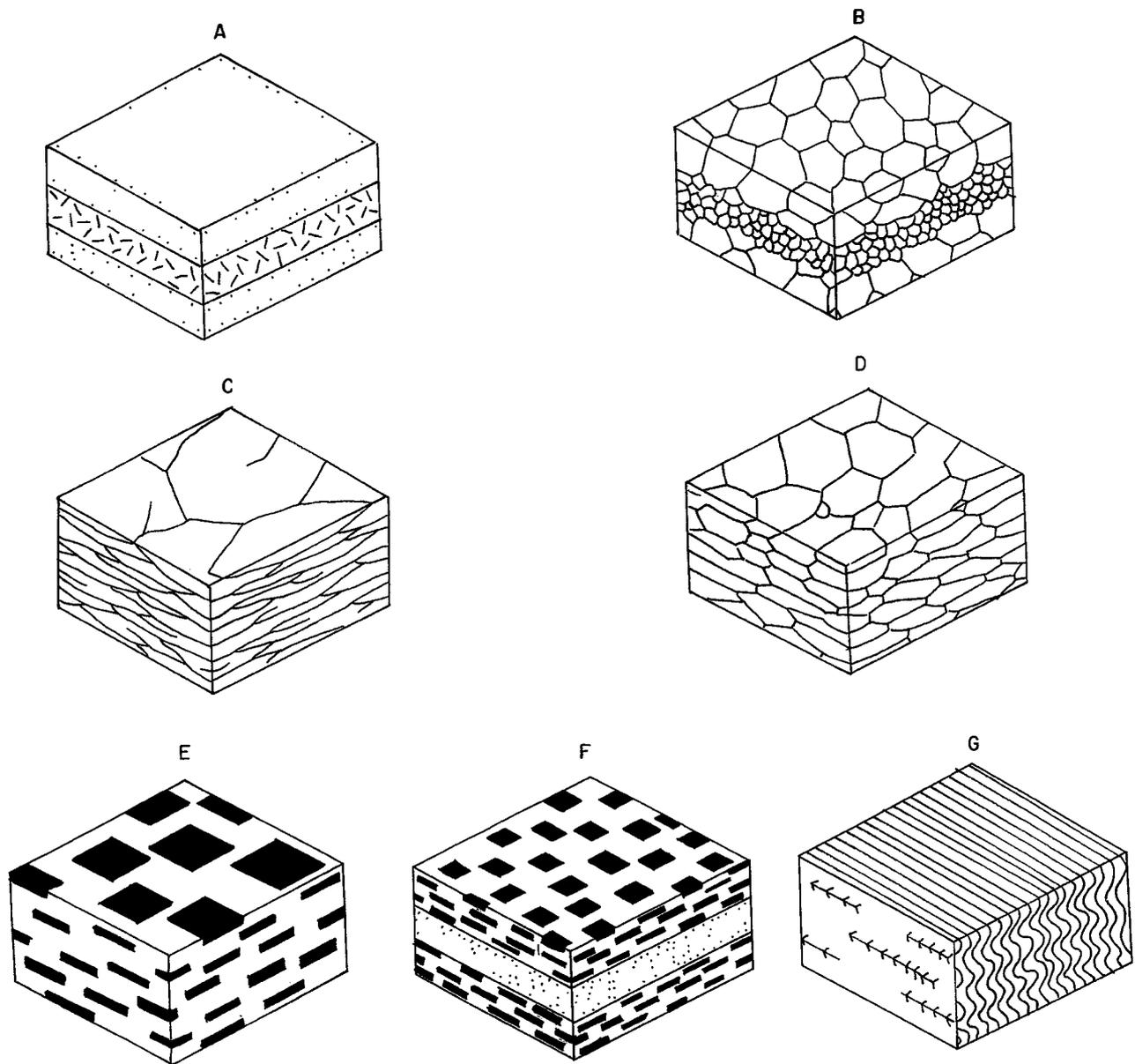


Figura 69 Blocos diagramas representando os diversos tipos de foliações. As foliações são definidas por: A bandamento composicional; B variação granulométrica; C descontinuidades pouco espaçadas, aproximadamente paralelas tal como microfalhas ou fraturas; D orientação preferencial dos limites dos grãos; E orientação preferencial de minerais placóides ou agregados minerais lenticulares. Estas várias microestruturas podem ser combinadas: F mostra a combinação A + E muito comum tanto em rochas sedimentares como metamórficas; e G crenulações (Hobbs Meons & Williams 1976 apud Carneiro & Lima 1990)

- uma diferença composicional (aleitamento)
- uma variação na granulação
- descontinuidades finamente espaçadas
- orientação preferencial de grãos
- orientação de minerais prismáticos ou placóides e
- uma combinação dos itens anteriores

Deste modo como foliação entende-se genericamente as seguintes feições: **xistosidade ardosiana, xistosidade de crenulação, xistosidade, gnaissosidade, foliação de transposição, foliação milonítica e bandamento composicional** ou **gnáissico**

A **Xistosidade Ardosiana** consiste em superfícies lisas ao tato mas com aspecto fosco sendo definidas pela orientação planar de minerais incipientemente desenvolvidos difíceis, por isso de serem detectados à vista desarmada como a sericita e a clorita em ardósias

A **Xistosidade de Crenulação** resulta da transposição de uma xistosidade pretérita provocando o desenvolvimento de microondulações com espaçamento milí a centimétrico dando lugar aos microlithons

A **Xistosidade** consiste na orientação preferencial de minerais micáceos observáveis à vista desarmada como muscovita sericita clorita e biotita segundo superfícies subparalelas a paralelas segundo às quais as rochas se partem sob a forma de fatias ou lâminas O desenvolvimento de minerais micáceos empresta a esta estrutura superfícies em geral lustrosas e irregulares sendo que a rocha que apresenta tal estrutura é denominada xisto No termo intermediário entre a ardósia e o xisto que é o filito os minerais micáceos já podem ser observados à vista desarmada

A **Gnaissosidade** ou **Gnaissificação** por sua vez envolve o desenvolvimento de superfícies paralelas contendo tanto minerais micáceos quanto prismáticos nestes especialmente o quartzo e o feldspato emprestando à rocha um aspecto bandado de espessura milí a centimétrica Representa uma estrutura planar que ocorre em rochas de granulação mais grossa do que os xistos as quais são chamadas genericamente de gnaisses

A **Foliação de Transposição** (Figura 70) é uma estrutura planar resultante da transposição de uma outra estrutura planar primária Quando atinge uma situação extrema resulta na **Foliação Milonítica** que pode ser definida como a estrutura resultante de fluxo plástico lamelar imposto por cisalhamento não coaxial

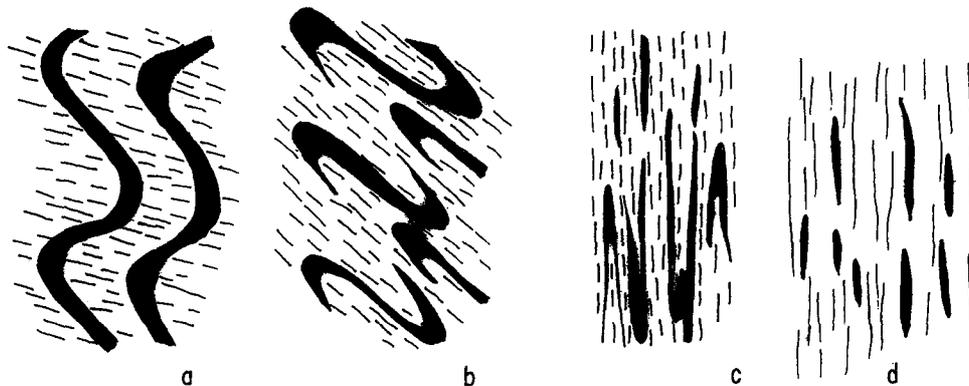


Figura 70 Foliação de Transposição A estrutura planar (preto) é deformada rotacionada e estirada provocando o desenvolvimento de marcante foliação (traço) A deformação é crescente de a para d (modificado de Hasui & Mito 1992)

**Bandamento Composicional** ou **Gnáissico** corresponde a uma estrutura planar constituída por composições mineralógicas ou texturais distintas Pode corresponder a um acamamento reliquiar diferenciação metamórfica cisalhamento ou dissolução por pressão

As estruturas planares secundárias (clivagem e foliação) quando estudadas junto com as estruturas planares primárias (acamamento sedimentar ou ígneo) podem ajudar a desvendar o intrincado comportamento estrutural das rochas As estruturas planares secundárias são plano axiais e a existência das mesmas subentende a presença de dobramentos Assim se a estrutura planar secundária medida no terreno for vertical pode-se afirmar que as dobras existentes são simétricas com plano axial vertical De igual modo caso sejam horizontais poder-se-á inferir que as dobras são recumbentes e com planos axiais horizontais

Loczy & Ladeira (1976) apresentam a seguinte regra concernente à relação das estruturas planares primárias e secundárias

- 1 Se o acamamento mergulha no mesmo sentido da clivagem (ou da xistosidade) mas com um ângulo menor que esta o flanco é normal e a charneira do sinclinal encontra-se no sentido em que mergulham a xistosidade e o acamamento
- 2 Se o acamamento mergulha no mesmo sentido da xistosidade mas com um ângulo maior que esta o flanco é inverso as camadas mais velhas sobrepõem-se as mais novas e a charneira sinclinal encontra-se no sentido oposto em que o acamamento mergulha

As Figuras 71 72 e 73 mostram as distintas relações entre as estruturas primárias e as secundárias e os diferentes tipos de dobras

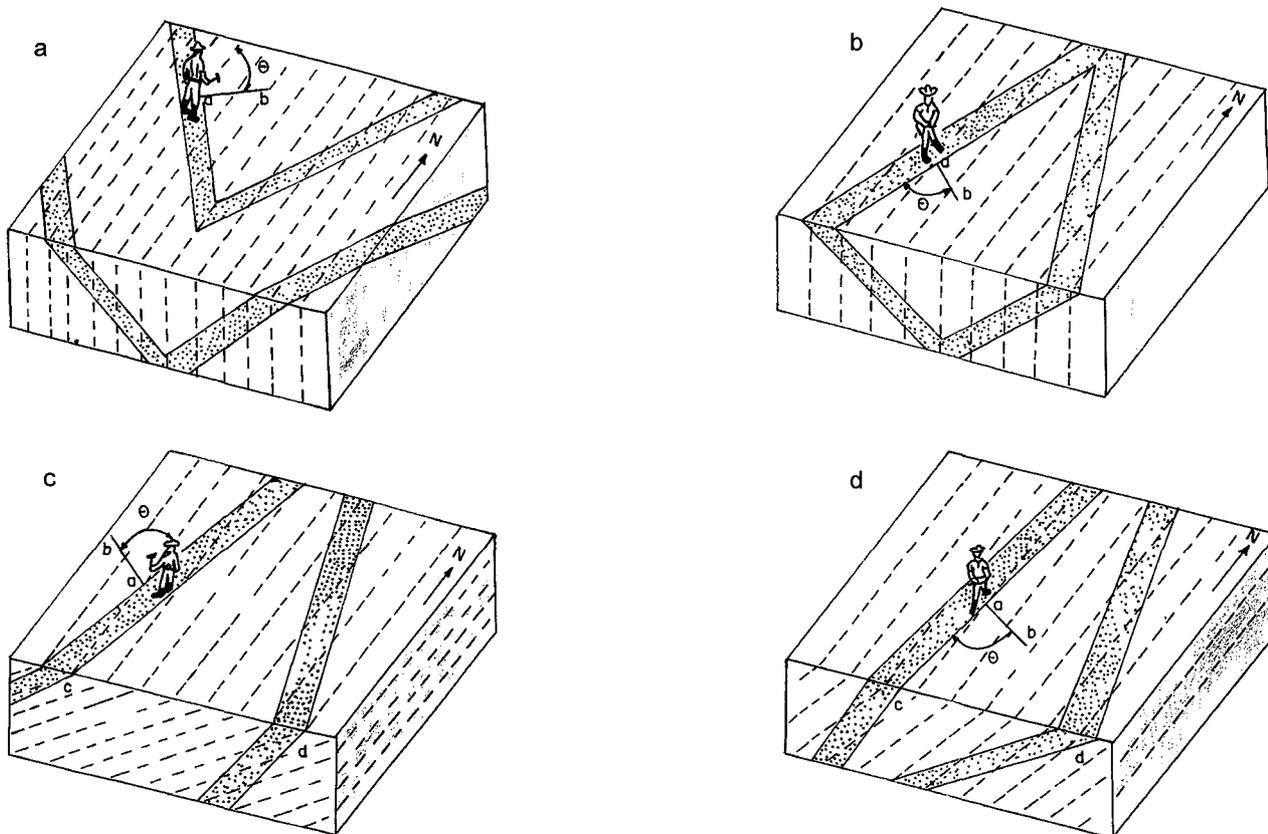


Figura 71 Relações de xistosidade (linhas tracejadas) e dobras regionais (A) Sinclinal simétrico com caimento para norte; (B) Sinclinal simétrico com caimento para sul; (C) Anticlinal assimétrico com caimento para norte e flanco invertido em d; e (D) Sinclinal assimétrico com caimento para sul flanco invertido em c flanco normal em d (Loczy & Ladeira 1976)

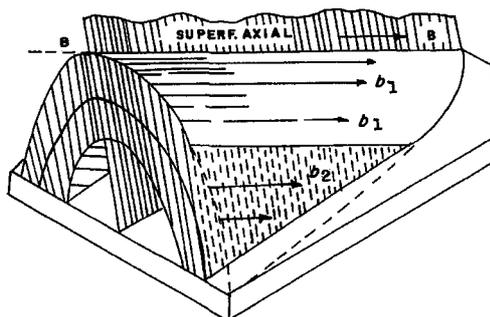


Figura 72 Relações entre o caimento de uma dobra e as interseções entre o acamamento e a clivagem  $b_1$  é o traço da clivagem no acamamento e  $b_2$  o traço do acamamento na clivagem (Wilson 1961)

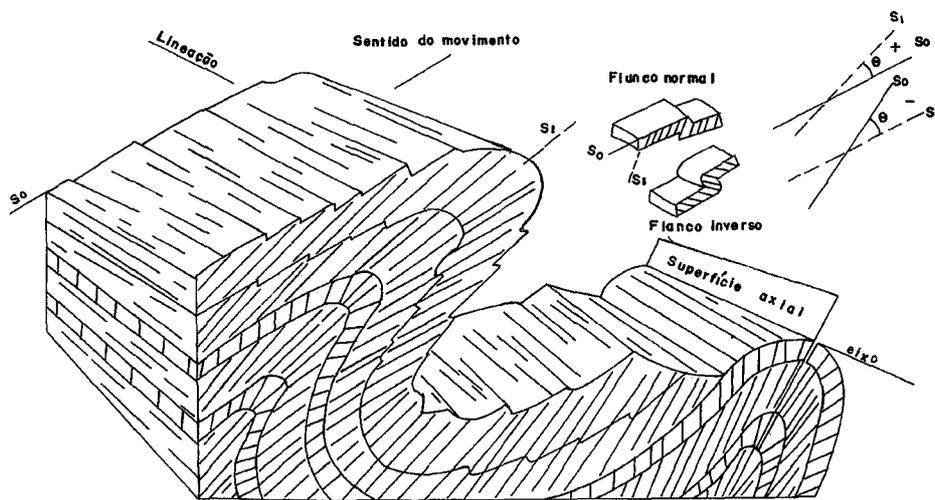


Figura 73 Relações entre o dobramento, xistosidade de plano axial, lineação e sentido de inclinação ou vergência do dobramento. A lineação é conferida pela interseção da xistosidade no plano de acamamento, resultando em um microplissamento ou crenulação de eixos paralelos ao eixo da dobra. No canto superior da figura, o ângulo  $\theta$  entre  $S_0$  e  $S_1$  indica flanco inverso ou normal conforme for positivo ou negativo por convenção (Mattauer 1967, modificado).

## Interferência de Dobras

Estruturas de interferência de dobras são originadas quando da atuação de duas fases de dobramento superpostas. Em inúmeras situações torna-se bastante difícil detectar a idade relativa de cada fase (Figura 74). No entanto, tal situação pode ser esclarecida caso ocorram elementos de trama relacionados com a formação de uma ou ambas as fases de dobramento. A Figura 74 exemplifica tal situação, pois foi observada uma foliação desenvolvida na primeira fase de deformação e posteriormente dobrada.

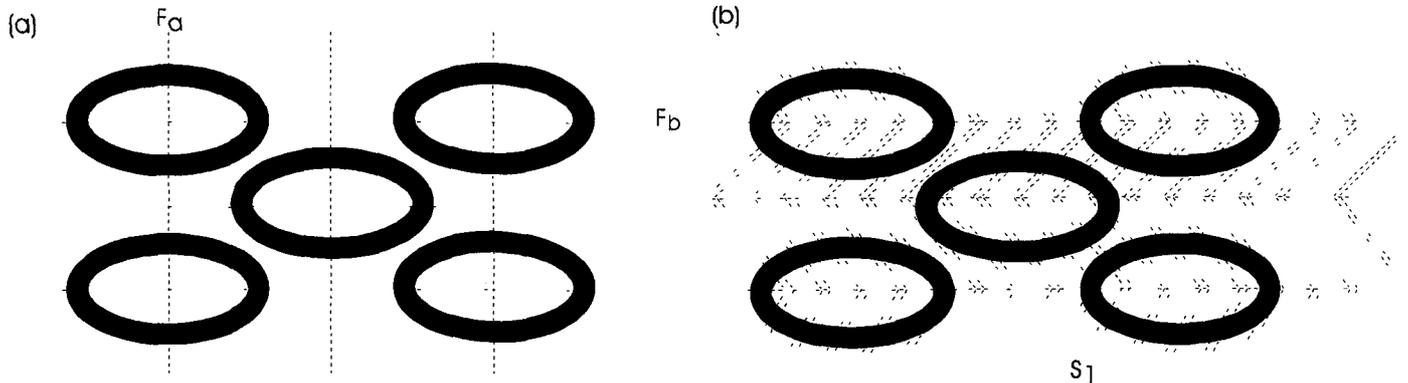


Figura 74 Padrões de interferência do tipo domo e bacia.

## Falhas - Elementos Geométricos (Segundo Ramsay & Huber, 1987, Nicolas 1987, Hasui e Costa, 1991s, Loczy & Ladeira, 1976)

- **Conceito:**

Planos de descontinuidade (fraturas) ou cisalhamento das rochas, cujas paredes se deslocam em relação a si. O aspecto essencial para a existência de uma falha é a ocorrência de movimentação diferencial entre os blocos paralelos à superfície da fratura.

- **Falha normal ou extensional:** falha cujo teto é rebaixado em relação ao piso.

- **Falha inversa, reversa, de empurrão ou de cavalgamento** falha cujo teto é soerguido em relação ao piso
- **Falha transcorrente ou direcional:** falha cujo rejeito é paralelo à direção da falha. Como o deslocamento relativo dos blocos é essencialmente horizontal, podendo ser dextral ou sinistral, o observador situado em um dos blocos vê o outro bloco se deslocar para a direita ou para a esquerda respectivamente
- **Falha oblíqua:** falha normal ou inversa que apresenta componente de rejeito direcional (transcorrente) ou falha transcorrente dextral ou sinistral que apresenta componente de rejeito de mergulho (normal divergente ou extensional, inverso convergente ou compressivo)
- **Elementos Geométricos:**
  - **Rejeito** deslocamento relativo de pontos previamente adjacentes e nos lados opostos de uma falha
  - **Rejeito direcional** componente de rejeito medido paralelamente à direção da falha
  - **Rejeito de mergulho** componente de rejeito total medido paralelamente ao mergulho do plano de falha
  - **Atitude** é a disposição de um plano de falha, fratura, camada, lineação ou outra estrutura, medida pela direção que é a orientação em relação ao norte de uma linha horizontal situada no plano da estrutura e pelo mergulho que é um ângulo diedro formado pelo plano da estrutura e um plano horizontal, qualquer, medido em um plano vertical que intercepta o plano de falha ortogonalmente
  - **Teto, Capa ou Muro** (hanging wall) bloco rochoso situado acima do plano de falha quando esta é inclinada
  - **Piso ou Lapa** (foot-wall) bloco rochoso situado abaixo do plano de falha quando este é inclinado
  - **Paredes de falha** superfícies adjacentes de dois corpos rochosos deslocadas por falhas;
  - **Blocos de falha** massas de rocha deslocadas em ambos os lados da falha
  - **Traço de falha ou linha de falha** interseção do plano de falha com a superfície terrestre e
  - **Escarpa de falha** relevo abrupto causado diretamente pelo movimento ao longo da falha, isto é, por um desenvolvimento tectônico

### Elementos Geométricos de Falhas em Cinturões de Cavalgamento

- **Rampas** são descontinuidades (falhas) que constituem os limites das massas em movimento em um cinturão compressivo, podendo ser frontais, laterais ou oblíquas (Figura 75), desenvolvidas para acomodar a movimentação compressiva

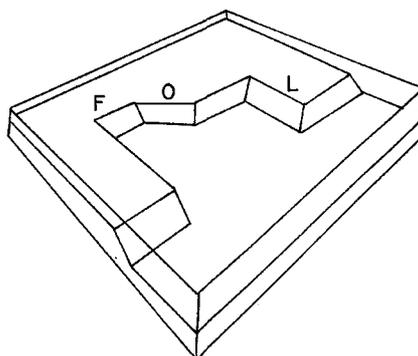


Figura 75 Rampas F frontal, O oblíqua, L lateral. A inclinação varia. Nas frontais desenvolvem-se cavalgamentos; nas laterais transcorrências; nas oblíquas o movimento é oblíquo (Ramsay & Huber, 1987)

- **Rampa frontal** o movimento se dá transversalmente a seus traços desenvolvendo se feições de cavalgamento (Figuras 75 e 76)

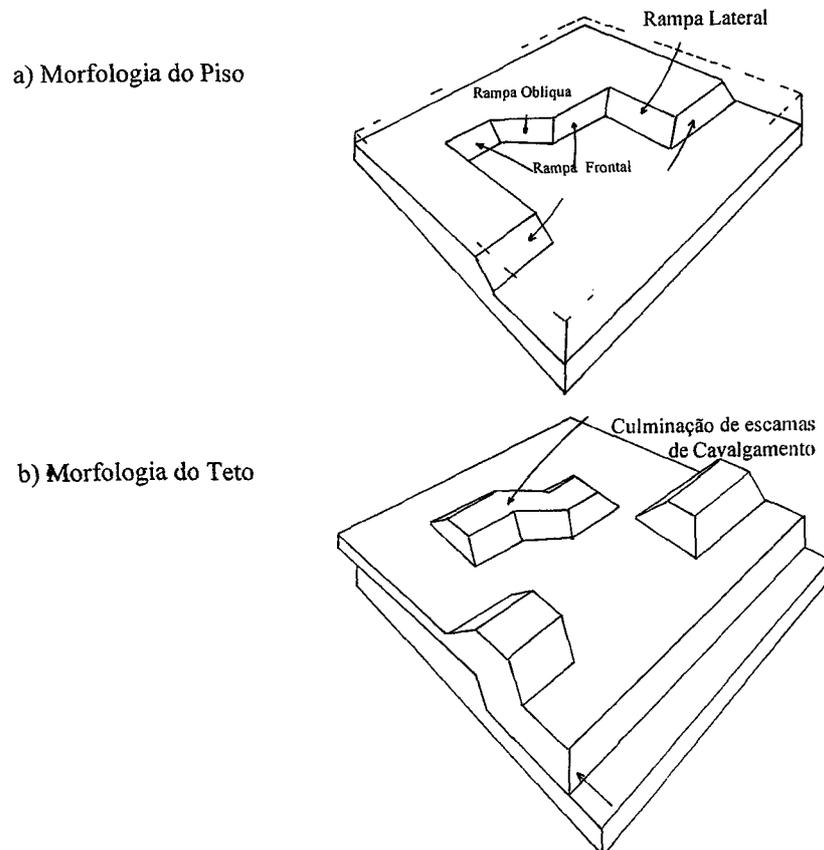


Figura 76 Influência da Geometria do piso em falhas de cavalgamento no movimento das lascas de empurrão do teto (Ramsay & Huber 1987)

- **Rampa lateral** a movimentação principal é direcional configurando se ao longo delas zonas transcorrentes (Figuras 75 e 76)
- **Rampa oblíqua** ocorre deslocamento inverso dextral ou sinistral (Figuras 75 e 76)
- **Retroempurrão** (*back-thrust retro carriage*) acavalamentos ou cavalgamentos em sentido contrário à direção geral de movimentação que conjugado com o cavalgamento geral podem isolar grandes fatias crustais (Figura 77)

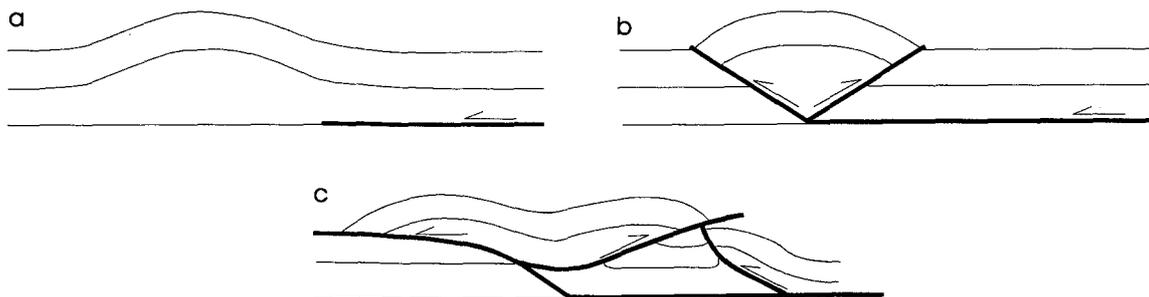


Figura 77 *Pop up* e zona triangular A falha em propagação tem o movimento bloqueado (a) e há o desenvolvimento de um lança; com um retrocavalgamento forma se o *pop up* (b) Em (c) formam se os cavalgamentos para a esquerda e com o retrocavalgamento constituem se o *pop up* e a zona triangular Butler (1982 apud Hasui & Costa 1991)

- **Pop-up** - formam-se quando os retroempurrões são separados por zonas de cisalhamento divergentes para cima (Figura 77)
- **Escamas ou lascas de empurrão ou cavalgamento** (*thrust sheets*) ou **cavalos** (*horses*) são fatias isoladas por zonas de cisalhamento deslocadas e empilhadas (Figura 78)

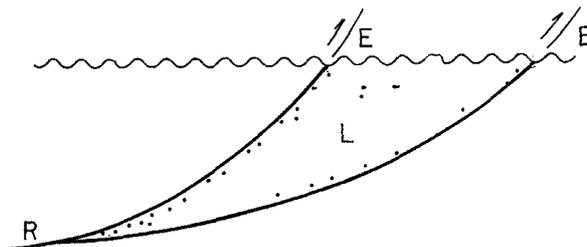


Figura 78 Lasca de empurrão; R linha de ramificação; E empurrão; L lasca; (Boyer & Elliot 1982 apud Hasui & Costa 1991)

- **Leque imbricado** (*imbricated fan*) arranjo de duas ou mais escamas ou lascas de empurrão ou de cavalgamento (Figura 79) onde as falhas formam leques que convergem para baixo e se abrem para cima juntando-se a uma zona de deslocamento ou a um empurrão basal

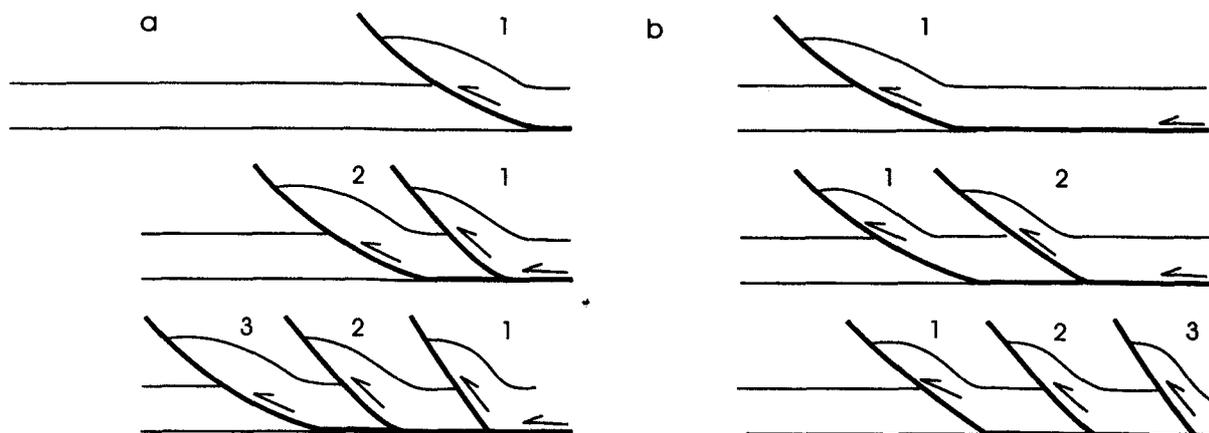


Figura 79 Modelos de desenvolvimento de leques imbricados. Em (a) a propagação dá-se para a frente do sistema (esquerda) cada cunha desenvolvendo-se sob a anterior. Em (b) a propagação dá-se ao contrário. Os números indicam a ordem de formação das lascas (Butler 1982 apud Hasui & Costa 1991)

- **Empurrão basal** (*sole fault floor fault ou basal fault*) zona de cisalhamento posicionada no interior da massa em movimento para onde convergem as zonas de cisalhamento que limitam as lascas de empurrão ou de cavalgamento (Figura 80)

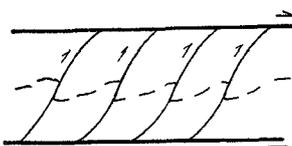


Figura 80 Geometria de um duplex compressivo (Ramsay & Huber 1987)

- **Zona de deslocamento ou descolamento** (*detachment décollement*) limite inferior da massa em movimento para onde convergem tanto os empurrões basais quanto as zonas de cisalhamento que limitam as escamas ou lascas de empurrão (Figura 81)

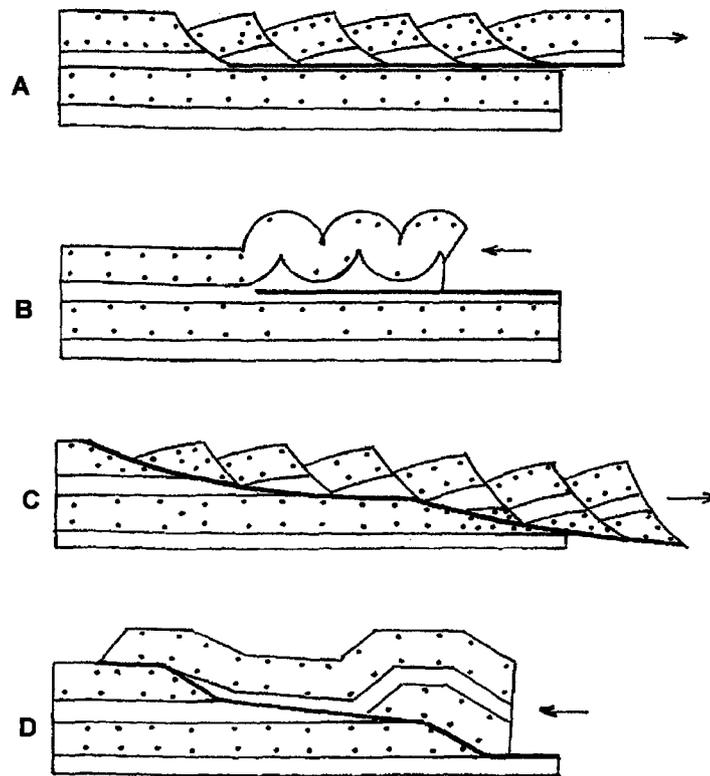


Figura 81 Falha décollement e detachment A) Falha décollement extensional; B) Falha décollement compressiva C) Falha detachment extensional; D) Falha detachment compressional (Ramsay & Huber 1987)

- **Empurrão superior ou de teto** (*roof thrust*) zona de cisalhamento posicionada na porção superior da massa em movimento para onde convergem as zonas de cisalhamento que limitam as escamas ou lascas de empurrão (Figura 80)
- **Duplex compressivo** conjunto de escamas ou lascas de empurrão ou de cavalgamento com geometrias normalmente sigmoidais que se formam entre um empurrão basal e um empurrão superior (Figura 80)
- **Duplex autóctono** - duplex cujas lascas ou escamas sigmoidais são constituídas pelas mesmas rochas dos blocos laterais
- **Duplex cognato** duplex cujas lascas ou escamas sigmoidais são constituídas pelas mesmas rochas do bloco onde se situa
- **Duplex alóctono** duplex cujas lascas ou escamas sigmoidais são constituídas por rochas diferentes dos blocos laterais
- **Napes de cavalgamento** (*thrust nappes*) lascas de empurrão que envolvem deslocamentos maiores que 10 Km (Figura 82)

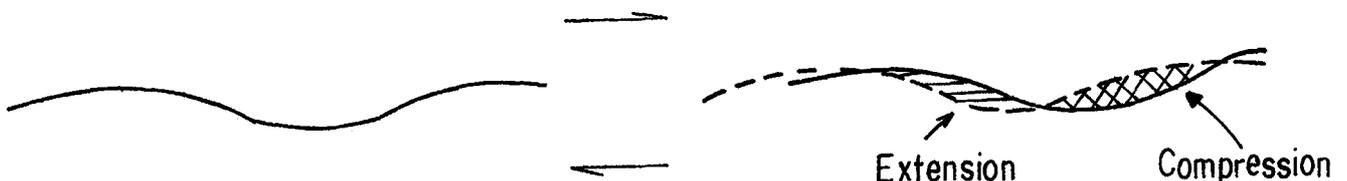


Figura 82 Termos usados para descrever partes das lascas de empurrão ou cavalgamento quando expostas na superfície (Ramsay & Huber 1987)

- **Klippe** porção de lasca ou escama de empurrão isolada e poupada como resto pela erosão (Figura 92)
- **Empurrões cegos** (*blind thrust*) zonas de cisalhamento de empurrão que não alcançam a superfície (Figura 83)

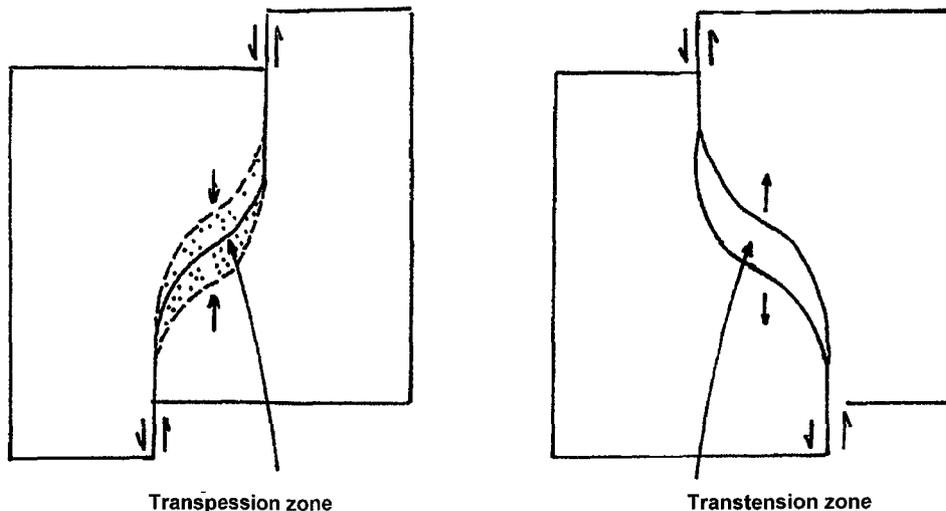


Figura 83 Rampas Em (a) rampa frontal; em (b) rampas frontal e lateral esta com deslocamento direcional; em (c) cavalgamento cego (Coward 1980 apud Hasui & Costa 1991)

- **Trajétória escalonada ou em degraus** (*staircase trajectory*) são trechos da zona de cisalhamento com baixos mergulhos e mais fácil deslocamento chamados de patamares ou degraus (*flats*) alternados com trechos de maior mergulho chamados de lascas ou rampas (Figura 84)

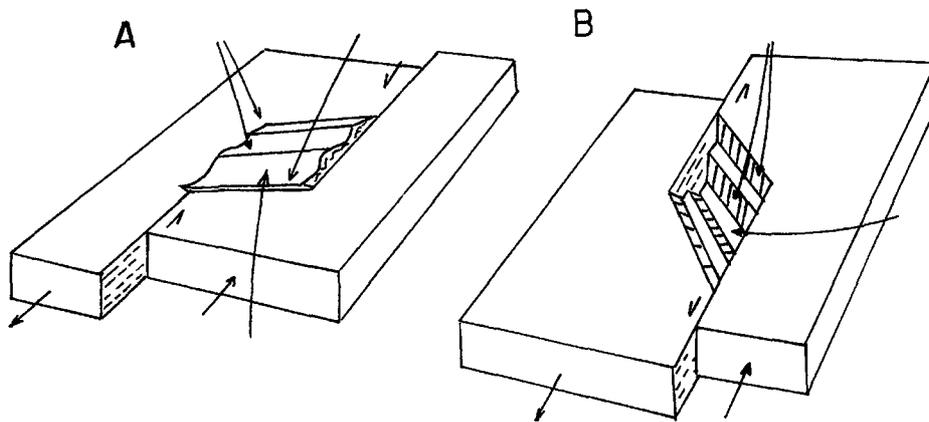


Figura 84 Zona de cavalgamento P patamar ou degrau L lanço ou rampa (Butler 1982 apud Hasui & Costa 1991)

- **Colapso da lapa ou propagação frontal** (*footwall collapse footwall propagation foreland propagation trailing imbrication fan piggy back structure*) desenvolvimento de empurrões sucessivos para a frente do sistema onde cada cunha ou lasca desenvolve se sobre a anterior (Figura 79)
- **Colapso de capa ou retropropagação** (*hanging wall collapse break back hinterland sequence propagation leading imbricate fan*) desenvolvimento de empurrões sucessivos para trás do sistema onde cada cunha ou lasca desenvolve se sobre a anterior (Figura 79)

### Elementos Geométricos de Falhas em Cinturões Transcorrentes

- **Curvas** (*bend*) convergentes (*restraining*) correspondem a trechos encurvados de uma zona transcorrente

onde a movimentação dos blocos em ambos os lados da falha produz compressão (Figura 85)

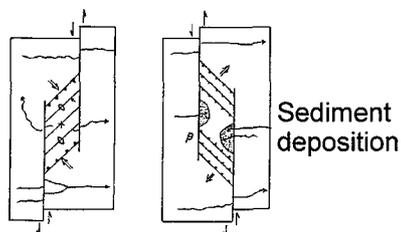


Figura 85 Setores distensivo e compressivo ao longo de uma falha com superfície curvada (segundo Nicolas 1987)

- Curvas (*bend*) divergentes (*realeasing*) correspondem a trechos encurvados de uma zona transcorrente onde a movimentação dos blocos em ambos os lados da falha produz distensão (Figura 86)

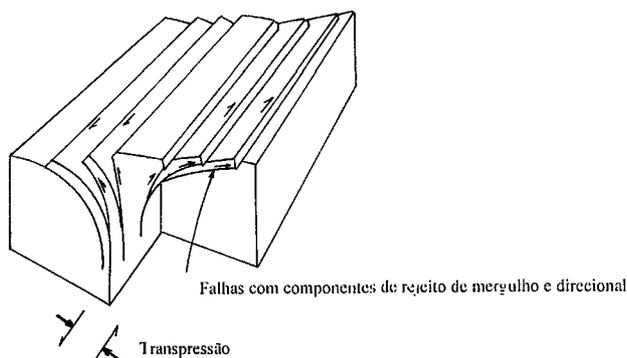


Figura 86 Transpressão e transtensão desenvolvidas em setores curvados (*bends*) de falhas transcorrentes (Ramsay & Huber 1987)

- **Estrutura em rabo de cavalo** (*horse tail*) zonas de cisalhamento secundárias com disposição em leque desenvolvidas nas extremidades das zonas transcorrentes para aliviar o acúmulo de tensões e acomodação dos deslocamentos
- **Estrutura de ejeção** (*push up structure*) cunhas ou lascas de empurrão formadas nas curvas convergentes por efeito de transpressão. A estrutura lembra um *horst* complexo com numerosas zonas de cisalhamento de orientações variáveis separando blocos mais altos de blocos mais baixos
- **Bacia de afastamento** (*pull apart basin*) cunhas ou lascas de abatimento formadas nas curvas divergentes por efeito de transtensão delimitada por numerosas zonas de cisalhamento de orientações diversas e blocos mais altos e mais baixos (Figuras 87e 88)

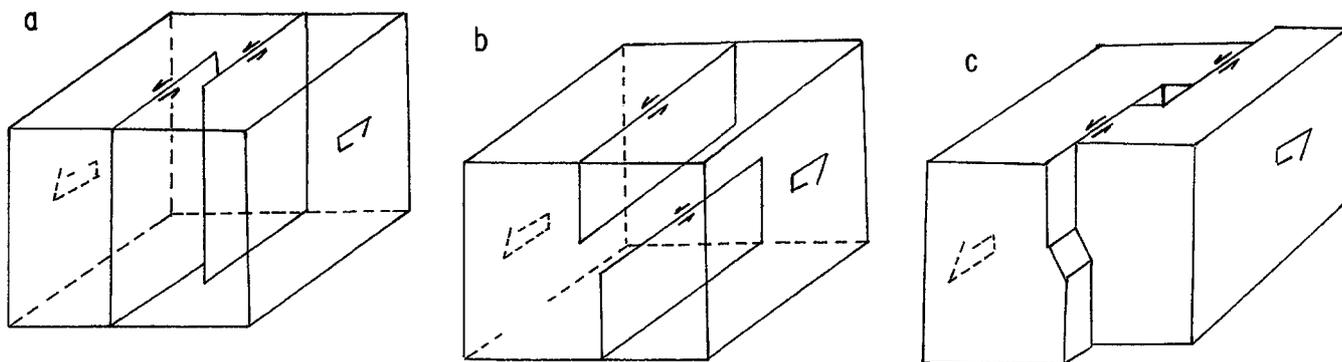


Figura 87 A) Região soerguida desenvolvida em zona transpressiva formada por escalonamento à direita de falhas ou zonas de cisalhamento sinistrais; e B) Bacias *pull apart* ou grabens rombóides (*rombograben*) desenvolvidos em zona transtensiva formada por escalonamento à direita de falhas ou zonas de cisalhamento sinistrais. No caso de movimentação dextral ocorre o inverso (modificado de Ramsay & Huber 1987)

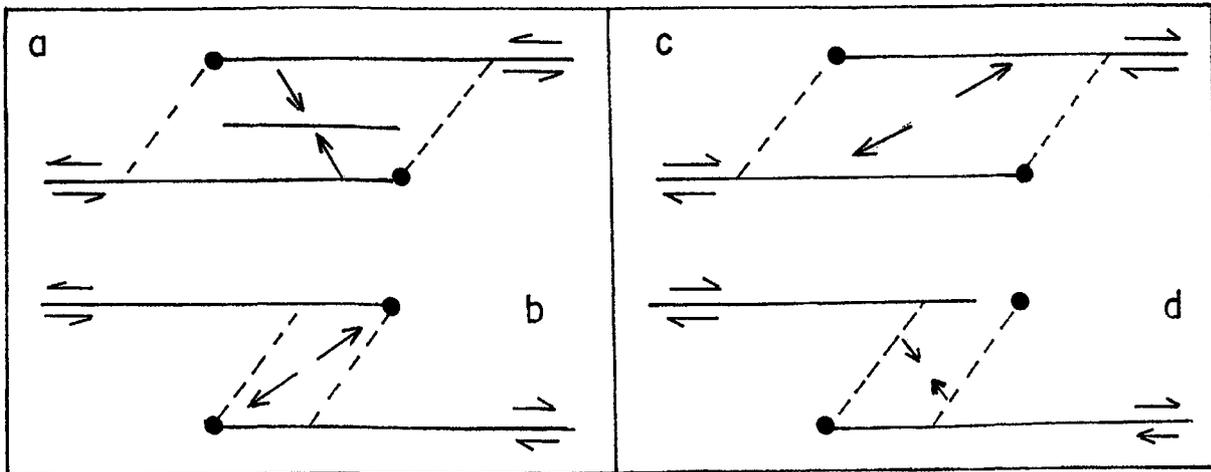


Figura 88 Tipos de estruturas secundárias desenvolvidas em setores com recobrimento ou falhas transcorrentes escalonadas A) transpressão; e B) transtensão (Ramsay & Huber 1987)

- **Duplex direcional de extensão** escamas ou lascas com formas normalmente sigmoidais que se formam entre duas zonas de cisalhamento paralelas pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento secundárias nas zonas de transtensão. Desenvolvem-se em posição transversal ao eixo extensional podendo evoluir para bacias de afastamento ou *pull apart*. A configuração das falhas é a de estrutura em flor negativa.
- **Duplex direcional de contração** escamas ou lascas com formas em geral sigmoidais que se formam entre duas zonas de cisalhamento secundárias nas áreas submetidas à transpressão. Desenvolvem-se em posição transversal ao eixo compressivo podendo evoluir para a formação de dobras e zonas de empurrão ou estruturas de ejeção. A configuração das falhas é de estruturas em flor positiva.
- **Duplex de Riedel** - duplex desenvolvido pela interveniência de descontinuidades de tipos R, P e D de Riedel.
- **Estrutura em flor ou em palmeira** (*flower structure*, *palm tree structure*) estrutura formada por zonas de cisalhamento divergentes para cima a partir da zona transcorrente por efeito de transtensão ou transpressão (Figura 89).

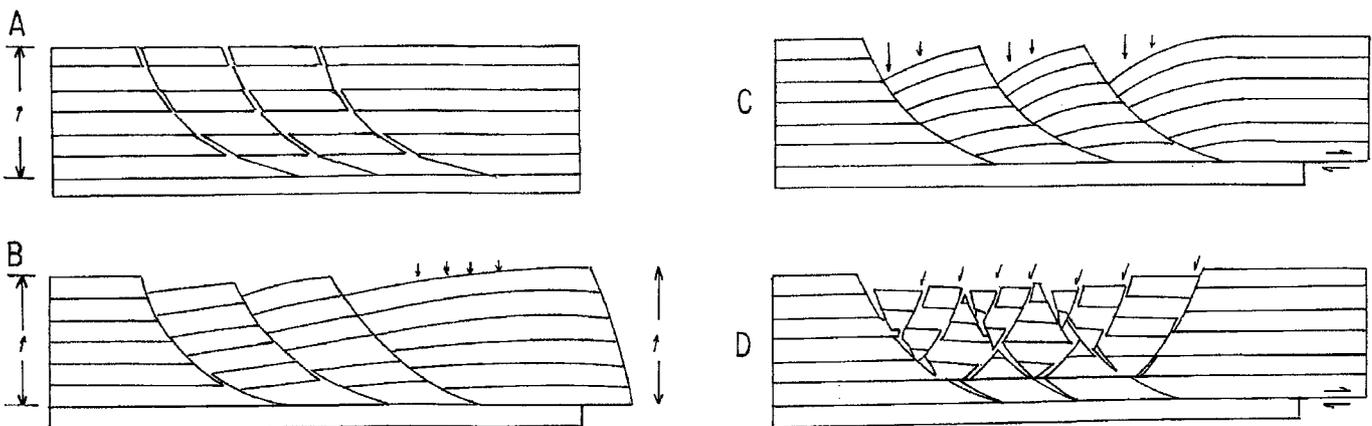


Figura 89 Estrutura em flor ou em palmeira que normalmente se desenvolve em zonas transpressivas. As falhas transcorrentes no caso sinistrais apresentam componentes de cavalgamento (Ramsay & Huber 1987)

- **Estrutura em flor negativa** onde a estrutura em flor por efeito de transtensão apresenta componentes normais e direcionais.
- **Estrutura em flor positiva** onde a estrutura em flor por efeito de transpressão apresenta componentes inversos e direcionais.

- **Recobrimento (*stepover*) de zonas transcorrentes** área que é afetada pela movimentação de duas zonas de cisalhamento paralelas e que é dada pela distância entre os pontos de projeção das extremidades contíguas sobre uma linha paralela aos traços das zonas transcorrentes podendo ser horizontal vertical ou combinado (Figura 90)

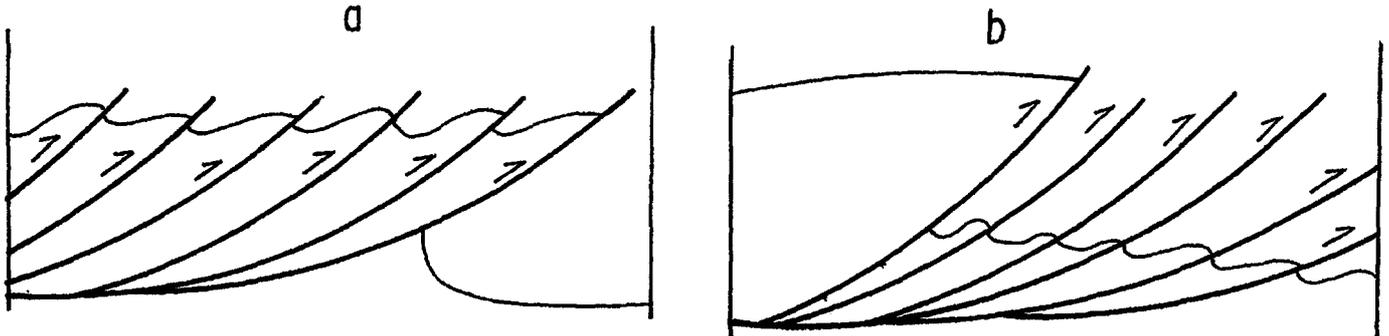


Figura 90 Recobrimentos de zonas de cisalhamento; em (a) ao longo da direção; em (b) ao longo do mergulho; em (c) combinação dos dois tipos (Aydin & Nur 1985 apud Hasui & Costa 1991)

- **Separação (*separation*)** corresponde à distância entre os traços das zonas transcorrentes
- **Recobrimento à esquerda (*left stepping*)** em zonas de cisalhamento paralelas quando o observador posicionado na extremidade de uma zona transcorrente vê a extremidade da outra zona de cisalhamento à sua esquerda. Em zonas de cisalhamento sinistrais o recobrimento à esquerda gera transpressão na área entre elas e nas dextrais ocorre transtensão (Figura 91)

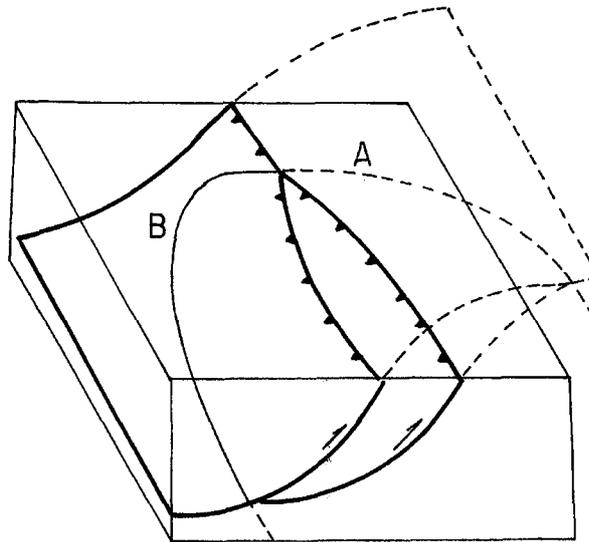


Figura 91 Recobrimentos e zonas de transtensão e transpressão. O observador na extremidade de uma falha vê a extremidade de outra falha à direita (a c) ou à esquerda (b d). Em zonas de cisalhamento sinistral recobrimento à esquerda gera transpressão (a) e à direita transtensão; se dextral a regra é ao contrário (Hasui & Costa 1991)

- **Recobrimento à direita (*right stepping*)** em zonas de cisalhamento paralelas quando o observador posicionado na extremidade de uma zona transcorrente vê a extremidade da outra zona de cisalhamento à sua direita. Em zonas de cisalhamento sinistrais o recobrimento à direita gera transtensão na área entre elas e nas dextrais ocorre transpressão (Figura 88)
- **Graben rombóide ou bacia rombóide** estruturas de abatimento formadas nas zonas de descobrimento por efeito de transtensão

## Elementos Geométricos de Falhas em Cinturões Distensivos

- **Falhas em dominó** conjuntos de falhas justapostas que geram prismas retangulares em geral rotacionados (Figura 92)

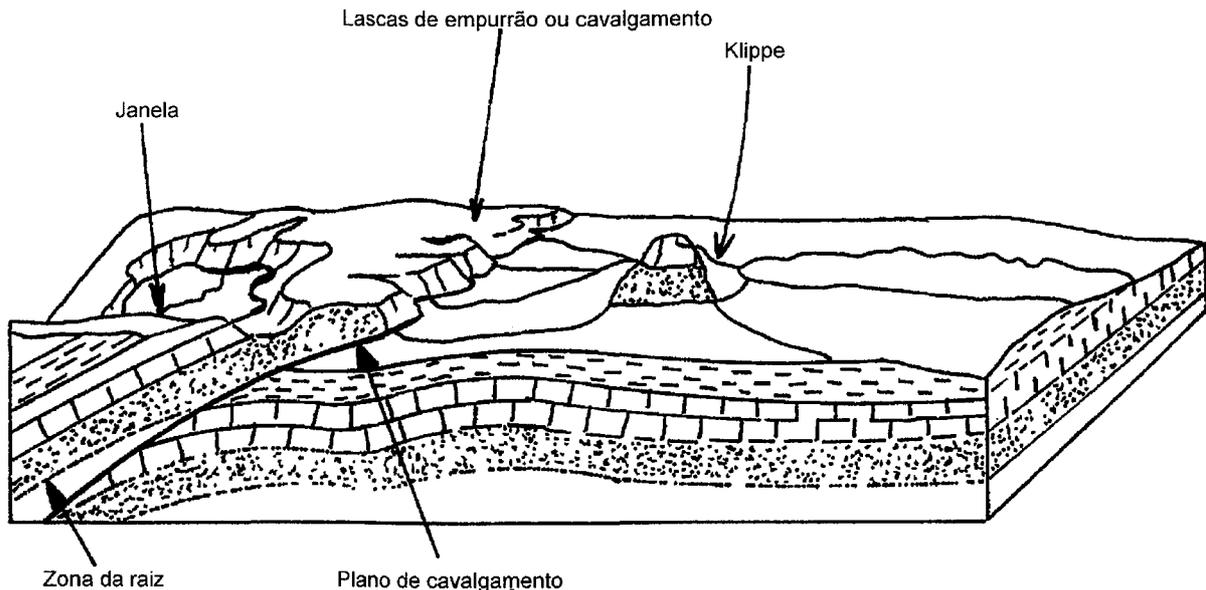


Figura 92 Modelo de falhas normais listricas A) Posição inicial do plano de falhas; B) Subsidência vertical dos blocos da falha ligada a uma zona de descolamento basal; C) Modificação de cada bloco listrico desenvolvendo *roll over* antiformal no teto por deslizamento flexural ou algum mecanismo de fluxo flexural; e D) Desenvolvimento de falhas listricas conjugadas ao principal feixe de falhas listricas (modificado de Ramsay & Huber 1987)

- **Falhas listricas** (*listric fault*) falhas normais curvadas em forma de pá ou de colher que separam cunhas lascas ou escamas acunhadas que se aplanam horizontalmente em direção à zona de deslocamento produzindo uma concavidade voltada por cima (Figura 93)

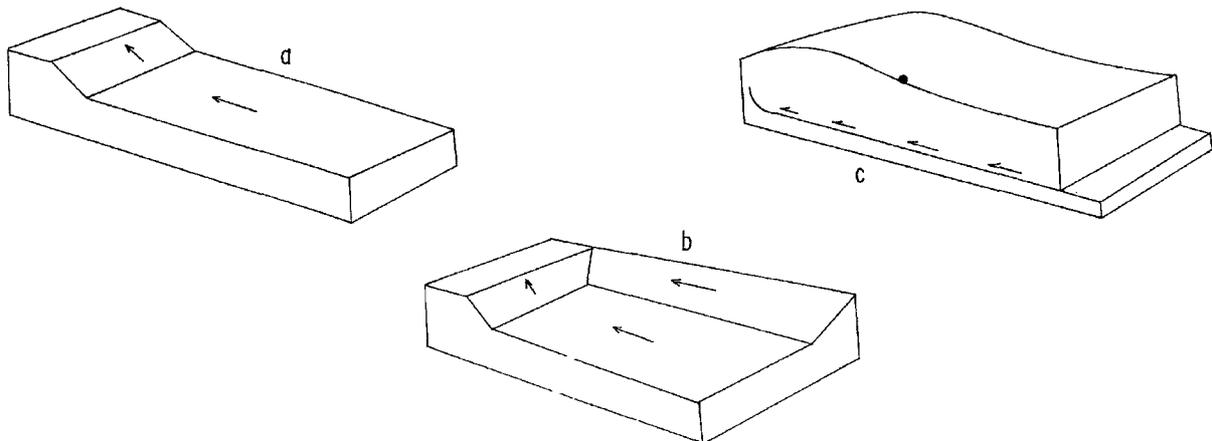


Figura 93 Sistemas de leques imbricados As falhas formam leques que convergem para baixo e se abrem para cima Na base juntam-se a uma zona de deslocamento O sistema (a) é do tipo imbricado na ponta o (b) imbricado na cauda (Boyer & Elliot 1982 apud Hasui & Costa 1991)

- **Leque imbricado distensivo** conjunto de cunhas lascas ou escamas desenvolvidas a partir de falhas com arranjo listrico (Figura 90)
- **Lanço** trechos com aumento de mergulho ao longo do plano de falha
- **Patamares ou degraus** (*steep*) trechos com aumento do mergulho ao longo do plano de falha
- **Linhas de ramificação** (*branch lines*) zonas de cisalhamento que constituem os limites inferior e superior

de uma lasca de empurrão ou cavalgamento onde tais zonas se ramificam ou se juntam (Figura 94)

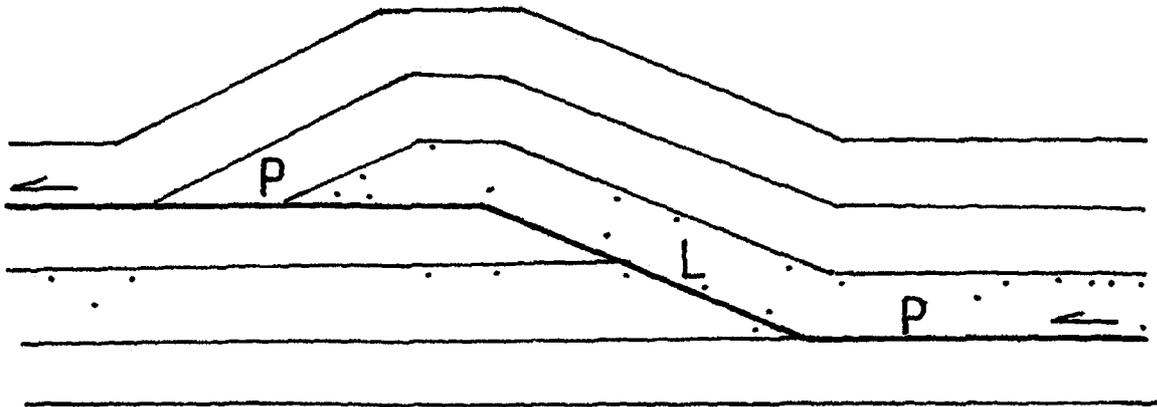


Figura 94 Linhas de ramificação A de ponta; e B de cauda (DIEGEL 1986 apud Hasui & Costa 1991)

- **Duplex sintético** são duplex com lascas mergulhando para trás contrariamente ao rumo do movimento ou seja para o pós país (Figura 95)

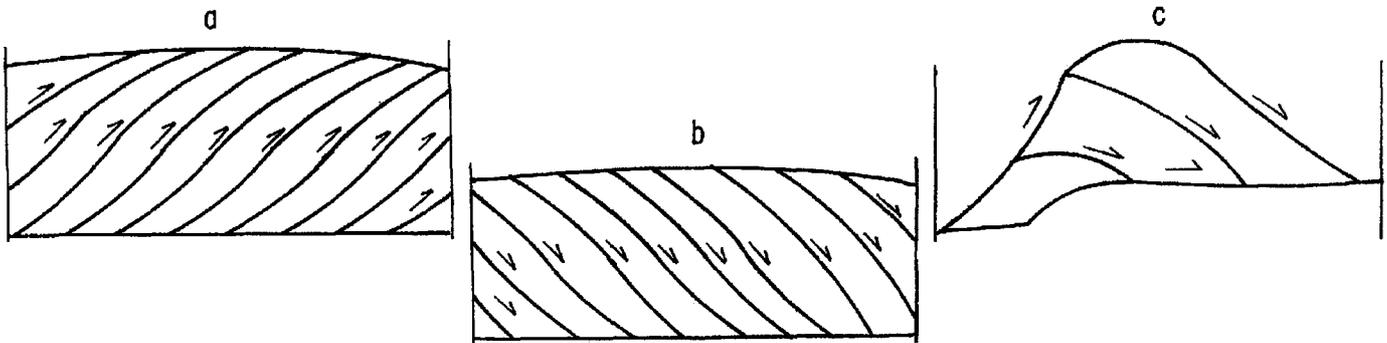


Figura 95 Duplexes Em (a), tipo sintético com as lascas mergulhando para a zona interna (esquerda) Em (b) tipo antitético com as lascas mergulhando para a zona externa (direita) Em (c) pilha antiformal (Mitra & Boyer 1986 apud Hasui & Costa 1991)

- **Duplex antitético** duplex com lascas mergulhando para a frente no rumo dos movimentos isto é para o antepaís (*foreland*) (Figura 95)
- **Pilha antiformal** - duplex com lascas limitadas por zona de cisalhamento de teto com geometria antiformal (Figura 95)
- **Tectônica de película delgada** (*thin skinned tectonics*) quando as zonas de deslocamento se propagam com baixo mergulho por grandes distâncias antes de afundarem para a base da crosta
- **Tectônica de película espessa** (*thick skinned tectonics*) quando as zonas de deslocamento se propagam com mergulhos moderados a altos alcançando rapidamente a base da crosta
- **Zonas de rasgamento** zonas com deslocamentos transcorrentes desenvolvidas transversalmente ou com grande obliquidade em relação à direção do movimento para acomodar as massas rochosas

## Projeção Estereográfica - Princípios de Construção de Redes

Projeções estereográficas representam a projeção de uma esfera (no caso da Geologia Estrutural a esfera terrestre) em uma superfície plana. Os princípios gerais da projeção estereográfica aplicada à Geologia Estrutural foram transcritos de Locky & Ladeira (1976)

A fim de visualizar a projeção estereográfica, deve se imaginar a) uma esfera oca tendo um orifício de visada no pólo superior (V); b) um plano horizontal passando pelo centro da esfera c) um plano qualquer passando também pelo centro e com direção N S e mergulho para leste. Deve se salientar que em projeção estereográfica sempre se consideram todos os elementos geométricos passando pelo centro da esfera. Deve se considerar que o hemisfério superior tenha sido removido e que o observador tenha colocado sua visão em V.

Através da visada verifica se que o plano inclinado intercepta dois outros planos: a) o plano horizontal diametral cuja interseção é uma linha de direção AB; b) a superfície da esfera tendo se como interseção um círculo máximo (CM).

A linha AB é o diâmetro horizontal do círculo máximo e o divide em dois semicírculos iguais e simétricos: um no hemisfério superior (HS) outro no hemisfério inferior (HI). Por esta razão o plano pode ser integralmente representado usando se somente um dos hemisférios. Convencionalmente em Geologia Estrutural utiliza se o hemisfério inferior (Figura 96).

O estereograma em representação ciclográfica é a projeção dos diversos pontos (1, 2, 3, 4, 5, ..., n) de interseção do plano inclinado com a superfície esférica no plano horizontal equatorial PE (Figura 97) tendo como origem das retas projetantes o ponto de visada V.

Assim, o arco ABE é a projeção estereográfica do plano (a semi-reta AB representa a direção do plano considerado). Para facilitar as várias construções em projeção estereográfica usam se redes estereográficas impressas (Figura 98) construídas como indicadas.

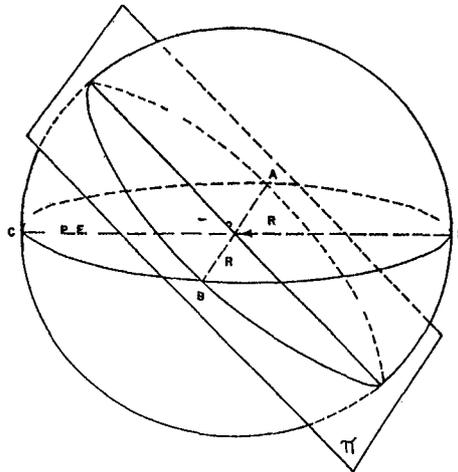


Figura 96 Princípio da projeção estereográfica. O Plano  $\pi$  passando pelo centro da esfera intercepta a segundo uma seção circular (segundo Loczy & Ladeira, 1976).

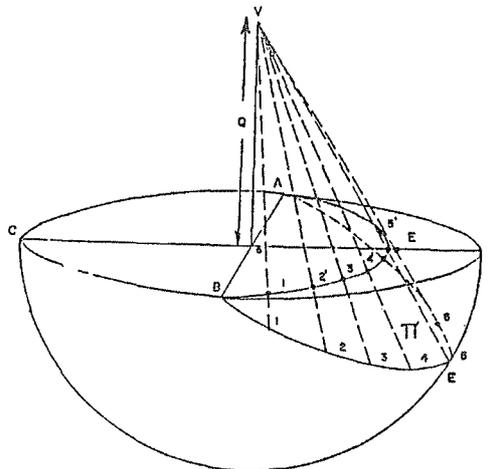


Figura 97 Princípio da projeção estereográfica. Vários pontos (1, 2, ..., n) de um plano passando pelo centro da esfera são projetados no círculo equatorial ABCD tendo o ponto V como pólo de projeção (segundo Loczy & Ladeira, 1976).

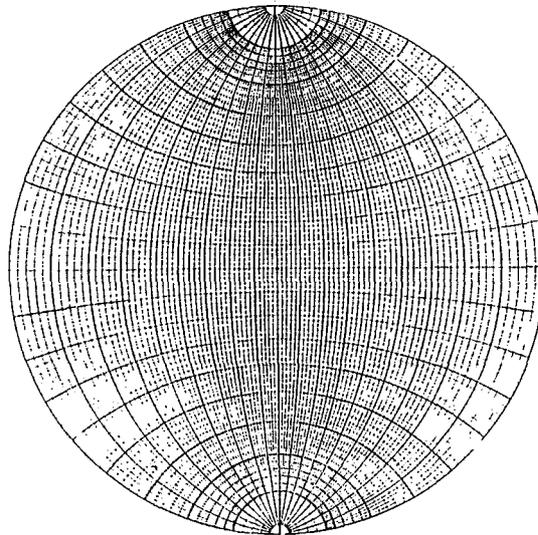


Figura 98 Rede de WULFF para projeção estereográfica (segundo Loczy & Ladeira 1976)

## Projeção de Planos

Girando o plano (ABE) (Figura 97) de  $180^\circ$  em torno da reta AB a partir de sua posição horizontal e projetando se cada nova posição sucessiva de  $10^\circ$  no plano equatorial será obtida a representação da Figura 99

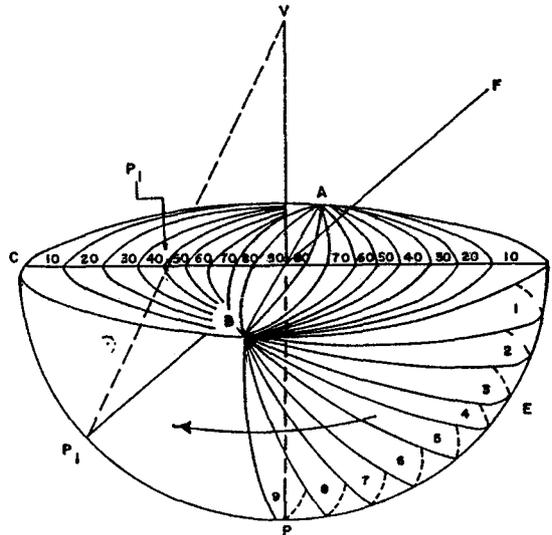


Figura 99 Princípio de construção da rede estereográfica Projeção polar de uma reta  $FP_1$  (segundo Loczy & Ladeira 1976)

Para a atitude inicial isto é quando o mergulho for zero a projeção é a própria circunferência equatorial com o aumento progressivo do mergulho de  $10^\circ$  em  $10^\circ$  as projeções serão arcos diversos (de  $10^\circ$   $20^\circ$   $30^\circ$   $40^\circ$   $80^\circ$ ) cujo afastamento em relação à circunferência equatorial é proporcional aos valores angulares do mergulho do plano indicado no diâmetro CD quando o plano se verticalizar sua projeção estereográfica coincidirá com o diâmetro AB a partir desta posição o mergulho do plano decrescerá de modo progressivo tendendo à horizontalidade as novas atitudes representar-se ão estereograficamente de maneira análoga por arcos que relativamente ao diâmetro AB serão simétricos aos anteriores

A Figura 99 mostra que ao ser girado o hemisfério em torno de um eixo vertical passando por O a orientação

do diâmetro AB é prontamente estabelecida por meio da leitura de seu azimute de  $0^\circ$  a  $360^\circ$  para cada orientação do plano seu mergulho poderá variar de  $0^\circ$  a  $90^\circ$  com sentido para um outro quadrante

Desta maneira no plano equatorial da Figura 99 com as graduações construídas é possível ser locado por projeção estereográfica qualquer plano dado qualquer que seja sua atitude

### Projeção de Retas Normais a um Plano

Imagine agora uma reta perpendicular a um plano usando a Figura 99 para visualização Se o plano for horizontal tal reta no caso VOP, irá furar o hemisfério num ponto P verticalmente abaixo de O denominado pólo da reta cuja projeção no PE confundir se á com o próprio ponto O (letra O)

À medida que o plano for girando em torno de AB a reta a ele normal iria furando o hemisfério em vários pólos que se projetariam ao longo do diâmetro CD a partir de O no sentido da circunferência perimetral do plano equatorial a qual seria atingida quando o plano se verticalizasse Por exemplo a reta FOP 1 perpendicular ao plano nº5 fura o hemisfério em P 1 sua projeção em CD sendo P 1

Tal fato permite representar um plano em projeção estereográfica por seu pólo isto é o ponto em que uma reta normal ao plano considerado fura o hemisfério a projeção é designada polar A projeção ciclográfica de um plano é imediatamente obtida bastando contar a partir do pólo no sentido do centro do PE  $90^\circ$  ao longo do diâmetro no qual ele se encontra convencionalmente usa se o W—E

### Projeção de Retas Contidas em Planos

É uma situação bastante frequente em geologia por exemplo eixos de dobras *silkensides* em superfícies de falha interseção de superfícies S etc

Suponha a reta horizontal passando por O ela representará a direção do plano AB (Figuras 96 97 99 e 100) Seja a reta OF contida em um plano e tendo qualquer posição neste (Figura 100) possuindo um caimento de  $30^\circ$  e tendo como obliquidade (rake) um ângulo Girando o plano em torno de AB a partir da posição horizontal passando pela vertical até se horizontalizar novamente constatar se á que a obliquidade mantém se constante e que o pólo da reta OF isto é o ponto F descreverá uma semicircunferência FI cuja projeção ciclográfica será um arco cortando os arcos correspondentes às várias posições sucessivas do plano no caso representou se apenas um arco correspondente à projeção de uma das posições isto é ABE Por conseguinte variando se o valor da obliquidade da reta no plano por exemplo OF OG OH (Figura 100) definir se ão arcos no plano equatorial que tenderão para o limite CD (diâmetro W—E do plano equatorial) à medida que o valor angular da obliquidade se aproximar de  $90^\circ$  Obliquidades com sentido oposto anterior determinariam por construções análogas às supracitadas nova sucessão de arcos simétricos relativamente ao diâmetro CD precedentes que não foram traçadas no desenho

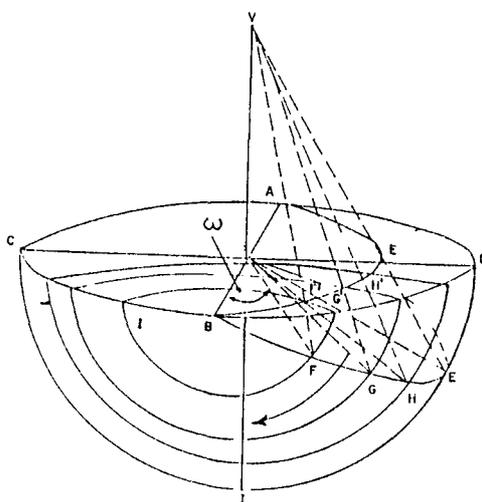


Figura 100 Princípio da projeção estereográfica Pequenos círculos desenhados no hemisfério inferior centrados em B Demais elementos geométricos como nas figuras anteriores (segundo Loczy & Ladeira 1976)

Deste modo para a determinação da obliquidade no plano equatorial de projeção basta contar a partir da extremidade A ou B (Figura 100) ao longo do arco representativo do plano dado o número de graus equivalente ao ângulo de obliquidade

Desta maneira constrói-se a rede de projeção estereográfica ou rede de WULFF já conhecida do estudo da mineralogia que permite a locação de retas e planos quaisquer que sejam suas posições no espaço e medir ângulos entre planos e planos e/ou linhas

Os arcos convexos no sentido da circunferência periférica são denominados grandes círculos ou grandes arcos ou ainda meridianos os arcos convexos no sentido do centro da rede denominam-se pequenos círculos ou pequenos arcos ou ainda paralelos

A rede estabelecida por meio deste princípio é construída de tal maneira que seus meridianos e paralelos sejam espaçados de 2° em 2° (Figura 98) existindo algumas em que a graduação é de 1° em 1°. Cada setor superfície esférica real limitada por dois paralelos e dois meridianos consecutivos exibe a mesma área; entretanto a rede de WULFF não possui esta relação de igualdade

A rede estereográfica corrigida na qual se elimina a referida distorção de modo que aquelas áreas sejam iguais denomina-se rede de Schmidt Lambert ou rede equiárea. Esta tem maior aplicação em Geologia Estrutural pois além de permitir a resolução de todos os problemas que a rede de WULFF admite presta-se também para analisar estatisticamente estruturas planares e lineares como juntas, foliação, eixos de dobras, assim como eixos ópticos de minerais constituindo importante recurso nos estudos de Análise Estrutural e Petrotectônica

Convencionalmente as projeções estereográficas em Geologia Estrutural e Petrotectônica são realizadas comumente no hemisfério inferior com o pólo de projeção no hemisfério superior enquanto em mineralogia a representação é feita no superior

## Manipulação com a Rede

Qualquer reta ou plano pode ser diagramado estereograficamente representando-o no plano equatorial do hemisfério de referência girando-se este convenientemente e portanto a rede em torno de um eixo vertical que passe pelo seu centro

Na prática porém para serem realizadas as diversas projeções comodamente faz-se a rede imóvel colocando-a em uma placa conveniente superpondo-se-lhe uma cobertura transparente ou transparência está é fixada no centro da rede por um percevejo ou alfinete de mapa de modo a poder girar sobre a rede. Na transparência são marcados como referência os traços correspondentes a N e S da rede para facilitar seu retorno à posição original

## Representação de um Plano (Figura 101)

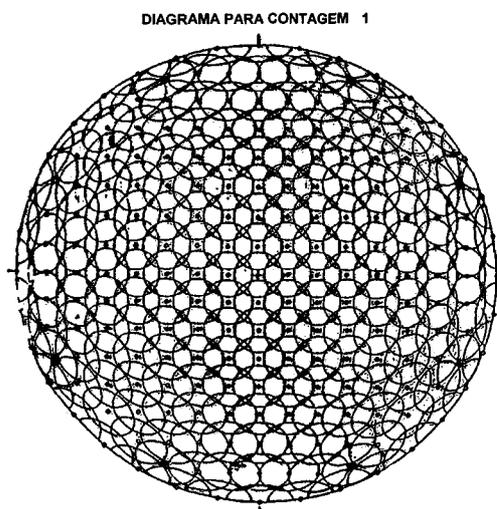


Figura 101 Diagrama de contagem de frequência de pólos

### - **Representação ciclográfica**

Seja um plano com a atitude N50°E 40°SE

- 1) Com a transparência na posição original marcada com o N imaginar o plano inclinado e sua interseção com o hemisfério inferior
- 2) Para traçar a linha de direção girar a transparência levogirmente até que o N desta esteja sobre 50° Traçar sobre a transparência a direção do plano que será uma reta coincidente com o diâmetro NS da rede
- 3) Para locar o grande círculo representando o plano com mergulho de 40° SE contar a partir da margem da circunferência ao longo do diâmetro horizontal 40°
- 4) Revolver a transparência à sua posição original e verificar o resultado por meio de visualização

### - **Representação de um plano por seu pólo**

- 1) Colocar o diâmetro do plano AB coincidindo com o diâmetro NS da rede
- 2) A partir do ponto C no arco ABC contar no sentido do centro 90° ao longo do diâmetro WE obtendo se o ponto P, pólo do plano. Pode se obter o pólo mais rapidamente sem necessidade de representar o plano pelo grande círculo contando após determinar a direção do plano a partir do centro O para a periferia e no sentido oposto ao do mergulho o número de graus igual ao valor angular do mergulho

## **Representação Estereográfica de uma Linha ou Lineação (Figura 102)**



Figura 102 Diagrama de contorno de frequência de juntas

Considerar um eixo de dobra de atitude S50°W 50°

- 1) Imaginar o eixo com caimento de 50° para S50°W passando através do centro da esfera. Materializar o problema segurando um lápis nesta orientação. O lápis "fura" o hemisfério inferior segundo um ponto (pólo) situado no quadrante SW
- 2) Girar a transparência levogirmente até que o traço S dela se superponha ao valor 50°
- 3) Com a transparência ainda nesta posição contar a partir do S para o centro da rede 50° locando o ponto sobre aquela
- 4) Voltar a transparência até sua posição original e por visualização verificar o resultado

Considerar uma linha com obliquidade de  $40^{\circ}N$  contida em um plano de atitude  $N30^{\circ}W$   $40^{\circ}SW$

- 1) Pelo processo ilustrado na Figura 103 traçar o plano com a atitude conhecida representando-o pelo seu círculo ABC
- 2) Lançar o ponto D contando-se  $40^{\circ}$  a partir de A ao longo do arco ACB. OE representa a projeção da linha no espaço
- 3) O azimute da projeção horizontal de OE é  $N63^{\circ}W$  contado de N a E ao longo do arco NE
- 4) Obtém-se o caimento de OE girando-o dextrógirantemente até coincidi-lo com o eixo NS da rede. O caimento  $24^{\circ}N$  é medido diretamente do ponto E para o centro da rede. Assim a atitude da lineação é  $N63^{\circ}W$   $24^{\circ}N$

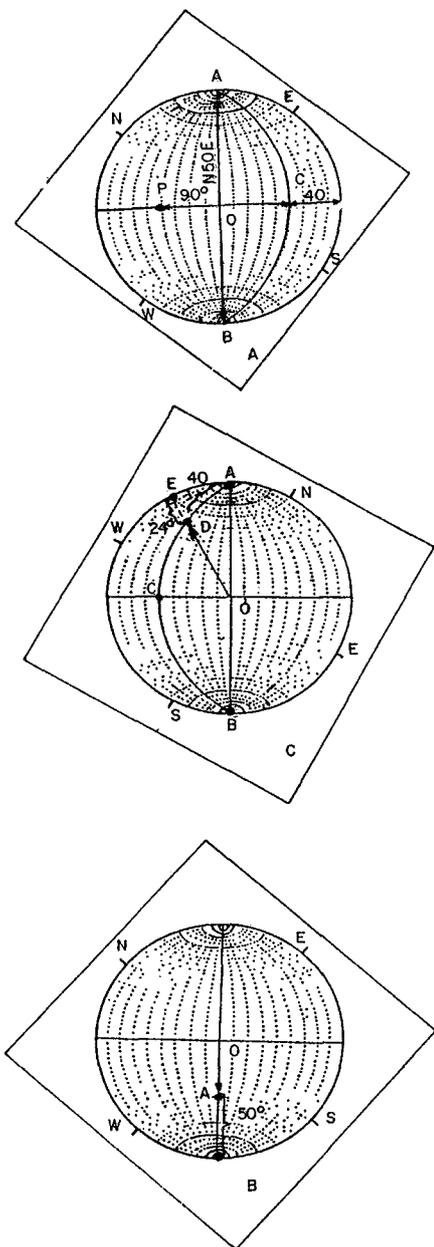


Figura 103 Manipulação com a rede equiárea. O quadrado representa a transparência girável, marcada com N (Norte), S (Sul), W (Oeste) e L (Leste). (A) Representação de um plano por sua projeção ciclográfica (ABC) e através de seu pólo P; (B) Representação de uma lineação; e (C) Determinação de uma lineação contida em um plano, sendo dada sua obliquidade  $40^{\circ}N$ .

# **Principais Eventos Termotectônicos e/ou Tectono-Magmáticos do Território Brasileiro e a Divisão do Tempo Geológico - Cronoestratigrafia**

Aqui estão reportados os limites da atuação dos Principais Eventos Termotectônicos e/ou Tectono Magmáticos definidos para o Território Brasileiro e uma Tabela padrão para a Divisão do Tempo Geológico

As tabelas baseiam-se de modo geral nas adotadas pelo Manual Técnico de Geologia do DNPM seja quanto às divisões das unidades cronoestratigráficas e seus limites temporais seja quanto às simbologias que as representam

Os Éons Arqueozóico e Proterozóico correspondem à Era Pré-Cambriana e junto com o Éon Fanerozóico compreendem as unidades de maior hierarquia na cronoestratigrafia a ser adotada cujas subdivisões em Eras, Períodos e Épocas serão detalhadas adiante. Em qualquer caso a unidade cronoestratigráfica e o tempo que a qualifica hierarquicamente Éon, Era, Período, Época devem ser escritos com inicial maiúscula. Ex: O Éon Proterozóico, o Período Cretáceo

## **Arqueozóico**

O Éon Arqueozóico tem como símbolo a letra A e seu início antecede 3 800 milhões de anos (M A) estendendo-se aos 2 500 M A. O Ciclo Tectônico Guriense datado de 3 200 + ou - 200 M A, o Ciclo Tectônico Aroense em 2 700 + ou - 200 M A e o Ciclo Tectônico Jequié datado em 2 600 + ou - 100 M A são os principais eventos tectônicos ocorridos no território brasileiro durante o arqueano. Os Ciclos Tectônicos Guriense e Aroense foram definidos no setor norte do Craton Amazônico (região dos rios Aro e Guri na Venezuela) e o Ciclo Tectônico Jequié foi definido no Craton do São Francisco (região de Jequié no Estado da Bahia)

Com base em tais eventos o Arqueozóico deve ser subdividido em Arqueozóico Inferior, Médio e Superior. O Arqueozóico Inferior com símbolo AI corresponde aos tempos anteriores ao início do Ciclo Guriense ou seja antecede a 3 400 M A. O Arqueozóico Médio com símbolo AM situa-se entre 3 400 e 2 900 M A, onde o seu limite superior corresponde ao início do Ciclo Guriense e o inferior ao início dos Ciclos Aroense-Jequié que por sua vez marcam o início do Arqueozóico Superior

que se encerra em 2 500 M A final de atuação destes ciclos O Arqueozóico Superior com símbolo AS, tem seu início com o fim do Ciclo Guriense e encerra se com o fim do Ciclo Jequié sendo portanto entre 3 000 e 2 500 M A conforme Tabela 15

**TABELA 15**  
**DIVISÃO DO ÉON ARQUEOZÓICO**

ÉON	ERA	SÍMBOLO	CICLO TERMOTECTÔNICO ATUANTE	IDADE M.A.
ARQUEOZÓICO	ARQUEOZÓICO SUPERIOR	A	AS	2 500
	ARQUEOZÓICO MÉDIO		AM	2 900
	ARQUEOZÓICO INFERIOR		AI	3 000
				3 400
				3 800

## Proterozóico

O Éon Proterozóico tem como símbolo P e se iniciou há 2 500 M A estendendo se a 570 M A Neste intervalo são definidos três eventos compressivos e quatro extensionais que permitem subdividir este Éon em Paleo Meso e Neo e estes com status de Era Geológica comportam subdivisões de acordo com o estabelecido a seguir

### Paleoproterozóico

A Era Paleoproterozóica (PI) teve início há 2 500 M A e encerramento há 1 900 M A Neste intervalo ocorreu o Ciclo Tectônico compressivo Transamazônico datado em 2 100 + ou 200 M A permitindo subdividir esta Era em dois intervalos informalmente denominados de inferior e superior

A parte inferior do Paleoproterozóico que tem como símbolo Pli corresponde ao intervalo de tempo que abrange desde o fim do Ciclo Jequié ou início do Éon Proterozóico 2 500 M A ao início do Ciclo Transamazônico por volta de 2 300 M A

A parte superior do Paleoproterozóico tem como símbolo PIs e corresponde ao intervalo de duração do Ciclo Orogênico Transamazônico ou seja entre 2 300 a 1 900 M A

### Mesoproterozóico

A Era Mesoproterozóica (PM) teve início há 1 900 M A e encerramento aos 1 100 M A Neste intervalo ocorreu um evento tectônico extensional no Cráton Amazônico denominado de Uatumã entre 1 900 1 600 M A Parguazense entre 1 600 e 1 400 M A e o Ciclo compressivo Uruaçuano ou Espinhaço entre 1 400 e 1 100 M A Estes eventos tectônicos subdividem o Mesoproterozóico em três intervalos informalmente denominados de parte inferior parte média e parte superior

A parte inferior do Mesoproterozóico (PMi) corresponde ao intervalo de atuação do evento Uatumã ou seja entre 1 900 1 600 M A

A parte média do Mesoproterozóico (PMm) corresponde ao intervalo de atuação do evento Parguazense ou seja entre 1 600 1 400 M A

A parte superior do mesoproterozóico (PMs) corresponde ao intervalo de atuação do Ciclo Uruaçuano ou Espinhaço ou seja entre 1 400 1 100 M A

## Neoproterozóico

A Era Neoproterozóica (PS) teve início há 1 100 M A e encerramento há 570 M A. Neste intervalo ocorreu um novo episódio de reativação do Cráton Amazônico denominado Rondoniano entre 1 000 e 900 M A e o Ciclo Tectônico Brasileiro iniciado por volta de 700 M A com resfriamento há cerca de 450 M A. Tais eventos subdividem o Neoproterozóico em três intervalos informalmente denominados de parte inferior, parte média e parte superior.

A parte inferior do Neoproterozóico (PSi) corresponde ao intervalo de atuação do evento extensional Rondoniano ou seja entre 1 100 - 900 M A.

A parte média do Neoproterozóico (PSm) corresponde ao intervalo compreendido entre o fim do Evento Rondoniano (900 M A) e o início do Ciclo Orogênico Brasileiro (700 M A).

A parte superior do Neoproterozóico (PSs) corresponde ao intervalo compreendido entre o início do Ciclo Orogênico Brasileiro e o início do Éon Fanerozóico definido mundialmente em 570 M A, embora os efeitos do Ciclo Brasileiro se estendam há cerca de 450 M A em algumas áreas. A Tabela 16 mostra a divisão do Éon Proterozóico.

**TABELA 16**  
**DIVISÃO DO ÉON PROTEROZÓICO**

ÉON	ERA	PERÍODO	SÍMBOLO	EVENTO TECTÔNICO	IDADE	
PROTEROZÓICO	NEOPROTEROZÓICO	SUPERIOR	P	PSs	BRASILIANO	570
		MÉDIO		PSm		700
		INFERIOR		PSi	RONDONIANO	900
	MESOPROTEROZÓICO	SUPERIOR	P	PMs	URUAÇUANO/ESPINHAÇO	1 100
		MÉDIO		PMm	PARGUAZENSE	1 400
		INFERIOR		Pmi	UATUMÃ	1 600
	PALEOPROTEROZÓICO	SUPERIOR	P	Pls	TRANSAMAZÔNICO	1 900
		INFERIOR		Pli		2 300
						2 500

## Fanerozóico

Para o Éon Fanerozóico não existe ainda uma divisão cronoestratigráfica que contemple adequada e fielmente os processos geológicos que ocorreram em território brasileiro. Neste contexto será adotada a tradicional tabela do tempo geológico estabelecida para outras regiões do mundo e que tem sido empregada em estudos geológicos no Brasil juntamente com os símbolos das suas unidades conforme Tabela 17.

TABELA 17  
DIVISÃO DO EON FANEROZOICO

CENOZÓICO				
PERÍODO	ÉPOCA	ANDAR	IDADE Ma	
QUATERNÁRIO	HOLOCENO		0.01	
	PLEISTOCENO	CALABRIANO		
TERCIÁRIO	NEOGENO	T	PIACENZIANO	1.6
		I	ZANCLEANO	3.4
			MESSINIANO	5.3
		T	TORTONIANO	6.5
			SERRAVALIANO	11.2
		M	LANGHIANO	15.1
		I	BURDIGALIANO	16.6
		I	AQUITANIANO	21.8
				23.7
				30.0
TERCIÁRIO	PALEOGENO	T	CHATTIANO	30.0
		I	RUPELIANO	
				36.6
		T	PRIABONIANO	40.0
			BARTONIANO	43.6
			52.0	
				52.0
				57.8
				60.6
				63.6
			66.4	

MESOZÓICO					
PERÍODO	ÉPOCA	ANDAR	IDADE Ma		
CRETÁCEO	TARDIO		MAASTRICHTIANO	74.5	
			CAMPANIANO	84.0	
			SANTONIANO	87.5	
			CONIACIANO	88.5	
			TURONIANO	91	
			CENOMANIANO	97.5	
	INFERIOR		ALBIANO	113	
			APTIANO	119	
		NEOCOMIANO		BARREMIANO	124
				HAUTERIVIANO	131
				VALANGINIANO	138
				BERRIASIANO	144
					152
		TARDIO		TITHONIANO	156
	KIMMERIDGIANO		163		
MÉDIO		OXFORDIANO	169		
		CALLOVIANO	176		
		BATHONIANO	183		
		BAJOCIANO	187		
		AALENIANO	193		
		TDARCIANO	204		
INFERIOR		PLIENSCHACHIANO	196		
		SINEMURIANO	204		
		HETTANGIANO	208		
			208		
TRIÁSSICO	TARDIO		NORIANO	225	
			CARNIANO	230	
	MÉDIO		LADINIANO	235	
			ANISIANO	240	
	INFERIOR		SCYTHIANO	245	

PALEOZÓICO						
PERÍODO	ÉPOCA	ANDAR	IDADE Ma			
PERMIANO	TARDIO		TATAHIANO	253		
			KAZANIANO			
			UFIMIANO			
	INFERIOR		KUNGURIANO	258		
			ARTINSKIANO	263		
			SAKMARIANO	268		
			ASSELIANO	286		
	CARBONÍFERO	PENSILVANIANO		GZELIANO	S	286
				KASIMOVIANO	S	296
				MOSCOVIANO	W	315
MISSISSIPPIANO			BASHKIRIANO	W	320	
			SERPUKHOVIANO	N	333	
			WISEANO		352	
DEVONIANO	TARDIO		TOURNAISIANO	360		
			FAMENNIANO	367		
	MÉDIO		FRASNIANO	374		
			GIVETIANO	380		
	INFERIOR		EIFELIANO	387		
			EMSIANO	394		
			SIEGENTIANO	401		
			GEDINNIANO	408		
SILURIANO	TARDIO		PRIDOLIANO	414		
			LUOLOVIANO	421		
	INFERIOR		WENLOCKIANO	428		
			LLANDOVERIANO	438		
ORDOVICIANO	TARDIO		ASHGILLIANO	448		
			CARADOCIANO	458		
	MÉDIO		LLANDELLIANO	468		
			LLANVIRNIANO	478		
	INFERIOR		ARENIGIANO	488		
			TREMADOCIANO	505		
CAMBRIANO	TARDIO		TREMPEALEAUANO	520		
			FRANCONIANO			
	MÉDIO		DRESBACHIANO			
INFERIOR			540			
			570			

## Trabalhos de Campo

Os procedimentos aqui indicados objetivam facilitar e promover a obtenção de um elenco de informações mínimas e padronizadas a serem coletadas no campo

### Material de Campo

Para os trabalhos de campo deverá o geólogo levar os seguintes materiais considerados como mínimos para qualquer tipo de levantamento

Bussola Brunton

Bussola CLAR

Martelo de Geólogo

Marreta 3 kg

Caderneta de Campo

Suporte Porta Caderneta

Suporte Porta Martelo

Lupa de Bolso 10x

Ácido Clorídrico

Canetas Esferográficas azul e vermelha

Binóculo

Lápis HB e F

Borracha

Sacos para Amostras Pano e Plástico  
Pincel Atômico  
Fita Adesiva Opaca  
Canivete  
Trena 30 ou 50m  
Fotos Aéreas ou Imagens de Radar e Satélite  
Escala pequena acoplada com transferidor  
Cantil 5 litros  
Bernal  
GPS  
Mochila

## **Caderneta de Campo**

A caderneta de campo é um documento imprescindível para ser utilizado nos trabalhos de campo sejam estes terrestres fluviais ou até mesmo em sobrevôo

É de caráter pessoal isto é cada técnico deve levar a sua independentemente do numero de técnicos envolvidos na etapa de campo Deverá conter todas as observações efetuadas não somente aquelas intrinsecamente relacionadas com o estudo em questão mas outras que digam respeito a paisagem como um todo

A caderneta de campo a ser utilizada pelos técnicos deve ser voltada para a informatização sendo de preenchimento fácil desde que apoiada em um relatório explicativo Os dados coletados poderão posteriormente ser inseridos em banco de dados computadorizados

Deve ser padronizada tanto na sua forma como dimensões bem como ser confeccionada em material resistente (capa dura)

É aconselhável que o nome da Instituição seja impresso na capa e que na primeira folha sejam reservados locais onde deverão ser registrados

- Nome do Técnico
- Lotação
- Período do Trabalho de Campo
- Numero da Operação de Campo e folhas cartográficas percorridas na escala do mapeamento adotado
- Nome do Projeto

Todas as informações geológicas por mais simples que pareçam devem ser anotadas nunca se deve confiar na memória pois a qualidade da interpretação dos fenômenos geológicos será tanto mais próxima da realidade quanto maiores forem as informações existentes

## **Descrição de Afloramentos**

No estudo dos afloramentos naturais e artificiais deve ser mencionado o modo de exposição (se em blocos lajeados corte de estrada voçoroca trincheiras poços de perfuração etc ) dimensões relevo vegetação

presença ou ausência de formações superficiais ou solos ressaltando se que tanto estas quanto as formações superficiais devem na medida do possível ser identificados medidos e descritos. É recomendável que se ilustre através de croqui fotografias e/ou slides as partes mais representativas do afloramento descrito.

A seguir está relacionado um elenco de informações consideradas como mínimas e que devem ser buscadas no afloramento e descritas na caderneta:

a) Características comuns a todas as classes de rochas

Forma do corpo (tabular lenticular bolsão etc);

Dimensões do corpo

Tipos de contatos

Cor da(s) rocha(s)

Composição mineralógica e descrição macroscópica dos principais minerais

Estruturas

Atitude das estruturas

Textura

Grau de intemperismo

Orientação do fraturamento e

Nome da rocha

Tipo de amostragem e finalidade (se amostras orientadas tipo de análises a serem efetuadas)

## Identificação dos Afloramentos

Os afloramentos descritos deverão ser anotados nas cadernetas sugerindo-se os seguintes procedimentos:

Identificação do Projeto por uma sigla com três dígitos

Logo após identificação do técnico responsável pelo trabalho de campo através de sua sigla com duas letras. Em caso de desdobramento da equipe cada técnico utilizará sua sigla.

Após a sigla do técnico virá a codificação que será seqüencial até o término do Projeto.

No caso de coleta de material logo após o número do afloramento deverão constar os algarismos 1 2 3 etc referentes às amostras efetivamente coletadas.

Observar também se já foram realizados trabalhos geológicos anteriores no afloramento e

Deverá sempre constar na amostra coletada a identificação da folha no corte cartográfico da escala adotada.

### Exemplo

BSF/VD/001 01/SD 23 V-A I

SD 23 V A I (Folha na escala 1:100.000)

BSF - Bacia do Rio São Francisco

VD - Valter Drago

001 1 - Coletada uma amostra no primeiro afloramento descrito

Quando for coletado material que não seja rocha ou mineral logo após o número de coleta deverá ser acrescentada simbologia identificando o tipo de material como segue:

- A Água
- B Concentrado de Bateia (acrescentar a letra "S" se o concentrado for de solo e "L" de leite)
- C Concreções
- D Sedimento de lagos
- E Eluvio
- H Matéria Humica
- K Coluvio
- L - Solo
- S Sedimento de corrente
- T *Coatings*
- U - Aluvião
- V Vegetação
- X Selixos
- Y *Seepage* (solo de nascente)
- Z Outros

As amostras coletadas deverão ser identificadas no campo através de sua numeração em fita gomada sacos de pano ou quando o material assim o requerer em sacos plásticos ou mesmo vasilhame no caso de água. Na caderneta de campo deve ser assinalado o tipo e o objetivo da amostragem se para análises químicas, petrográficas, geocronológicas ou outras.

No escritório as amostras deverão ser arquivadas na litoteca, identificadas através de tinta branca, com a sua respectiva numeração efetuada através de caneta nanquim.

As seguintes informações, consideradas como mínimas, deverão ser obtidas:

## **Rochas Ígneas**

Tipo de intrusão

Aspectos de metamorfismo observado nas encaixantes

Tipos de inclusões e/ou enclaves

Possíveis alterações magmáticas

Tipo de intrusão/modo de colocação (*emplacement*)

Possíveis alterações pós magmáticas

Forma do corpo

Atitude de possíveis acamamentos em rochas vulcânicas

## Rochas Sedimentares

Dureza (grau de compactação)

Grau de arredondamento dos grãos

Grau de esfericidade dos grãos

Granulometria

Cimento

Matriz

Composição forma estrutura e dimensão dos seixos e relação seixo matriz

Aspectos diagenéticos

Distribuição tipo e forma de concreções

Fósseis

Tipo de estratificação

Espessura das camadas

Presença de estruturas sin sedimentares e sua caracterização que deve ser a mais completa possível. Entre estas se incluem marcas de onda explicitando se de corrente caso em que deve ser medida a direção ou de oscilação; estratificação cruzada definindo o tipo gretas de contração estratificação gradacional com descrição completa da gradação

Atitude das camadas e/ou estratificações

## Medida de Espessura de Estratos Inclinados

Todos os procedimentos aqui sugeridos foram obtidos diretamente do Manual de Geologia de Superfície elaborado pela Divisão de Exploração do Departamento de Exploração e Produção da PETROBRÁS

Para medir a espessura de estratos inclinados deve se considerar o mergulho local. Se a medição for efetuada em escarpas ou encostas íngremes por vezes é possível obter valores pela aplicação direta da trena ou da barra graduada em inclinação normal ao plano dos estratos (Figura 104)

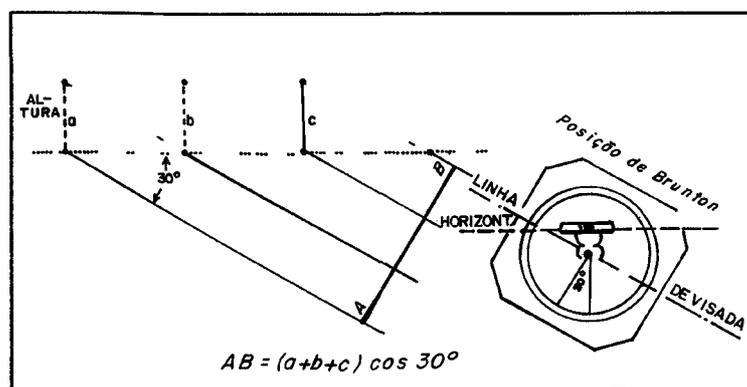


Figura 104 Medição de uma seção estratigráfica com o zero do vernier da bússola ajustado ao ângulo de mergulho das camadas

Para medir estratos inclinados com a bússola Brunton devem ser adotados os seguintes procedimentos

Medir cuidadosamente a atitude dos estratos

Escolher para a medição da seção um trajeto perpendicular à direção (*strike*) dos estratos. Deste modo é aconselhável que o deslocamento seja feito lateralmente ao longo da direção de determinado nível estratigráfico, seja projetando a direção (*strike*) dos estratos na superfície do terreno, seja como é preferível percorrendo um leito particular facilmente identificável.

Coincidir o zero do *vernier* com o valor do mergulho dos estratos. Se as camadas mergulharem à frente do observador, o valor do mergulho deve ser tomado na metade esquerda das escalas curvas (geralmente onde se encontra a letra S Sul). Caso contrário, o que é difícil de ocorrer na prática, a não ser que se trate de encostas relativamente abruptas e estratos de pequeno mergulho, o valor do mergulho deve ser tomado à direita.

Usar bussola como nível de mão, fazendo sempre visadas com a bolha do nível cilíndrico bem centrada.

Computar como unidade de visada um valor igual à altura dos olhos do observador multiplicado pelo seno do mergulho dos estratos;

A espessura é igual a soma das espessuras parciais e

Fazer freqüentes verificações na atitude local das camadas.

### Determinação de Mergulhos Proporcionais

Em seções nas quais haja necessidade da escala vertical ser exagerada em relação à escala horizontal, deve-se utilizar o transferidor de mergulhos proporcionais (Figura 105).

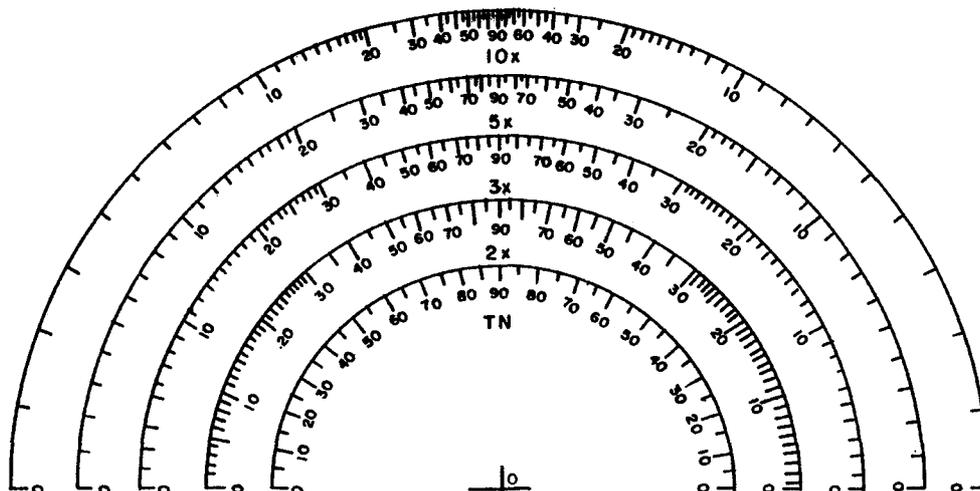


Figura 105 Ábaco de mergulhos proporcionais (Rosa et al 1968)

Para tanto, deve-se traçar uma linha reta cuja origem é o centro do transferidor (o) e que passando pelo TN (mergulho verdadeiro) alcance o valor do exagero adotado (2x, 3x, etc.), onde então estará indicado o novo valor do mergulho.

### Diagramas para Cálculo de Espessuras e Profundidade

Os diagramas (Figuras 106 e 107) aqui indicados estão voltados a fornecer de maneira expedita os valores de espessuras e profundidades de camadas quando a extensão do afloramento é medida ao longo da direção do mergulho em terreno horizontal.

LARGURA DO  
AFLORAMENTO  
(m)

ESPESSURA  
(m)

MERGULHO

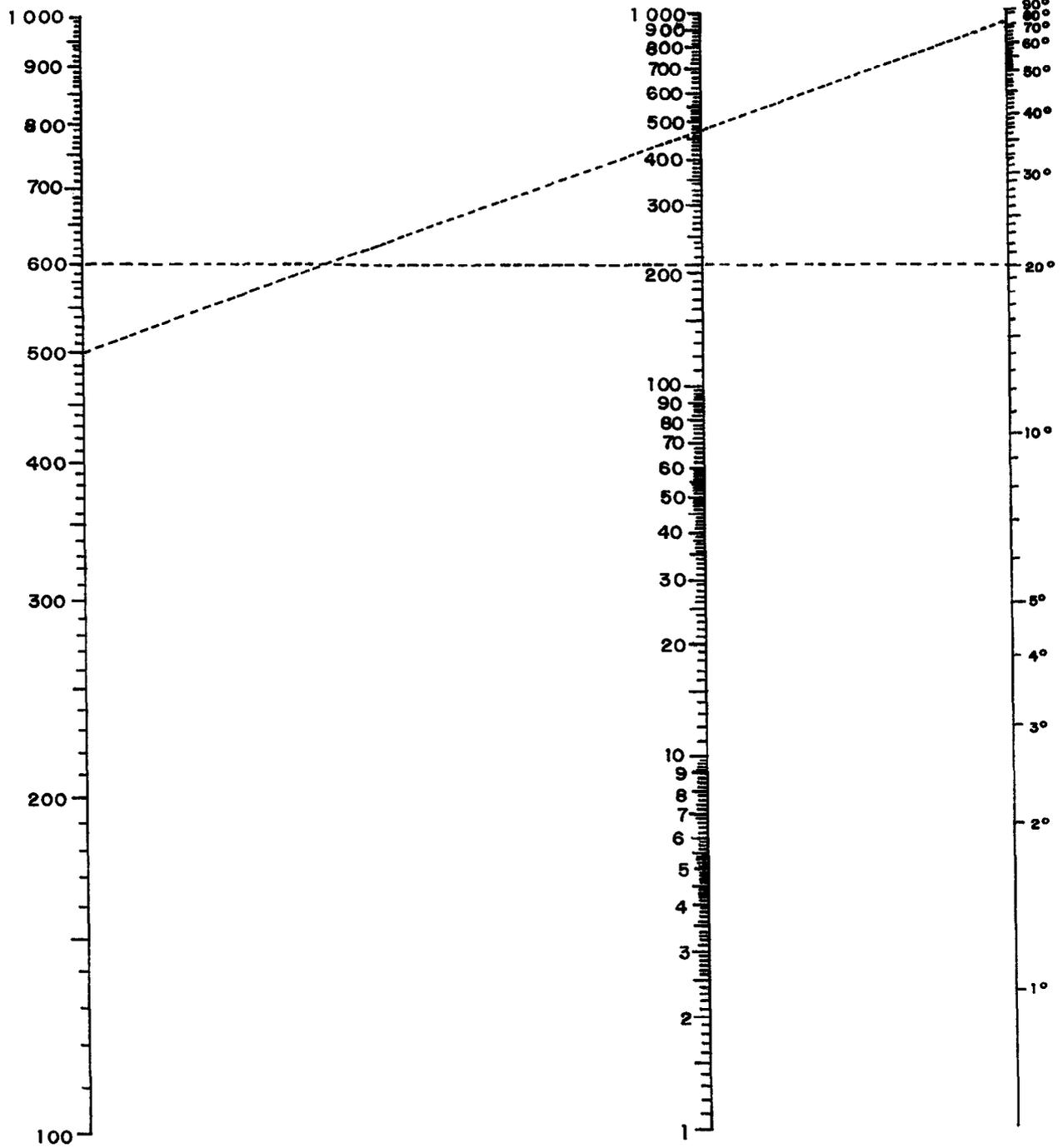


Figura 106 Diagrama de alinhamento para cálculo expedito de espessura (Rosa et al 1968)

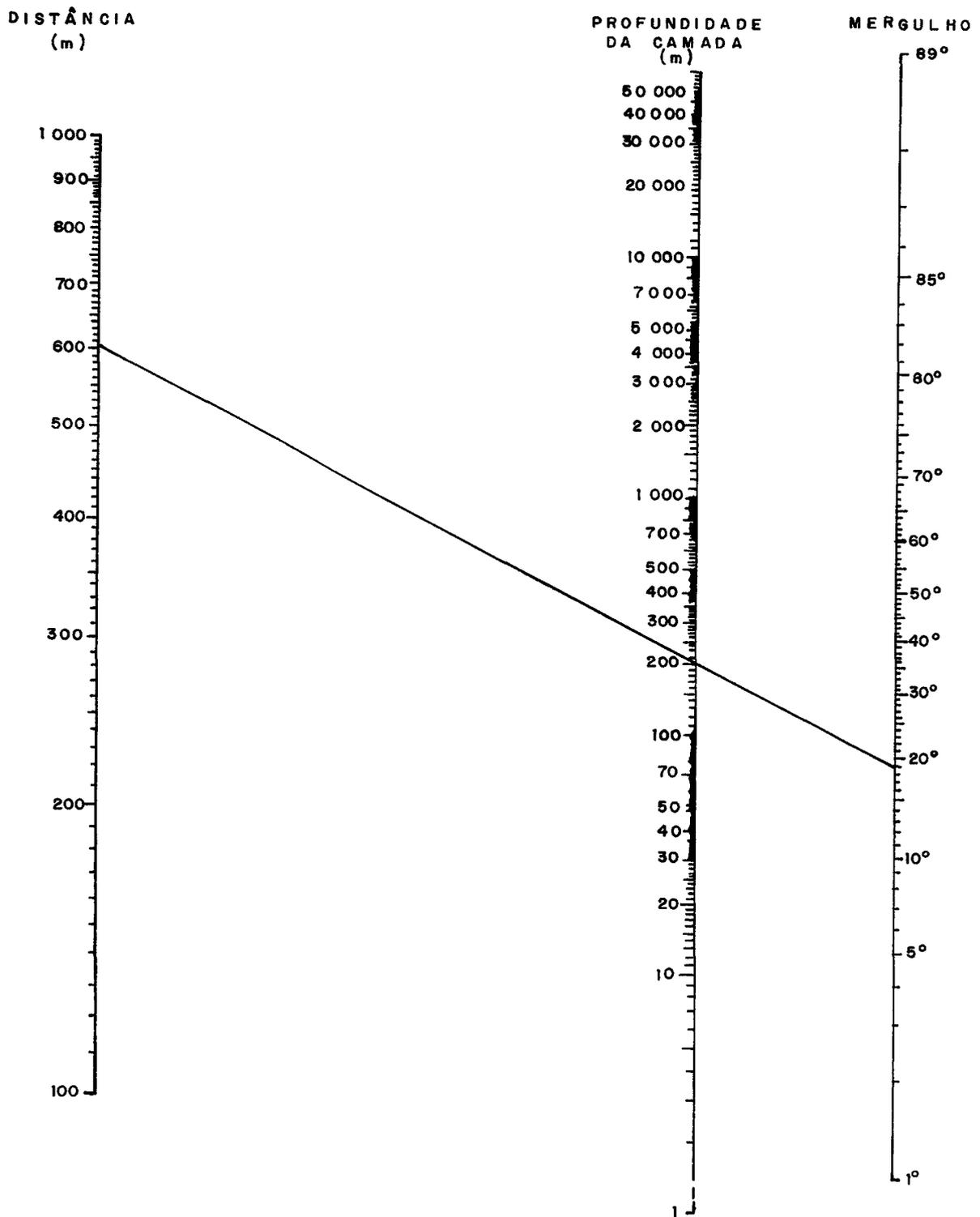


Figura 107 Diagrama de alinhamento para cálculo de profundidade de horizonte estratigráfico (Rosa et al 1968)

São também aqui apresentadas equações que permitem o cálculo de espessuras de estratos inclinados em três situações todas porém tendo sido a largura da camada obtida perpendicularmente a sua direção (Figura 108)

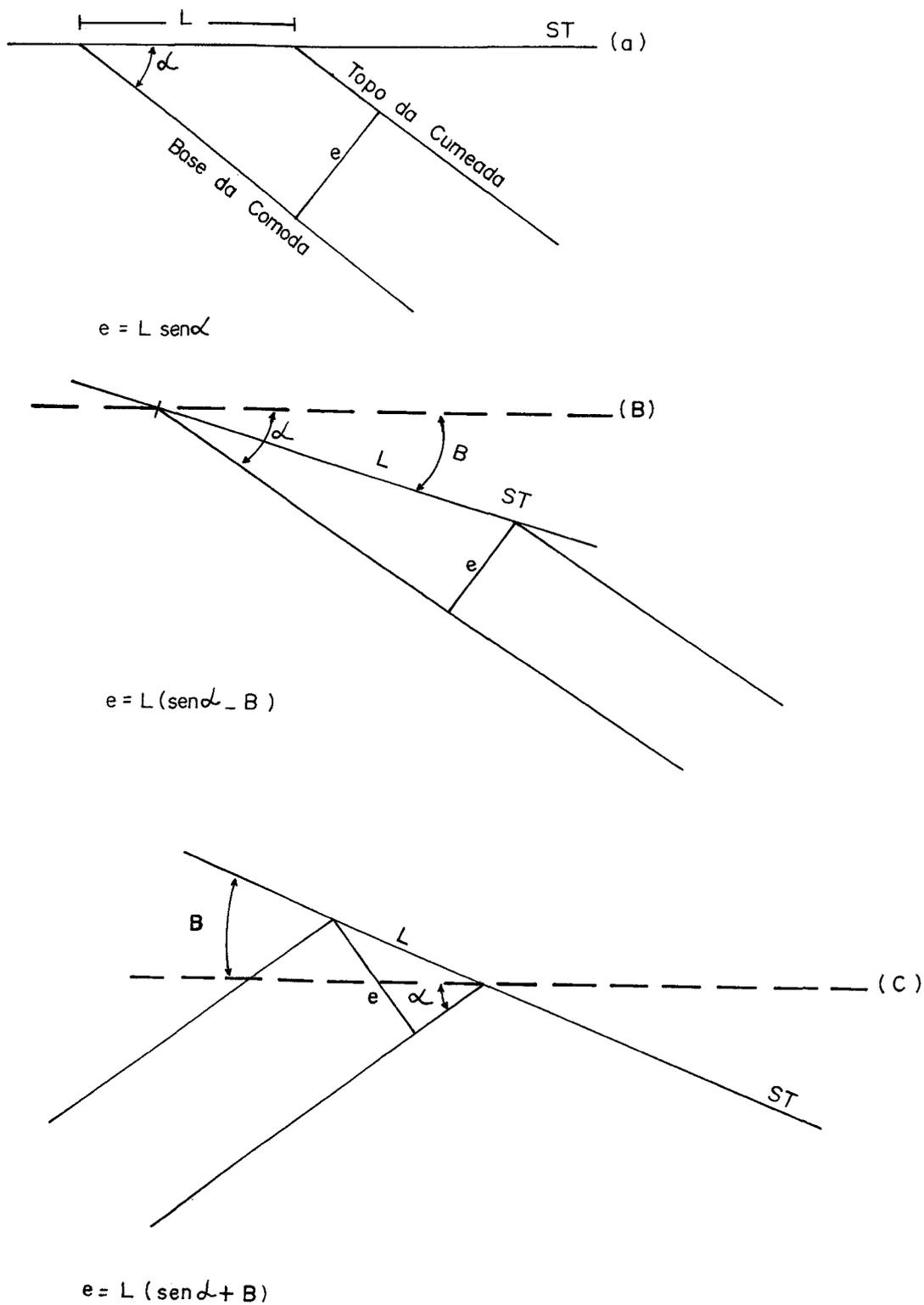


Figura 108 Cálculo da espessura de estratos inclinados A superfície do terreno é horizontal (a);

- A superfície do terreno é horizontal (a)
- O mergulho da camada e a declividade do terreno têm o mesmo sentido (b) e
- O mergulho da camada e a declividade do terreno mostram sentidos opostos (c)

As convenções adotadas são

ST superfície do terreno

$\alpha$  mergulho da camada

e espessura da camada

l largura de afloramento e

$\beta$  declividade do terreno

### Características Observáveis em Sequências Transgressivas e Regressivas

Os conceitos de transgressões e regressões marinhas são extremamente importantes já que inúmeros sedimentos antigos representam ambientes de deposição junto à costa

As transgressões e regressões em sedimentos antigos envolvem

- intervalo de tempo decorrido
- quantidade de material fornecido
- quantidade de material dispersado
- proporção de material depositado levando-se em conta as mudanças do nível do mar ou movimentos tectônicos; e
- causa da migração da linha de praia

O termo *onlap* ou **transgressões por superposição** é utilizado para uma sequência transgressiva ou retrogradacional enquanto *offlap* ou **regressão por superposição** para uma sequência regressiva ou progradacional uma vez que são as posições dos leitos mais recentes em relação aos leitos mais antigos ou parcialmente subjacentes que prevalecem na interpretação destas sequências

O termo transgressão é utilizado para o progresso de migração da linha de praia em direção ao continente. A regressão é o oposto ou seja a migração ou recuo da linha de praia em direção ao mar

Ao ocorrer uma elevação do nível do mar as areias litorâneas migram juntamente com o mar em direção ao continente. Os sedimentos de plataforma passam a depositar-se sobre as areias litorâneas e estas por sobre os pelitos que anteriormente depositavam-se nas regiões mais distantes e portanto mais profundas. Resulta daí uma sequência vertical granodecrescente (Figura 109). Na regressão a linha de praia acompanha o recuo do mar passando as areias e os seixos a depositarem-se sobre os sedimentos da plataforma e estes por sobre os pelitos resultando em uma sequência granocrescente (Figura 110)

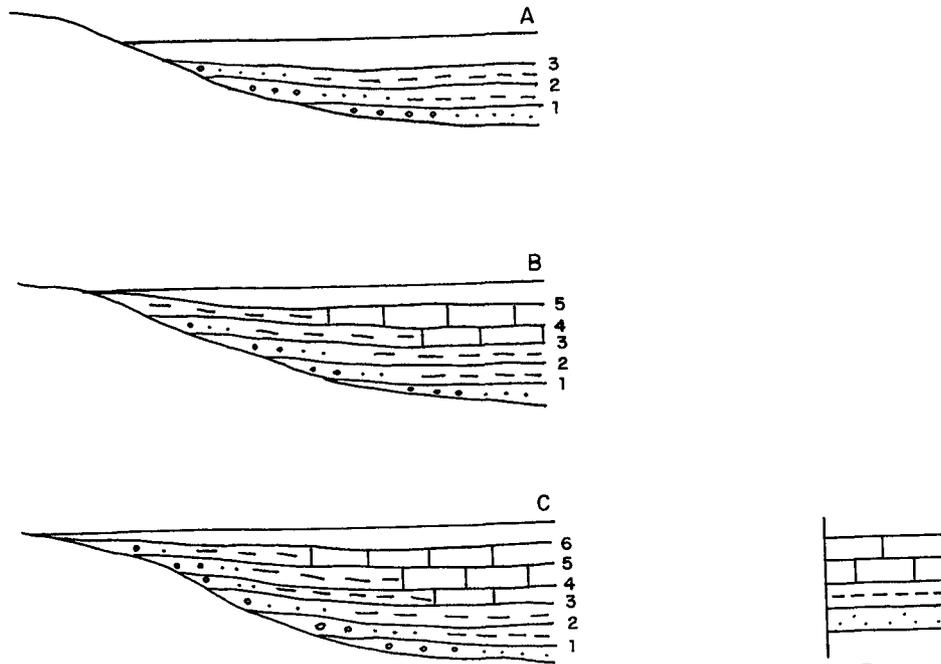


Figura 109 Estágios de uma transgressão e a seqüência granodecrescente resultante (Popp 1987)

**SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS**

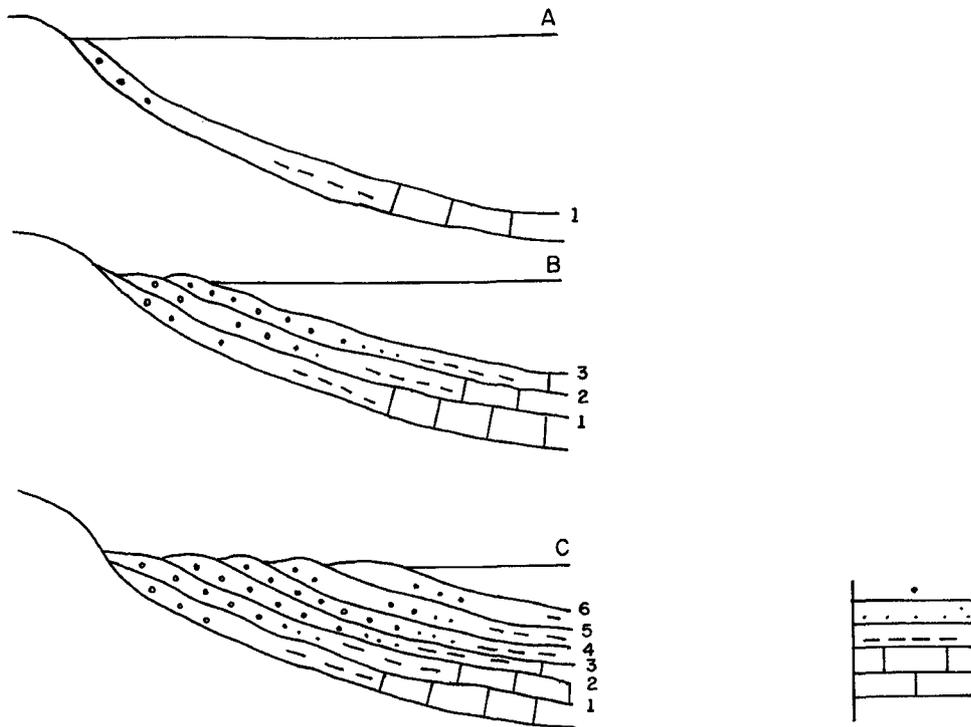


Figura 110 Estágios de uma transgressão e a seqüência granocrescente resultante (Popp 1987)

## Crítérios para Determinação de Topo e Base de Camadas

Inúmeros são os crítérios que podem ser utilizados para a correta identificação do topo e base de camadas. Este sequito de características pode ser abordado sob dois aspectos

### CRITÉRIOS FÍSICOS

#### - Traçado (*tracing*) de camadas ou reconhecimento de uma seqncia normal conhecida

O topo e a base de camadas verticais ou fortemente inclinadas podem ser determinados pelo traçado (*tracing*) ou correlao com a seqncia normal (topo para cima) (A) na área onde estes estratos estão dobrados, ainda que suavemente (como em B) ou sem deformao (como em A) (Figura 111)

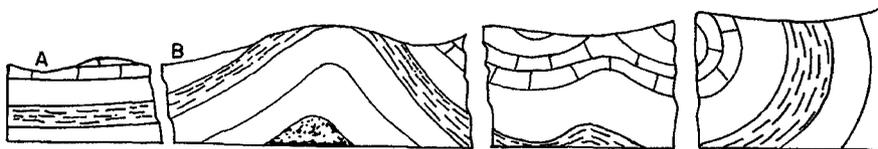


Figura 111 Traçado de Camadas

#### - Escorregamento (*scouring*) ou Acanalamento (*channeling*)

Escorregamento ou acanalamento de estratos com subsequente preenchimento dos canais truncaro os estratos subjacentes. Os lados côncavos dos canais apontarão geralmente para cima. As bordas das camadas truncadas pela erosão (discordância) estão em direo ao topo original (Figura 112)

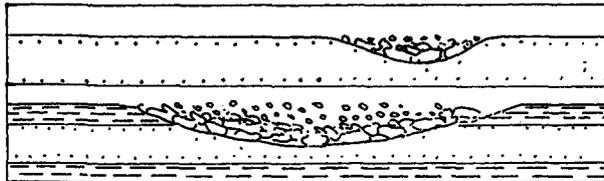


Figura 112 Escorregamento

#### - Conglomerados

Conglomerados basais e intraformacionais podem conter seixos e matacões que podem ser reconhecidos como derivados das camadas da base (Figura 113)

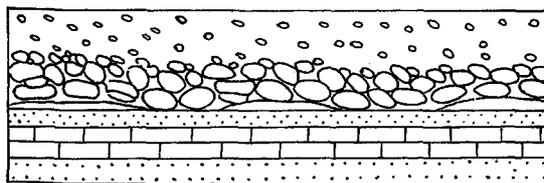


Figura 113 Conglomerados

#### - Superfícies de Soluo

Superfícies irregulares de soluço podem formar-se ao longo do topo de camadas de calcário ou outras rochas mais soluveis (Figura 114)

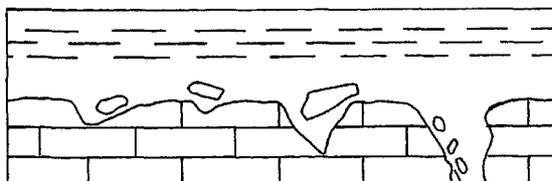


Figura 114 Superfícies de Soluo

### - Acamamento Gradado

Em sedimentos com acamamento gradado a textura gradará de grossa na base a fina no topo. Isto frequentemente não é verdadeiro em depósitos acamados por corrente. O acamamento gradado pode estar presente sob várias condições de corrente inclusive correntes de turbidez. Portanto é preciso ter em mente que sob estas condições uma gradação textural pode ser de grossa para fina do mesmo modo que de fina a grossa. Segundo definição original de Bailey "acamamento gradado" seria restrito à gradação textural que é produto de deposição por água comparativamente ainda profunda ao contrário do "acamamento de corrente" que é produzido por re-selecionamento e redistribuição de material (Figura 115)

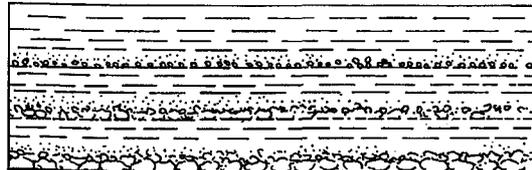


Figura 115 Acamamento Gradado

### - Estratificação Cruzada

Na estratificação cruzada uma série de leitos ou lâminas são truncados por leitos sobrejacentes, mas fora deste contato as camadas estendem-se ao longo de uma curva côncava para um contato conformável com os leitos subjacentes. O lado côncavo da estratificação cruzada geralmente aponta em direção ao topo original. Lâminas cruzadas individuais podem mostrar uma gradação textural de grossa a fina em direção à base (Figura 116)

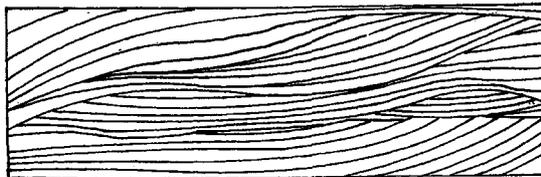


Figura 116 Estratificação Cruzada

### - Gretas de Contração (Gretas de Ressecamento)

Gretas de contração geralmente têm sua largura diminuída em direção à base e podem estar preenchidas por material das camadas sobrejacentes (Figura 117)

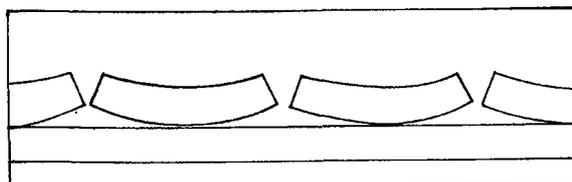


Figura 117 Gretas de Contração

### - Marcas de Onda

Em marcas de onda simétricas as cristas (topos) são mais agudas que os cavados. Ocasionalmente cristas menores podem ocorrer nos cavados (Figura 118)

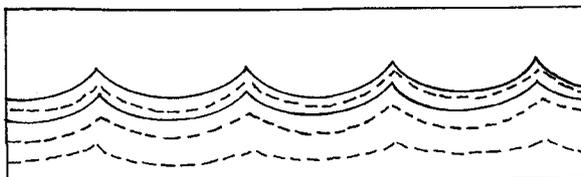


Figura 118 Marcas de Onda

### - Marcas de Sola (Sole Marks)

São pequenas penetrações ondulares ou linguóides de material clástico mais grosseiro de cima em material clástico mais fino de base ao longo de pequenas irregularidades de um plano de acamamento. Algumas destas marcas são explicadas pela deformação ou fluxo de sedimentos inconsolidados (dilatados ou saturados de água) devido a deslizamento gravitacional segundo uma inclinação primária de um plano de acamamento possivelmente provocada (*triggered*) por terremotos. Estas características tendem a desenvolver-se ao longo de um contato de areia (atualmente arenito) em cima de uma argila (agora folhelho ou argilito) mas raramente (ou nunca) formado no contato de argila sobre areia (Figura 119)

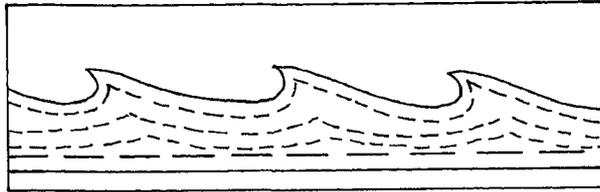


Figura 119 Marcas de Sola

### - Clivagem de Fratura

Na seção normal de rochas dobradas a clivagem de fratura é geralmente mais inclinada que o acamamento (a) mas quando as camadas estão invertidas ocorre o inverso (Figura 120)

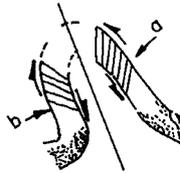


Figura 120 Clivagem de Fratura

### - Clivagem de Fratura Curva

Pode ser observada em camadas deformadas onde leitões individuais têm uma perceptível gradação de textura desde grossa na base a fina no topo (acamamento gradado). No lado com textura grossa (base) o ângulo entre a fratura e o acamamento será mais largo ou menos obtuso que o do lado de textura mais fina (topo ou face da camada). O lado convexo da curvatura da clivagem de fratura aponta para o topo da camada (Figura 121)

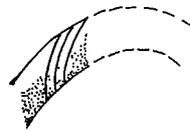


Figura 121 Clivagem de Fratura Curva

### - Depressões de Seixos

Quando a matriz circunda um eixo soterrado somente de um lado este lado é a base original da camada (a). Depressões aparentes de sedimentos laminados acima e abaixo de um seixo soterrado podem ser produto de compactação ou compressão subsequente de sedimentos (b) (Figura 122)

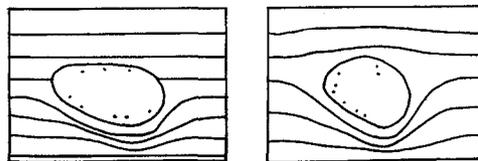


Figura 122 Depressões de Seixos

### - Corrente de Lava

Os topos das correntes de lava intercamadas são geralmente mais vesiculares. Em lavas que contêm ramificações a direção destas é para o fundo e a junção dos ramos fica em direção do topo da corrente de lava. Um metamorfismo de contato mais ou menos perceptível (solo calcinado vermelho tijolo) pode estar presente nas rochas subjacentes a uma corrente de lava, mas sem metamorfismo um contato deposicional marcará o topo da corrente de lava (Figura 123)

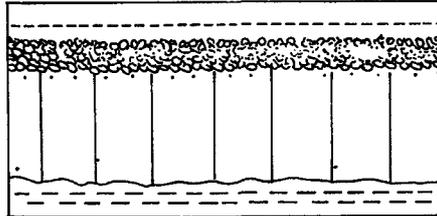


Figura 123 Correntes de Lava

### - Cristas de Sulcos

As cristas ou topos de sulcos nas superfícies de lava são geralmente mais polidas e de um modo geral mais curvas que os espaços entre os sulcos (Figura 124)



Figura 124 Cristas de Sulcos

### - *Pillow* Lavas

As características seguintes indicam topo do fluxo em *pillow* lavas (lavas em almofada) (Figura 125)

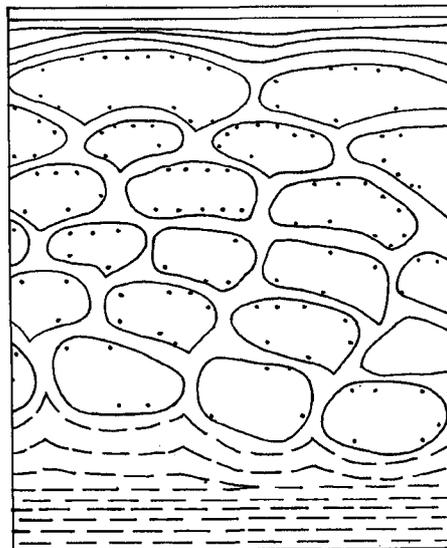


Figura 125 *Pillow* Lavas

- As superfícies superiores das almofadas são moderadas ou suave convexas e relativamente polidas
- As bases das almofadas comumente têm os cuspides apontando para baixo entre os espaços das almofadas subjacentes
- As almofadas geralmente são mais vesiculares no topo que na base

- d) Pode ocorrer disjunção colunar de pequena escala mais ou menos bem desenvolvida na periferia superior das almofadas. A disjunção colunar é mal desenvolvida ou inteiramente ausente na base das almofadas.
- e) Lavas em almofadas extravasadas sobre sedimentos inconsolidados amarrutam e enrugam nos e podem ter bastante calor para calcinar estes sedimentos contorcidos e
- f) O topo da lava em almofada geralmente não mostra efeitos térmicos nos sedimentos sobrejacentes. A superfície almofadada do fluxo é gradualmente obliterada ou nivelada por sedimentos posteriormente depositados, os quais tendem a preencher mais rapidamente a área deprimida.

## CRITÉRIOS PALEONTOLÓGICOS

### - Briozoários

Conchas de organismos invertebrados e outros objetos sólidos que jazem com seus eixos maiores no plano de estratificação podem estar encrustados por briozoários no lado superior (Figura 126)



Figura 126 Briozoários

### - Braquiópodes

Braquiópodes craniformes ocorrem cimentados em outras conchas ou no substrato com suas valvas cônicas convexas apontando para cima (Figura 127)



Figura 127 Braquiópodes

### - Pelecípodas (Figura 128)

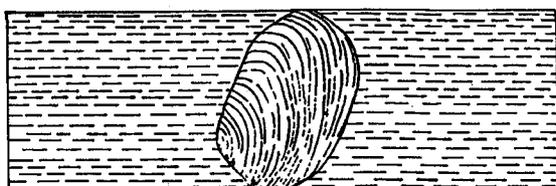


Figura 128 a Pelecípodas



Figura 128 b Pelecípodas aberrantes rudistas ou pseudo rudistas

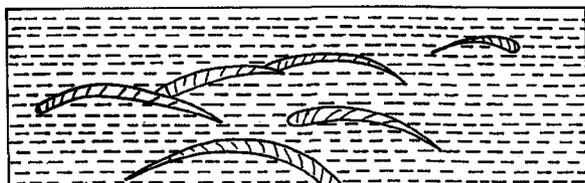


Figura 128 c Valvas abertas desliçadas ou espalhadas de pelecípodas conexas

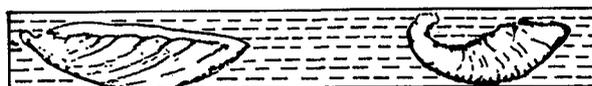


Figura 128 d Pelecípodas de valvas desiguais

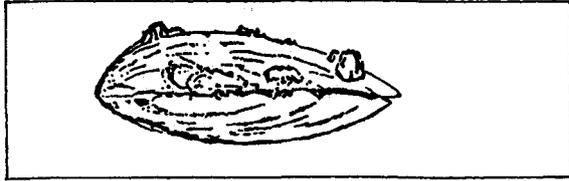


Figura 128 e Conchas

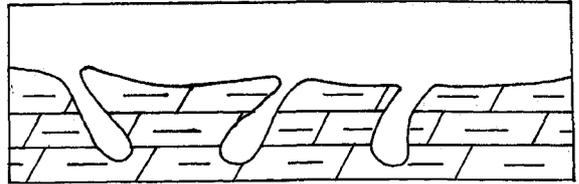


Figura 128 f Cavidades

- a) Conchas de *Schizothaerus* (Terciário) e *Pholadoruya* (Mesozóico) são não raro encontradas em sua posição original de soterramento (após a morte) com sua ponta posterior (em forma de sifão) apontando para cima
- b) Pelecípodas aberrantes rudistas ou pseudo rudistas são ocasionalmente encontrados em sua posição ereta original com a valva livre para o topo
- c) Valvas abertas deslocadas ou espalhadas de pelecípodas convexas são geralmente trazidas para repouso pela ação de ondas ou por correntes com sua parte convexa para cima. Exceções a estas regras não são raras. Observações baseadas numa única ou em poucas conchas não são 100% seguras
- d) Pelecípodas de valvas desiguais quando soterrados vivos têm sua valva mais convexa apontando para a base
- e) Conchas de organismos marinhos ou outros objetos sólidos no substrato podem estar encrustados sobre sua superfície livre superior com formas cimentadas tais como: ostras, cracas ou outros organismos sésseis; e
- f) Cavidades num substrato sólido produzidas por organismos escavadores geralmente têm abertura em direção ao topo

### - Gastrópodes

Em vermes e outros gastrópodes vermiformes o tubo alimentar final (bem como marcas dos estágios iniciais) geralmente aponta para o topo durante a vida do animal (Figura 129)



Figura 129 Gastrópodes

### - Corais

Corais solitários cimentados ao substrato estão normalmente orientados com o seu terminal estreito para baixo, alargando-se (e ramificando-se) para cima (Figura 130)

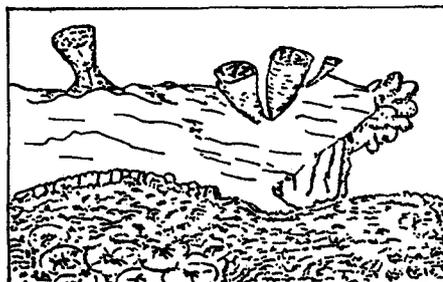


Figura 130 Corais: Corais Solitários

### - Colônias de Corais

Podem ser preservadas em sua posição original com seus cálices apontando para cima. Ao longo das bordas de recifes de corais grandes colônias individuais e séries de colônias podem aderir às laterais ou mesmo ao fundo de uma borda empurrada e têm seus cálices apontados para baixo. Colônias de corais (e algas calcárias) com formas de "biscoito" ou "bolo de passa" normalmente crescem e são soterradas com seu lado convexo para cima (Figura 131)

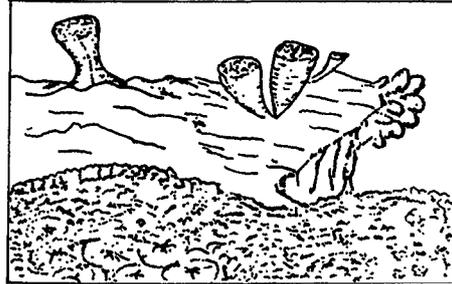


Figura 131 Colônias de Corais

### - Pistas de vermes

Rastros de vermes e pistas de organismos problemáticos geralmente deixam estrias na face da camada. Os vermes que cavam próximo da superfície do substrato deixarão sulcos achatados salientes com uma pista pobremente perceptível no meio presumivelmente devido à escavação do tunel do verme após o organismo ter passado através do tunel (Figura 132)

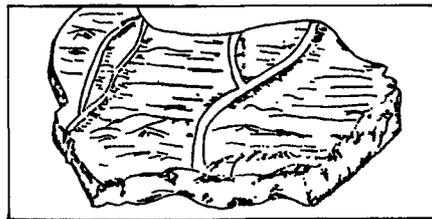


Figura 132 Pistas de Vermes

### - Equinóides

Ouriços do mar quando encontrados em grandes numeros estão comumente orientados com o lado ventral (oral) achatado para baixo e o lado convexo dorsal para cima (Figura 133)



Figuras 133 Equinóides

## Rochas Metamórficas

Tipo de contato

Tipo de metamorfismo

Aspectos estruturais clivagem de fratura foliação xistosidade bandamento crenulação lineação etc

Atitudes das estruturas procurando sempre identificar as superfícies e definir sua cronologia ( $S_1$   $S_2$   $S_n$ )

Convém medir o maior numero possível de planos das superfícies "S" observadas visando a definir padrões de dobramentos de esforços polaridade tectônica e as fases de dobramento ( $F_1$   $F_2$   $F_n$ )

Textura e estruturas residuais

## Feições Mesoscópicas de Terrenos Gnáissicos

Aqui são abordados alguns aspectos voltados ao desenvolvimento de tramas em terrenos gnáissicos e que dizem respeito essencialmente a observações que podem ser visualizadas a nível de afloramento tomando-se como base Passchier, Myers e Kroner (1993)

### Fluxo Coaxial e Não Coaxial

As rochas em grau metamórfico médio a alto (fácies anfíbolito e granulito) deformam-se sobretudo de maneira dúctil, mudando de forma sem o desenvolvimento de fraturas macroscópicas discretas nítidas, sendo que em escala de afloramento a deformação pode ser descrita por fluxo contínuo, tal como um líquido (Figura 134)

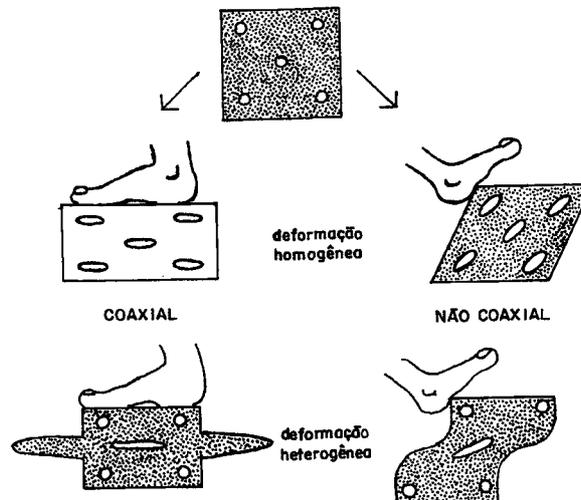


Figura 134 Como um volume de rocha se deforma sob condições metamórficas de alto grau

### Bandamento

É uma expressão bidimensional do acamamento que em gnáisses pode ser uma estrutura primária de origem sedimentar ou ígnea. Quando secundária, é originada por intensa deformação ou por diferenciação metamórfica no estado sólido.

### Dobras Isoclinais em Zonas de Cisalhamento

A presença de irregularidades em um plano de foliação paralelo ao plano de fluxo de cisalhamento simples resulta na formação de dobras em bainha com formato tabular (Figura 135), enquanto um componente de encurtamento oblíquo à direção de cisalhamento é responsável pela formação de dobras flambadas na foliação que podem estirar-se para se transformar em dobras oblíquas isoclinais (Figura 135). Vistas de perfil, ambas as dobras parecem do tipo similar (Passchier, Myers e Kroner, op. cit.).

### Estruturas Sedimentares Aparentes

O acamamento em gnáisses que pode ser desenvolvido por deformação de um conjunto de unidades metassedimentares ou ígneas pode ser confundido com uma estratificação, sendo que a observação de falsas estratificações cruzadas pode ser visualizada quando:

Zonas de cisalhamento cortam um acamamento já existente (Figura 136)

Uma lente tectônica de baixo *Strain* preserva um acamamento anterior em uma grande zona de cisalhamento (Figura 136) e

Uma estrutura de rampa está presente em uma zona de cisalhamento de empurrão (Figura 136)

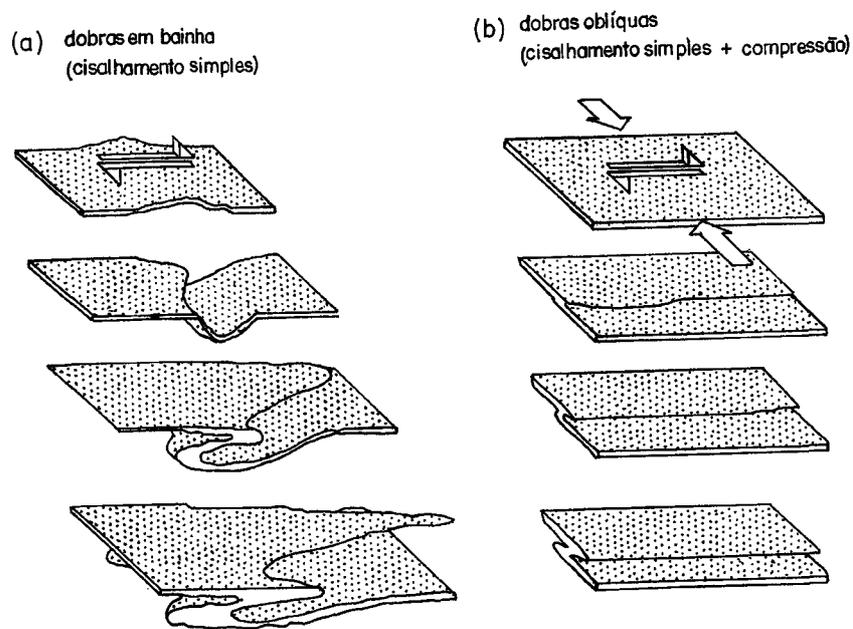


Figura 135 Desenvolvimento de dobras isoclinais em zonas de cisalhamento

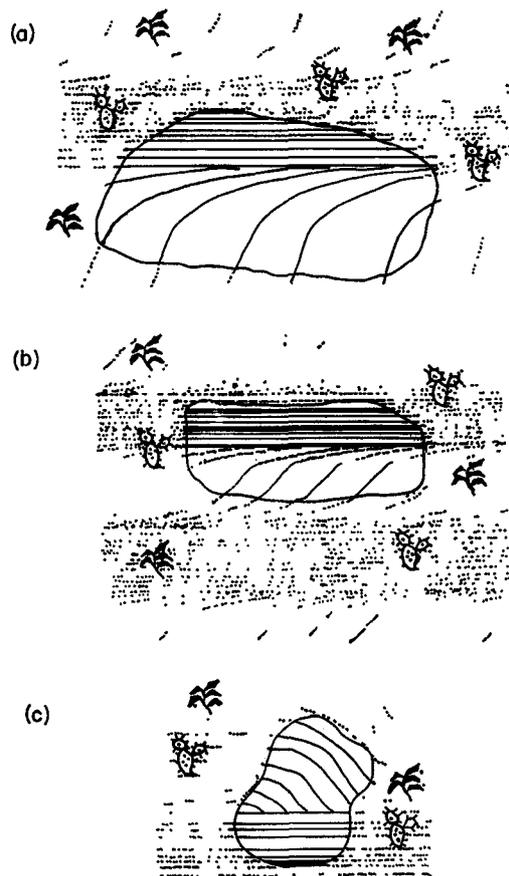


Figura 136 Esboço mostrando estratificação cruzada falsa onde depósitos mais jovens encobrem porções cruciais de estruturas de deformação complexa

Em muitos gnaisses podem ser observadas estruturas que lembram a estratificação gradacional de rochas sedimentares as quais no entanto podem ser originadas

Como em um gradiente de *Strain* normal para o acamamento em um gnaisse fortemente deformado

Como em um gradiente primário em granulometria na intrusão em forma de camada e

Como um efeito de borda entre camadas adjacentes de composição ou granulometria diferente

Em terrenos de alto grau mesmo que a origem seja comprovadamente sedimentar especial cuidado deve ser adotado quando da interpretação das estruturas sedimentares reliquias. Assim estruturas que lembram conglomerados podem ser resultantes de boudinagem ou fragmentação intensa do acamamento em zonas de cisalhamento

Em rochas pelíticas o metamorfismo ao atuar nas estruturas gradacionais primárias pouco deformadas pode levar a uma gradação reversa como observado na Figura 137 sendo que em (a) a estrutura original é recoberta por porfiroblastos ricos em Al que crescem para tamanhos máximos no topo pelítico, rico em Al dos estratos. Em (b) a deformação subsequente (c) pode preservar a seqüência invertida porém mascarando a origem porfiroblástica dos silicatos aluminosos

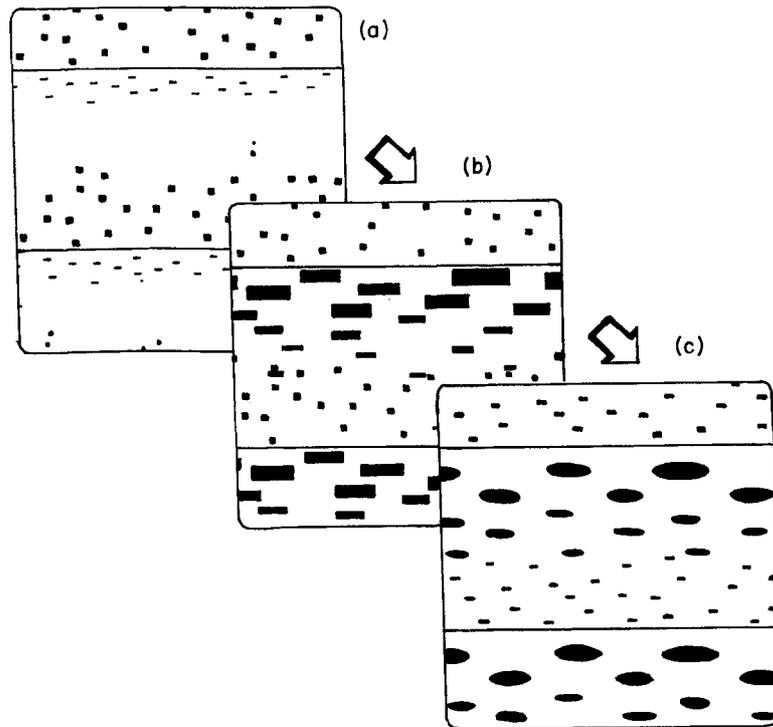


Figura 137 Uma seqüência possível mostrando a reversão de estratificação gradacional sedimentar com granulometria decrescente ascendente para acamamento gradacional com granulometria crescente ascendente durante o metamorfismo

#### • Zonas de Cisalhamento

Em gnaisses estreitas zonas de cisalhamento podem ser reconhecidas ao apresentarem um gradiente de *Strain* com forte deformação no centro da zona que grada para uma encaixante pouco ou não deformada

Além do alto *Strain* os seguintes elementos de trama são característicos de zonas de cisalhamento (Passchier Myers e Kroner op cit)

Acamamento extraordinariamente regular de espessura constante

Uma trama de forma linear no plano do acamamento

Presença de dobras sem raiz ou isoclinais no acamamento com eixos de dobra subparalelos à lineação e

Presença de elementos de trama com simetria de forma monoclinica constante

Especial atenção deve ser adotada no estudo dos afloramentos já que à primeira vista uma seqüência submetida à deformação pode ser erroneamente considerada não deformada como observado na Figura 138. O bloco diagrama (a) representa uma encaixante intrudida por diques básicos ambos não deformados. Já no bloco

(b) os diques básicos mostram-se achatados, dobrados e a encaixante fortemente deformada. Tal situação somente poderá ser visualizada se a observação no campo for efetuada em superfícies normais (perpendiculares) à lineação (face frontal) revelando, neste caso, a presença de dobras isoclinais nos diques.

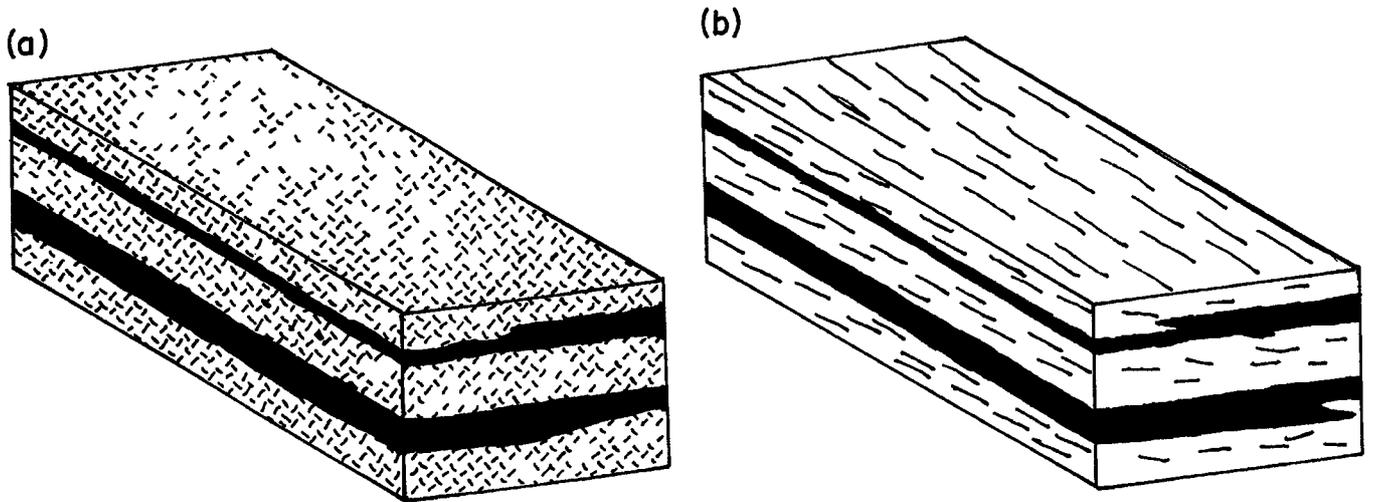


Figura 138 Encaixante intrudida por finos diques de diabásio

Na Figura 139 estão representados de maneira esquemática os elementos de trama mais frequentes e que podem ser distinguidos em zonas de cisalhamento nas observações de campo.

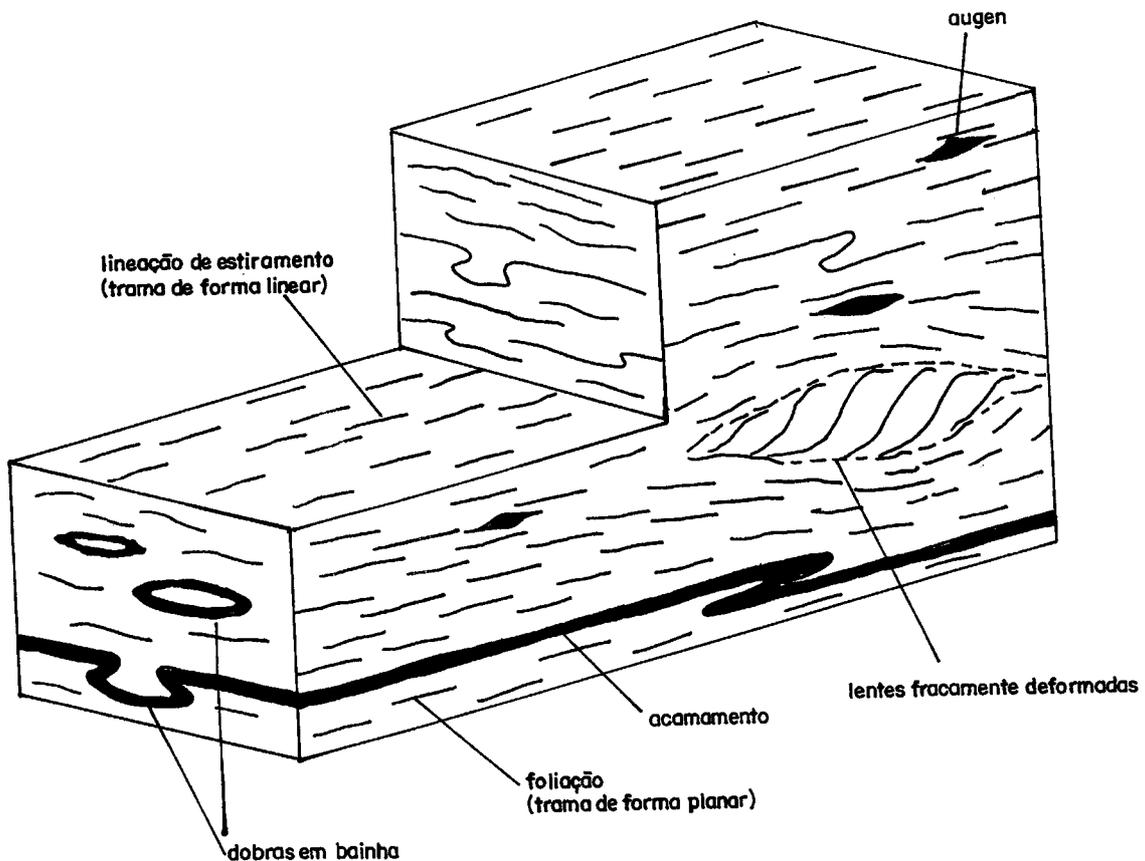


Figura 139 Representação esquemática de elementos de trama comumente desenvolvidos que podem ser distinguidos em zonas de cisalhamento no campo

Na tabela 18 estão indicados os nomes de campos para rochas associadas a falhamentos

**TABELA 18**  
**NOMES DE CAMPOS PARA ROCHAS ASSOCIADAS A FALHAS**

FÁBRICA NÃO-VISÍVEL		FÁBRICA DIRECIONAL VISÍVEL	
Vítreo semelhante a vidro vulcânico ou vidro desvitrificado		Pseudotaquilito	
Incoeso Fragmentos visíveis em porcentagem: < 30% Farinha > 30% Brecha		Brecha e Farinha de Falha	
		Farinha de Falha	Farinha de Falha Milonítica
		Brecha de Falha	Brecha de Falha Milonítica
Não Vítreo Coesivo		Brecha de Falha	
P R O P O R Ç Ã O  D E  F R A G M E N T O S  V I S Í V E I S	Matriz fina + fragmentos	Fragmentos dimensões > 5 mm	Brecha de Falha
	90 100%	1 mm 5 mm (fina)	Brecha de Falha Milonítica
		< 1 mm (micro)	Brecha de Falha Fina
			Brecha de Falha Milonítica Fina
	50 90%		Microbrecha de Falha
			Microbrecha de Falha Milonítica
	10 50%		Cataclasito
			Cataclasito Protocataclasito
	< 10%		Milonito
			Milonito Protomilonito
	Novos grãos da matriz visíveis	Ultracataclasito	Ultramilonito
		Xisto milonítico de gnaisse	

### Feições Mesoscópicas de Terrenos Migmatíticos

Levando se em consideração apenas as descrições que devem ser efetuadas nos trabalhos de campo estão aqui sugeridas:

- Migmatito é uma rocha composta mesoscopicamente de duas ou mais porções petrograficamente distintas sendo uma a rocha original em um estágio mais ou menos metamórfico e a outra de aspecto geralmente pegmatítico aplítico e granítico ou de uma maneira geral plutônica (Mehnert op cit) Deste modo tem que existir uma rocha mãe (paleossoma) que corresponde a uma rocha metamórfica e

outra com aspecto ígneo que seria o neossoma (mobilizado). Tais feições seriam distintas e perfeitamente identificáveis mesoscopicamente no afloramento. Segundo esta conceituação para as estruturas descritas por Mehnert (op. cit.) como **nebulítica**, **schlieren** e **oftalmítica** não existe uma distinção perfeita entre paleossoma e neossoma por conseguinte não podem ser chamadas de *migmatito*.

É muito comum encontrar-se na literatura citação sobre migmatitos com estrutura agmatítica ou *schollen* bem semelhantes aos descritos por Mehnert (op. cit.) sendo que a rocha mãe (paleossoma) não apresenta aspecto metamórfico mostrando isto sim um aspecto plutônico. Nesta situação a rocha não deve ser chamada de *migmatito*.

O paleossoma que necessariamente tem que ser metamórfico deve ser descrito normalmente evidenciando suas características litológicas e estruturais e suas relações de contato com o neossoma (**importante**). Neste caso merece ser ressaltado se o mesmo é discordante ou concordante com a foliação do paleossoma.

Idêntico procedimento deve ser adotado para com o neossoma no que tange a sua granulação, cor, composição mineralógica, relações de contato com o paleossoma e feições estruturais como cataclase, clivagem, juntas, dobras, etc.

Após tais procedimentos é possível ao geólogo de campo classificar o migmatito como de injeção (arterito) ou então baseado em alguns critérios de campo se o mesmo pode estar relacionado à diferenciação metamórfica, anatexia ou mesmo metassomatismo. A fim de melhor ilustrar a descrição deve ser citado a que tipo de estrutura está relacionado.

Com base em uma análise expedita das estruturas descritas por Mehnert (op. cit.) pode-se chegar a algumas conclusões fundamentadas exclusivamente em análise mesoscópica, como sejam:

as estruturas **nebulítica** e **schlieren** não mostram distinção entre paleossoma e neossoma, não sendo, portanto, um migmatito e sugerem um processo de fusão parcial ou anatexia cujo produto final seria um *granito*.

a estrutura **oftalmítica** também não mostra distinção entre paleossoma e neossoma, não sendo também um migmatito. Seus megacristais poderiam ser porfiroblastos associados a metassomatismo (blastese) ou então fenocristais de origem magmática cujo conjunto foi deformado. Daí o porquê de muitas vezes estarem orientados, sendo chamados de *augen gnaisses* ou *гнаisses facoidais*.

as estruturas **agmatítica** e **schollen** evidenciam feições de fraturamento, sugerindo suas relações com a injeção de magma (arterito).

as estruturas **dicionítica** e **flebitica** evidenciam a ação de zonas de cisalhamento, sendo, portanto, necessário ao geólogo de campo extrair informações de cunho estrutural.

as estruturas **dobrada** e **ptigmática** também atestam a atuação de tectonismo, sendo que a segunda, devido às suas características próprias, deve ter tido os mobilizados primeiramente injetados e posteriormente dobrados. Por sua vez, a dobrada pode estar relacionada a processos de diferenciação metamórfica.

a estrutura **surreítica** seguramente está ligada a eventos de estiramentos, envolvendo rochas competentes e não competentes, e posicionada no espaço e no tempo com as estruturas dobradas.

a estrutura **estromática** de igual modo também tem conotações tectônicas, sendo necessário ao geólogo de campo pesquisar com minudência as relações de contato do neossoma com o paleossoma e

finalmente, a estrutura **estictolítica** pode estar relacionada a processos de injeção de mobilizados, aos quais se associam metassomatismo para a formação das "manchas".

Merece ser aqui enfatizado que as presentes sugestões não pretendem modificar a conceituação de migmatitos exaustivamente estudados no início do século por Sederholm e Holmquist e mais recentemente sintetizados por Mehnert (op. cit.) e Ashworth (1985). Visam tão somente facilitar a descrição nos trabalhos de campo com termos essencialmente descritivos, cuja linguagem será facilmente compreendida pelos profissionais envolvidos em atividades geológicas.

## Indicadores para Análise Geométrico-Cinemática de Zonas de Cisalhamento

Em gnaisses estreitas zonas de cisalhamento podem ser reconhecidas ao apresentarem um gradiente de *Strain* com forte deformação no centro da zona que grada para uma encaixante pouco ou não deformada

Além do alto *Strain* os seguintes elementos de trama são característicos de zonas de cisalhamento (Passchier Myers e Kroner op cit )

Acamamento extraordinariamente regular de espessura constante

Uma trama de forma linear no plano do acamamento

Presença de dobras sem raiz ou isoclinais no acamamento com eixos de dobra subparalelos à lineação e

Presença de elementos de trama com simetria de forma monoclínica constante

## Análise de Feições Características de Planos de Falha e Zonas de Cisalhamento

### Estrias de Falha ou Espelhos de Falha (Slikensides)

São estrias ou superfícies polidas e estriadas que em domínio rúptil ocorrem no plano ou zona de falha sendo causadas pelo atrito dos planos de deslocamento durante o falhamento. Desenvolvem-se paralelamente à direção do movimento e indicam o sentido do deslocamento ou do último deslocamento (Figuras 140 e 141)

### Ressaltos

Facetamentos dispostos ortogonalmente às estrias (Figura 140) que possuem uma geometria assimétrica (forma semelhante à das dunas) mostrando de um lado um declive suave e do outro um declive abrupto em forma de degrau

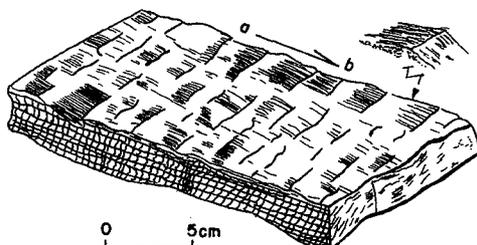


Figura 140 Ilustração mostrando as relações entre uma superfície estriada e os ressaltos em posição transversal. Notar acima um detalhe da geometria assimétrica dos ressaltos mostrando uma superfície com inclinação suave e outra abrupta. A face abrupta volta-se para a direção da movimentação do bloco oposto (indicado pela seta). A face mais suave aponta a direção da movimentação do bloco onde as estrias estão sendo observadas (segundo Loczy & Ladeira 1976)

### Indicadores

- A face mais suave do ressalto inclina-se para a direção do movimento relativo do bloco analisado. Nesse caso, o lado abrupto do ressalto aponta o sentido do movimento do bloco oposto.
- Passando-se a ponta dos dedos ao longo da superfície estriada, ela é suave ao tato se os dedos deslizarem na direção do movimento e se mostra áspera se os dedos são passados em sentido oposto; isto é, contrário ao do movimento.
- Passando-se suavemente uma lâmina de canivete na superfície polida, ela será mais suave ao canivete se este se deslocar no sentido do movimento, enquanto que no sentido inverso a lâmina deverá esbarrar em ressaltos.
- Estrias com altos valores de mergulho normalmente são indicativas de falhas normais ou reversas (ou oblíquas de alto *rake*). Estrias com baixos valores de mergulho estão associadas a falhas transcorrentes ou de cavalgamento (baixo *rake*).

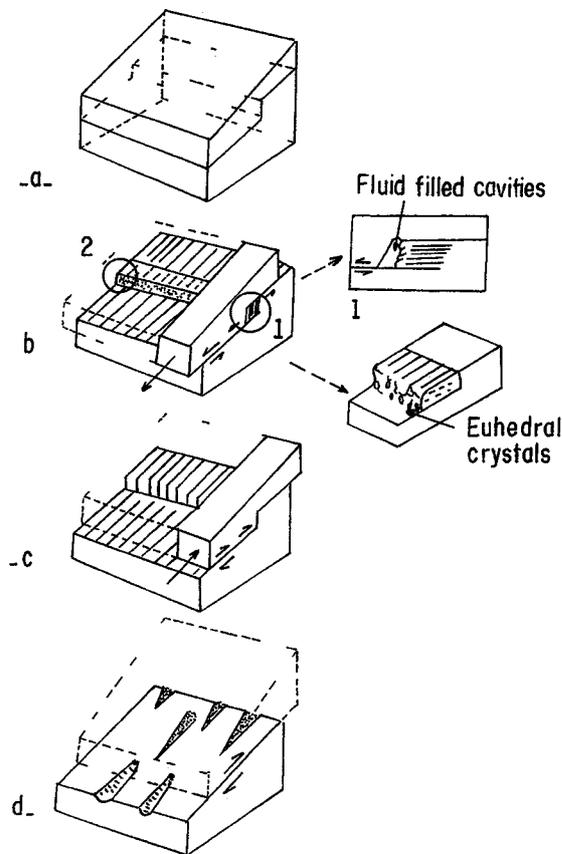


Figura 141 Estrias dando o sentido do movimento em um plano de falha: a) Desenvolvimento do plano da falha com ressaltado; b) Minerais fibrosos relacionados a uma falha normal sinistral (distensão); c) Estalolitos relacionados a uma falha reversa dextral (Mattauer 1973 apud Nicolas 1987)

- Em falhas normais os ressaltos da lapa terão sua face abrupta voltada para a parte inferior do afloramento enquanto que os da capa apontarão para a parte superior com as estrias em ambos os casos apresentando altos valores de mergulho
- Nas falhas inversas os ressaltos da capa apontarão para a parte inferior do afloramento os da lapa para a parte superior com as estrias apresentando igualmente altos valores de mergulho Nas falhas de cavalgamento o posicionamento dos ressaltos será o mesmo que nas falhas inversas mas com as estrias apresentando baixos valores de mergulho
- Nas falhas transcorrentes as estrias apresentarão mergulho próximo da horizontal e os ressaltos apontarão para a direita em falhas com movimentação sinistral e para a esquerda em falhas com movimentação dextral O mesmo raciocínio é válido para falhas oblíquas normais ou inversas

### Fraturas de Tensão (*Tension Gash*)

São planos de partição na rocha que não envolvem deslocamento e que são preenchidos característica que é uma evidência de dilatação ou distensão No campo as fraturas de tensão formam um sistema de veios cônicos paralelos e freqüentemente com disposição em échelon (escalonadas Figura 142)

Indicadores

- O deslocamento da zona de cisalhamento em geral é perpendicular ou oblíquo à direção da fratura
- Em fraturas preenchidas por fibras de crescimento (de calcita por exemplo) a orientação das fibras é paralela à do tensor extensional  $\sigma_3$

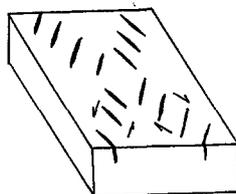
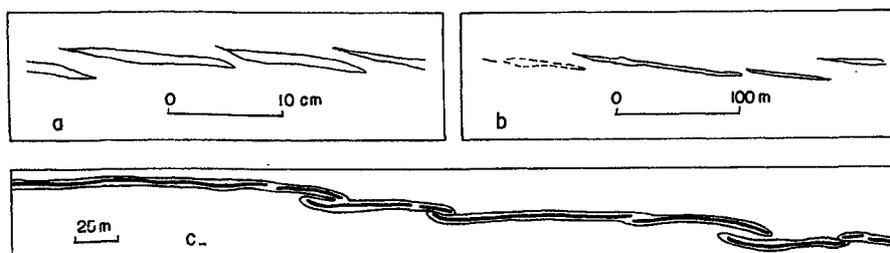


Figura 142 Sistema conjugado de lentes en échelon

- O ângulo entre as fraturas de tensão e as falhas aponta para o lado oposto ao do movimento da falha (Figura 143)



Figuras 143 Fraturas de tensão en échelon em várias escalas; a) e b) são fraturas escalonadas à esquerda e c) é escalonadas à direita; a) Velos de quartzo; b) Diques de andesito; c) Mapa da dorsal do pacífico ocidental; linha sólida zona de emissões vulcânicas (segundo Nicolas 1987)

- Se o fraturamento rúptil é acompanhado de alguma ductilidade as fissuras en échelon podem deformar-se registrando a história da deformação. O padrão observado depende sobretudo da maneira pela qual a fratura se abriu e da localização exata do cisalhamento ductil. A indicação cinemática se estabelece conforme a Figura 143
- As fraturas de tensão podem desenvolver-se nas extremidades ou ao longo de sinuosidade de falhas e zonas de cisalhamento para acomodar a movimentação relativa. Neste caso elas são indicativas de um setor da falha ou zona de cisalhamento sujeita à tensão distensiva  $\sigma$
- O estudo da dinâmica das fraturas de tensão mostra que elas se formam na direção do plano de tensão principal ou seja o plano que resulta da interação entre os eixos  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$

### Juntas Estilolíticas

São superfícies rugosas finamente cobertas por pequenos picos os estilólitos os quais são delineados por uma concentração de minerais filíticos e opacos (Figura 144). São particularmente comuns em calcários onde são formados por uma concentração de minerais residuais que seguem a solução de pressão de um determinado horizonte (Figura 145). Os picos resultam de uma variação na taxa de solução que por sua vez é dependente de uma distribuição irregular embora subordinada a impurezas insolúveis

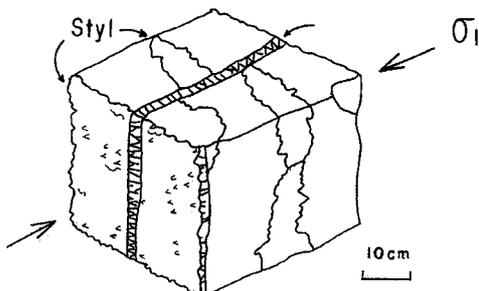


Figura 144 Juntas estilolíticas e fraturas preenchidas com calcita em um calcário mostrando o relacionamento com tensor  $\sigma$

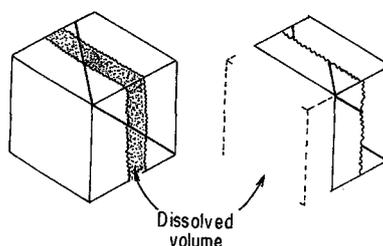


Figura 145 Formação de juntas estilolíticas pela solução seletiva (área pontilhada) Aparente deslocamento do marcador indica a quantidade de encurtamento (segundo Nicolas 1987)

#### Indicadores

- Os picos (estilolitos) desenvolvem-se paralelamente à direção de encurtamento decorrendo que as juntas estilolíticas normalmente são perpendiculares ao tensor  $\sigma_1$  com os estilolitos apontando a direção desse tensor
- Nesse caso as juntas estilolíticas são perpendiculares às fraturas de distensão e
- Quando associados a planos de falhas os estilolitos apontam a direção do deslocamento contribuindo para a formação de estrias ao longo do plano (Figura 141)

### Minerais com Inclusões Sigmoidais e em Bolas de Neve (*Snowball*)

Consistem de inclusões arranjadas em microdobras ou espirais em minerais que formam porfiroblastos em rochas metamórficas sendo os mais comuns a granada, albita, andaluzita e estauroilita. As inclusões mais comuns são de quartzo, anfibólio, mica, grafita e magnetita.

#### Indicadores

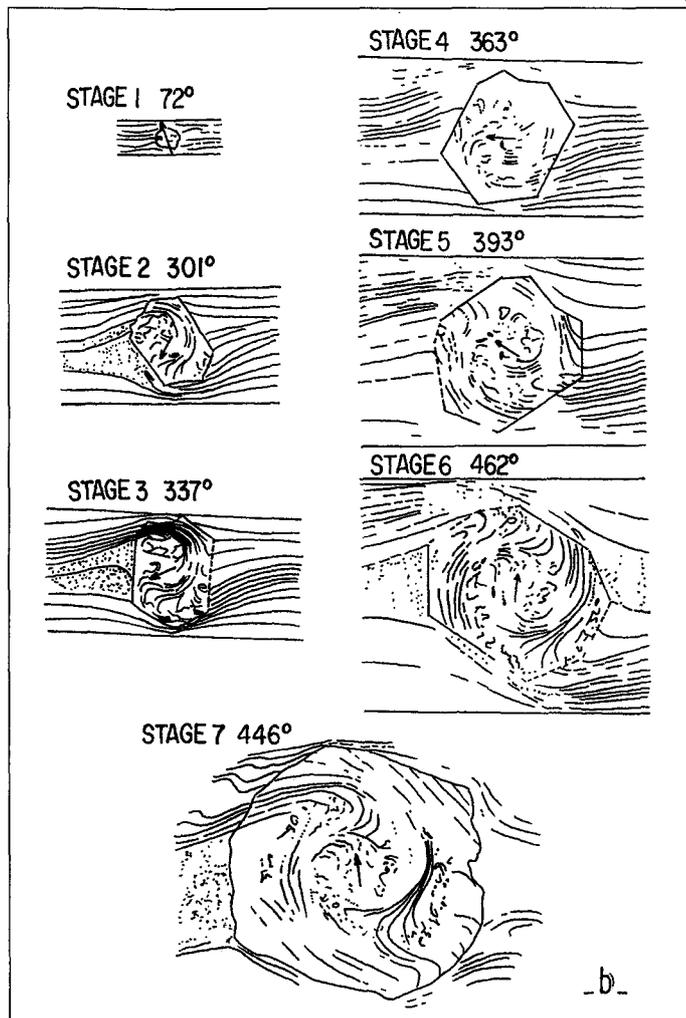
- As inclusões em bola de neve (*snowball*) ou helicíticas têm uma forma de espiral dupla devido à rotação do mineral durante o cisalhamento e são de formação sintectônica (Figura 146). Já as inclusões sigmoidais são de formação pós tectônica (Figura 147)
- A rotação dos porfiroblastos se dá teoricamente ao longo do eixo Y do elipsóide de deformação de modo que a análise cinemática somente deve ser realizada segundo o plano X-Z
- Quando a rotação da inclusão medida em um braço de espiral for maior que  $90^\circ$  pode ser assumido que o regime de deformação é por cisalhamento e
- O sentido da rotação é horário em cisalhamento dextral e anti horário em cisalhamento sinistral (Figura 146)

### Sombras de Pressão (*Pressure Shadow*) e Franjas de Pressão (*Pressure Fringes*)

Formação de dupla terminação alongada segundo a direção do eixo X do elipsóide de deformação em zonas de alívio de pressão que se formam ao redor de cristais resistentes (pirita, granada e feldspatos) quando submetidos a tensões e encontram-se imersos em uma matriz menos resistente a deformações. Nas franjas de pressão (*pressure fringes*) o preenchimento da zona de alívio de pressão é composto de novos minerais e apresenta uma estrutura fibrosa ou lamelar que é independente da clivagem circundante (Figura 148). Nas sombras de pressão o preenchimento é constituído por porções recristalizadas do mineral resistente (Figura 149).



- a -



- b -

Figura 146 Porfiroblasto de granada (à esquerda) e estaurolita (à direita) com inclusões *snow ball*; b) reconstrução do crescimento e rotação de uma granada; rotação horária indicando cisalhamento dextra (segundo Nicolas op cit )

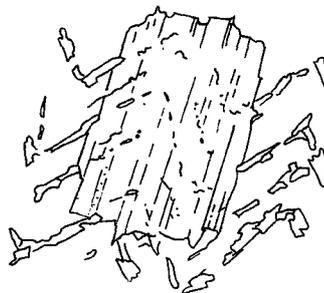


Figura 147 Inclusões sigmoidais em um porfiroblasto cujo crescimento é pós tectônico (segundo Bard 1980 apud Nicolas 1987)

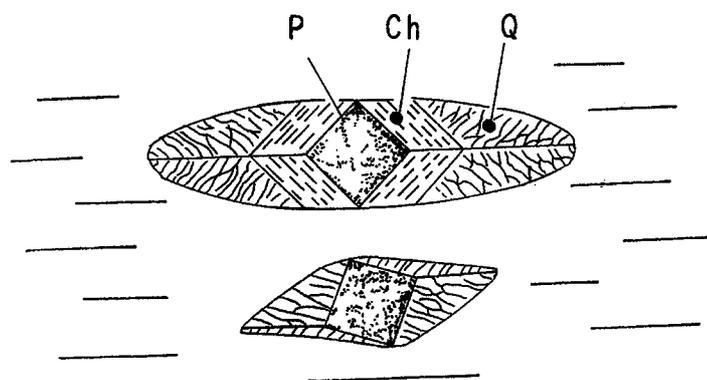


Figura 148 Franjas de pressão (*pressure fringes*) com preenchimento de quartzo fibroso (Q) perpendicular às faces da pirita (Py) e clorita (Ch) em lamelas paralelas; fraturamento no contato com pirita. As fibras mantêm-se paralelas durante o crescimento sugerindo um regime coaxial

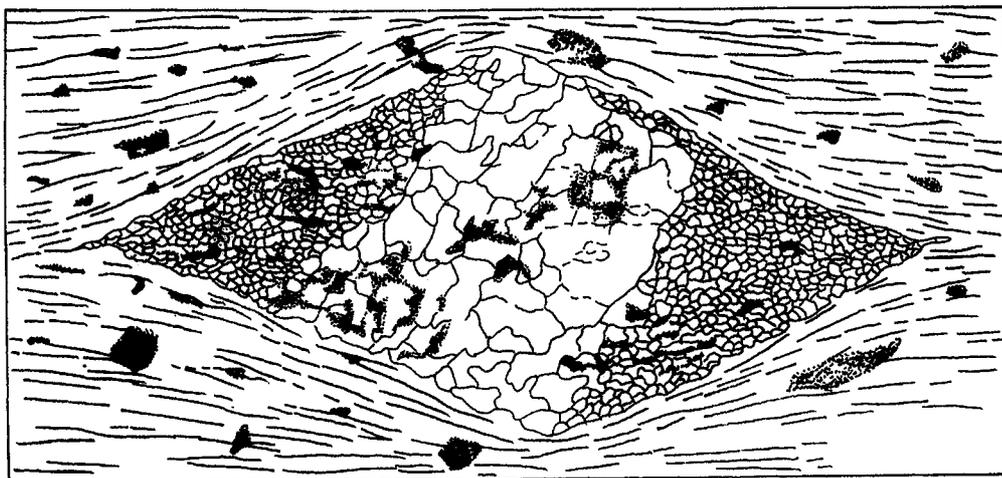


Figura 149 Recristalização em sombra de pressão de um porfiroclasto de feldspato em um augen gnaisse. Diferentemente das franjas de pressão nesses o preenchimento consiste do mesmo mineral que constitui objeto resistente e é deformado plasticamente (Debat 1974 apud Nicolas 1987)

### Indicadores

- O crescimento de uma franja de pressão ocorre paralelamente à direção do eixo X do elipsóide de deformação. Esta direção encontra-se a 45° do plano de cisalhamento (cisalhamento simples) sendo perpendicular à direção de  $\sigma_1$
- Na deformação coaxial as franjas de pressão tendem a ser retas e as fibras paralelas (Figura 148)
- Na deformação não coaxial a rotação dos objetos rígidos no sentido horário indica movimentação dextral e no sentido anti horário movimentação sinistral (Figuras 150 e 151) e
- A direção da curvatura da zona de alívio de pressão nos minerais com franjas de pressão é dependente da posição em que se dá abertura inicial e conseqüentemente o crescimento da zona de alívio. Se a abertura ocorrer a partir do objeto rígido a curvatura se desenvolverá paralelamente à borda cisalhada e a indicação cinemática poderá ser obtida à semelhança dos *drag folds* (Figura 152). Por outro lado se a abertura ocorrer a partir da terminação da franja de pressão a curvatura será oblíqua em relação à borda cisalhada. Nesse caso a indicação cinemática é inversa dos *drag folds*

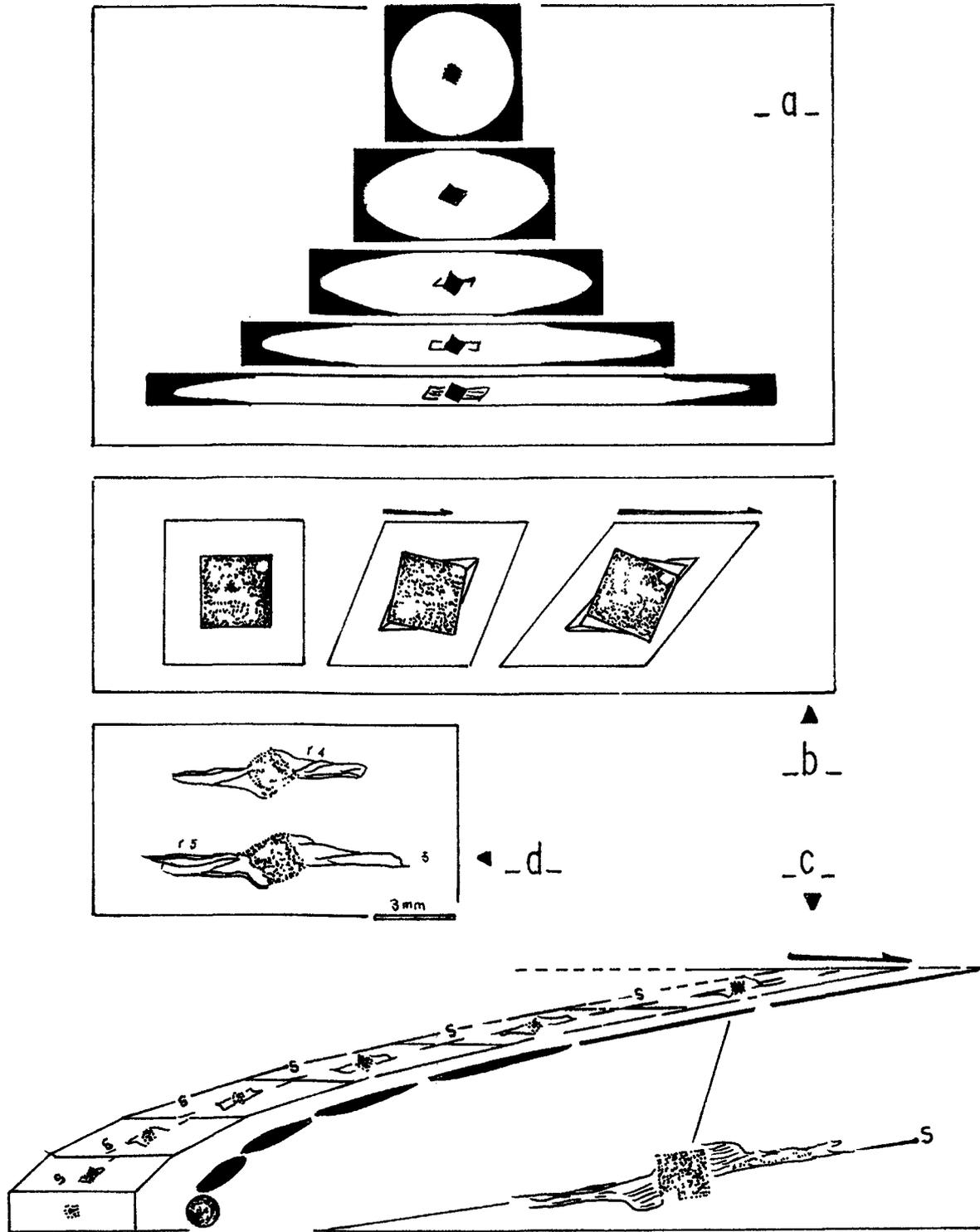


Figura 150 Simulação numérica do desenvolvimento de franjas de pressão por deformação progressiva e comparação com o exemplo natural (d) de um cristal de pirita circundando por quartzo assumindo se não existir contraste de viscosidade com a matriz; a) cisalhamento coaxial com 30% de encurtamento; b) c) e d) cisalhamento simples dextral; b) modelo para crescimento de franjas associado à rotação da pirita; c) resultado para a deformação cisalhante  $\gamma$  de 0 a 6 e detalhe para  $\gamma = 6$  (segundo Nicolas 1987)

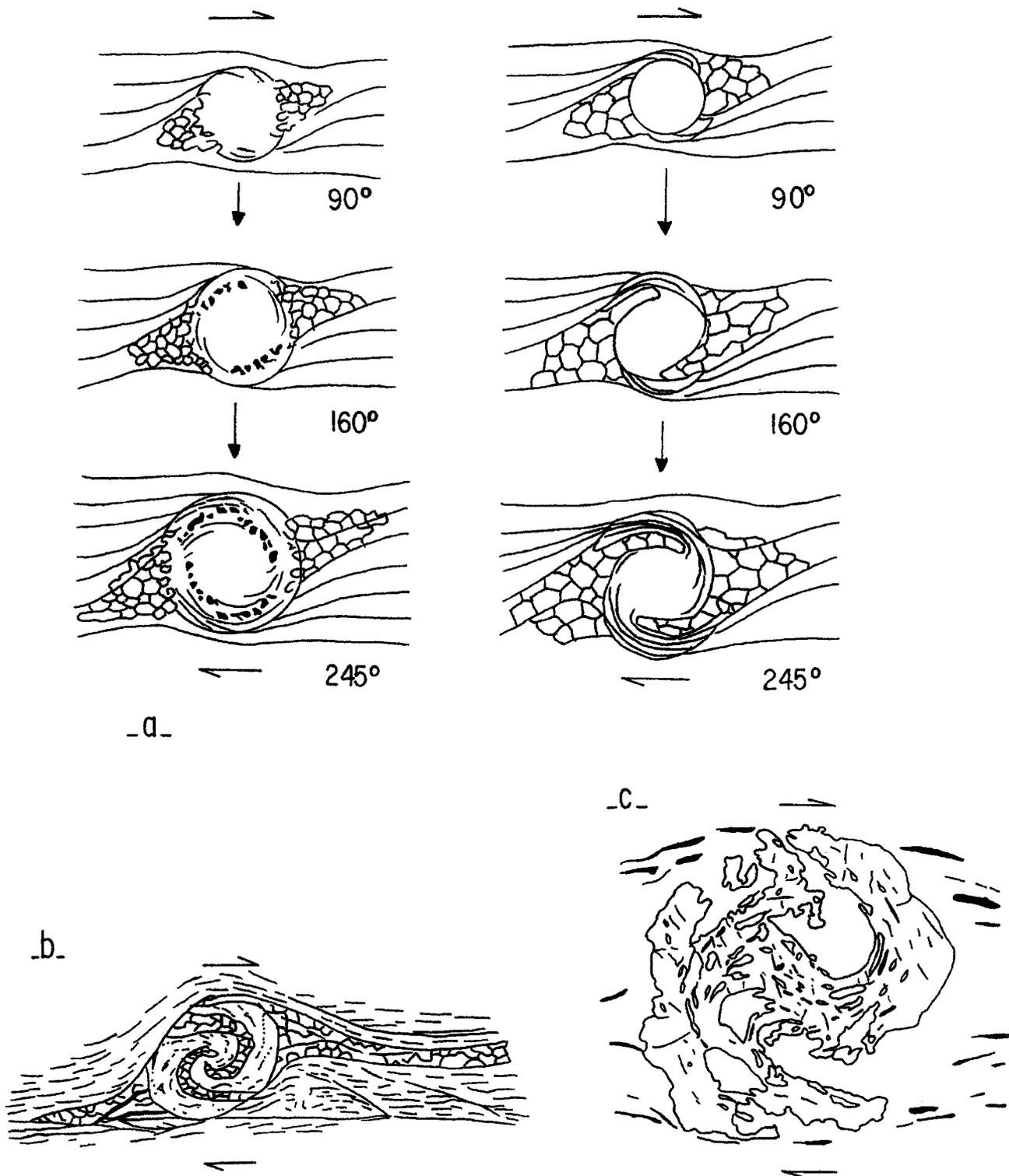


Figura 151 Inclusões em espiral ricas em quartzo de sombras de pressão formadas durante o crescimento de um porfiroblasto de granada; a) Modelo mostrando o mecanismo de inclusão da sombra de pressão onde a taxa de crescimento da granada em relação a taxa de rotação é alta. À esquerda o crescimento da granada ocorre na interface com o quartzo; na direita é produzido na interface com micas; b) e c) exemplos naturais como em b) desenvolvimento de sombra de pressão (Nicolas 1987)

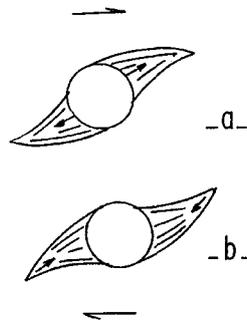


Figura 152 Assimetria e preenchimento curvo em franjas de pressão em relação a uma deformação progressiva por cisalhamento. O crescimento instantâneo na zona sob alívio ocorre a 45° da direção do cisalhamento; a) crescimento a partir da superfície do cristal resistente; b) crescimento a partir da extremidade de sombra de pressão

## Coleta de Dados em Zonas de Falha ou de Cisalhamento para Análise Estatística

### Método de Arthaud

- 1 Um afloramento representativo de uma zona de falha ou de uma zona de cisalhamento normalmente é constituído de inúmeros planos de movimentação onde podem ser analisadas as superfícies polidas e desenvolvem-se os ressaltos e as estrias de *silkensides*
- 2 Em cada um desses planos deve-se determinar a sua atitude, a atitude das estrias e o sentido da movimentação de acordo com a posição dos ressaltos (normal, inversa, dextral, sinistral e oblíqua). Os valores das atitudes devem ser obtidos seguindo-se a notação rumo do mergulho/valor do mergulho, pois esta é a forma de entrada dos dados nos programas computacionais mais comuns.
- 3 Os valores obtidos devem ser analisados em estereogramas utilizando-se o método de Arthaud para o qual é conveniente a utilização de programas computacionais como o software TRADE desenvolvido pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT) do Governo do Estado de São Paulo.
- 4 O método é operacionalizado de forma analógica a partir da plotagem dos valores das atitudes das estrias e da determinação do pólo dos respectivos planos de falha. Feito isso, deve ser encontrado com o auxílio da rede Schimidt Lambert (Figura 153) a guirlanda correspondente ao círculo máximo que passa pela projeção da estria de falha e o pólo do seu plano. O pólo de cada uma das guirlandas obtido dessa forma representa o vetor movimento de cada plano de falha. Como resultado é obtido um diagrama com a plotagem dos pólos representativos dos vetores movimento.
- 5 O passo seguinte é a contagem da frequência de vetores movimento com a utilização do diagrama de contagem de frequência de pólos (Figura 101). O procedimento a ser seguido é o de contar o número de pontos (vetores movimento) existentes em cada círculo e o lançamento do resultado no centro do círculo. Após isso, são traçadas as curvas de isofrequência como se fossem curvas de nível (Figura 102).
- 6 Para a análise do diagrama de frequência resultante, devem ser observados os pontos de maior concentração de curvas de isofrequências, chamados de máximos. A distribuição desses máximos em relação aos círculos máximos (meridianos) da rede de Schimidt Lambert em geral define o plano médio de movimentação.
- 7 Considerando-se que o tensor  $\sigma_2$  está sempre contido no plano de movimentação, sua posição é definida sobre a guirlanda média e no ponto de maior concentração de pólos de movimentação. Os tensores  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  posicionam-se a 90° de  $\sigma_2$ , um deles medido ao longo da guirlanda média (plano médio de movimentação) e o outro deve corresponder ao pólo da guirlanda média. No primeiro

caso um *overlay* com o traçado do plano médio de movimentação deve ser girado sobre a rede Schimidt Lambert até que coincida com um círculo máximo dessa rede feito isso deve se contar 90° a partir do ponto correspondente a  $\sigma_1$  encontrando-se um segundo eixo que tanto pode ser  $\sigma_1$  como  $\sigma_3$ . Com o *overlay* nesta mesma posição contar 90° ao longo do paralelo central (equador da rede Schimidt-Lambert) de modo a se determinar o pólo do plano médio de movimentação (guirlanda média) que corresponderá ao terceiro eixo ( $\sigma_1$  ou  $\sigma_3$ ). Para a definição desses eixos como  $\sigma_1$  ou  $\sigma_3$  deve se observar o tipo de estrutura analisada considerando se as regras abaixo

- Em sistemas extensionais (falhas normais) o tensor  $\sigma_1$  atua em posição vertical ou próximo da vertical e portanto sua posição no estereograma deve estar nas proximidades da região central. O tensor  $\sigma_3$  atua em posição horizontal ou próximo da horizontal posicionando-se nas proximidades das bordas do estereograma
- Em sistemas compressivos (falhas inversas ou de empurrão) o tensor  $\sigma_1$  atua em posição horizontal ou próximo da horizontal situando se nas bordas do estereograma. O tensor  $\sigma_3$  atua em posição vertical ou próximo da vertical situando se nas proximidades da porção central do estereograma
- Em sistemas transcorrentes (falhas transcorrentes dextrais ou sinistrais) os tensores  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  atuam em posição horizontal ou próximo da horizontal ambos portanto situando se nas bordas do estereograma. Para a definição precisa de cada um deles é necessário considerar o sentido principal de movimentação (se dextral ou sinistral) a fim de ser definido qual dos eixos situados a 90° de  $\sigma_2$  atuou como tensor compressivo ou extensional de modo a induzir a movimentação considerada e
- O programa TRADE fornece a plotagem das curvas de isofrequência com o traçado do plano médio de movimentação o vetor médio correspondente à posição de  $\sigma_2$  e dois outros pontos correspondentes a  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$ . A definição precisa de qual a posição do tensor compressivo  $\sigma_1$  e qual a do tensor distensivo  $\sigma_3$  pode ser feita seguindo-se os critérios anteriormente estabelecidos

## Juntas

Juntas são planos de partição na rocha que não envolvem deslocamento nem preenchimento (fraturas secas)

Para análise estrutural de juntas através de projeção estereográfica deve se proceder como segue

- Observar o afloramento como um todo objetivando definir a orientação geral das principais famílias de juntas. Isto facilitará a definição de guirlandas médias nos estereogramas
- Medir todas as juntas existentes no afloramento utilizando se a notação rumo azimutal do mergulho/valor do mergulho pois esta é a forma de entrada de dados nos programas computacionais mais comuns. Em afloramentos muito extensos convém delimitar pequenas áreas ( $\pm 20 \text{ m}^2$ ) distribuídas pelo afloramento e nelas medir todas as juntas presentes
- Plotar as medidas no estereograma representando os pólos das juntas e determinar a frequência de pólos utilizando o Diagrama de Contagem de Frequência de Pólos (Figura 101). O procedimento a ser seguido é contar o numero de pólos existentes em cada círculo desse diagrama e lançar o resultado no centro do círculo. Traçar as curvas de isofrequência como se fossem curvas de nível. Ressalte se que todo este procedimento pode ser feito de forma automática através de programas computacionais
- Para a análise do diagrama resultante devem ser observados os pontos de maior concentração de curvas de isofrequência chamados de máximos os quais devem aparecer em numero correspondente ao das famílias visualizadas no afloramento
- Utilizando a rede de Schimidt-Lambert (Figura 153) traçar as guirlandas representativas de cada máximo as quais devem ser posicionar a 90° do ponto de maior concentração de pólos

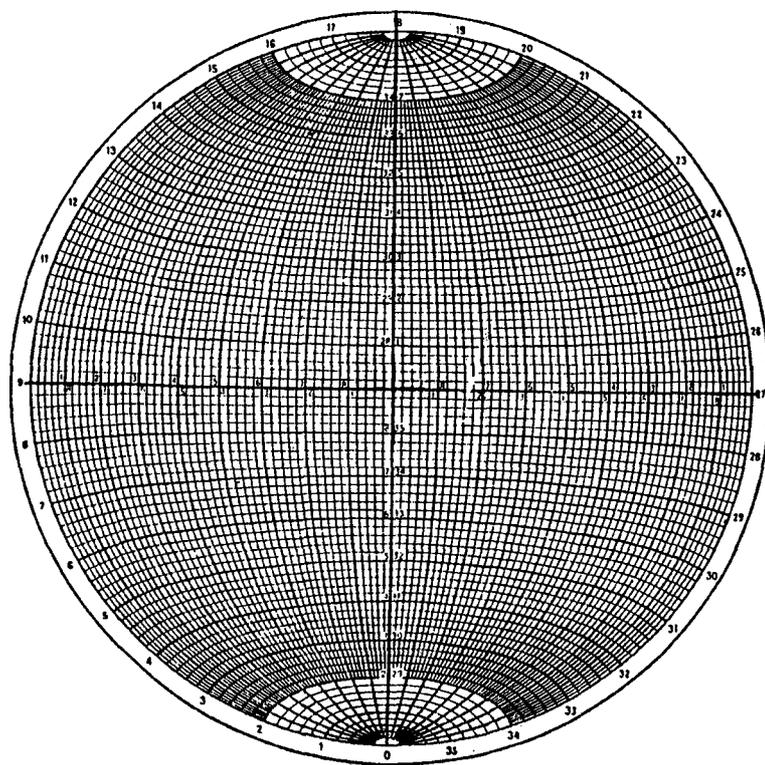


Figura 153 Rede equiárea de Schmidt Lambert (segundo Locky & Ladeira 1976)

De uma forma geral com este procedimento é possível definir a direção média das principais famílias de juntas mas dependendo do relacionamento entre as mesmas pode ser inferido se o cisalhamento é coaxial ou não coaxial

Para o primeiro caso as guirlandas provenientes dos máximos com maior concentração de pólos formarão um par conjugado mantendo ângulo em torno de  $60^\circ$  e  $120^\circ$  entre si correspondendo às fraturas de cisalhamento. As guirlandas provenientes de máximos com menor concentração de pólos tenderão a se posicionar segundo as bissetrizes aguda e obtusa dos ângulos formados pelas guirlandas principais e corresponderão respectivamente às fraturas de distensão e de relaxamento. Diante desse quadro a posição do tensor  $\sigma_2$  corresponderá ao ponto de intercessão dos sistemas de juntas. O tensor  $\sigma_3$  estará a  $90^\circ$  de  $\sigma_2$  medidos ao longo da guirlanda correspondente à fratura de relaxamento ou da bissetriz do ângulo obtuso e o tensor  $\sigma_1$  corresponderá ao pólo do círculo máximo que passa em  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$  ou estará a  $90^\circ$  de  $\sigma_2$  medidos ao longo da guirlanda correspondente à fratura de distensão ou ainda a  $90^\circ$  da bissetriz do ângulo obtuso. Este mesmo raciocínio pode ser empregado para coleta de dados de sistemas de falhas em regime coaxial.

No caso do cisalhamento não coaxial a interpretação é muito mais complexa posto que muitas direções de fraturamento podem aparecer com posicionamentos segundo o modelo de Riedel. Nesse caso o par conjugado normalmente é formado pelas fraturas de cisalhamento sintéticas R (movimento com o mesmo sentido do binário externo) e as fraturas de cisalhamento antitéticas R (movimento com sentido oposto ao do binário externo). As fraturas R e R desenvolvem-se segundo um ângulo em torno de  $60^\circ$  entre si e são simétricas em relação às fraturas de distensão T decorrendo que os ângulos RT e R'T têm em torno de  $30^\circ$ . A posição de T ou a bissetriz do ângulo formado entre as fraturas de cisalhamento R e R é paralela à direção do tensor compressivo  $\sigma_1$  e perpendicular à do tensor distensivo  $\sigma_3$ . Nesse caso as fraturas T por serem produzidas por distensão em geral estão preenchidas (quartzo, fibras de calcita ou outros minerais de preenchimento inclusive veios mineralizados) ou correspondem a zonas de falhas normais em zonas transcorrentes. É importante observar no entanto que o sistema R e R é mais comumente ativado em zonas transpressivas ao passo que nas zonas transtensivas é o sistema P, X e T que normalmente se desenvolve.

## Coleta de Amostras

### Geocronologia

As amostras para análises geocronológicas devem encontrar-se preferencialmente inalteradas. Em certos casos podem ser toleradas quantidades pequenas de minerais secundários, preferivelmente produtos de alteração hidrotermal e deutérica, e não de intemperismo. Em todos os casos a rocha deverá ser examinada em seção delgada antes da decisão final sobre a execução da análise.

#### Método K-Ar

Análises pelo método K-Ar são realizadas essencialmente em minerais separados. Os mais adequados para análises desta natureza são anfibólios, seguidos de micas e de plagioclásios. Em vista disso, devem ser escolhidas amostras portadoras destes minerais em quantidades suficientes para que seja possível a sua separação pelos métodos convencionais. Obviamente, amostras de granulação grosseira (milimétrica e centimétrica) são preferíveis às de granulação fina, pois possibilitam fácil separação dos constituintes.

O peso da amostra dependerá da percentagem existente do mineral escolhido, levando-se em conta que algumas gramas de material puro são usualmente suficientes para as análises K-Ar.

A relação seguinte indica uma série de rochas adequadas para análise K-Ar e as quantidades usualmente necessárias para o início do processo de separação:

- 1 Anfibolitos e/ou anfibólio (xistos) - cerca de 500g
- 2 Rochas graníticas ou gnáissicas com anfibólio - entre 1 e 2 kg
- 3 Pegmatitos - alguns fragmentos dos minerais escolhidos (micas, feldspatos)
- 4 Muscovita ou biotita (xistos) - cerca de 300g
- 5 Rochas graníticas com micas - entre 1 e 2 kg e
- 6 Filitos ou ardósias finas - cerca de 100g para análise em rocha total

No caso de rochas vulcânicas ou subvulcânicas de granulação fina ou muito fina (rochas de diques, derrames etc.) é viável a determinação em rocha total, o que poderá ser decidido após o exame da seção delgada. Nestes casos, amostras pequenas (100g aproximadamente) são suficientes para as análises. Sempre que possível, deverão ser preferidas rochas com fenocristais passíveis de separação. Rochas com vidro devem ser evitadas. Em rochas muito jovens (Terciário Superior e/ou Quaternário) devem ser escolhidas variedades potássicas de preferência portadoras do mineral sanidina em fenocristais. A relação seguinte indica as variedades mais adequadas e as quantidades usualmente necessárias:

- 1 Rochas vulcânicas com fenocristais de sanidina - entre 1 e 2 kg
- 2 Rochas vulcânicas com biotita e/ou anfibólio - entre 1 e 2 kg
- 3 Rochas basálticas com plagioclásios milimétricos - cerca de 1 kg
- 4 Rochas básicas ou intermediárias sem vidro (para análise em rocha total) - cerca de 100g
- 5 Rochas ultrabásicas desde que não muito jovens (para análises em rocha total) - cerca de 100g e
- 6 Rochas ácidas sem vidro (para análises em rocha total) - cerca de 100g

Para rochas sedimentares, sempre que possível, deverão ser recolhidos minerais autígenos (o principal é a glauconita) ou então pelitos com predominância de minerais de argila (de preferência illitas) para determinação em rocha total. Nestes casos, amostras pequenas (50-100g) são suficientes, sendo especialmente adequadas amostras provenientes de testemunhos de sondagem.

## Métodos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd

Essas análises são executadas normalmente em rocha total pelo método convencional mas a interpretação é feita pela construção de isócronas. Para isso são necessárias várias amostras de rochas cogenéticas (de um mesmo corpo de preferência do mesmo afloramento) e que apresentem entre si variações nas razões Rb/Sr  $Pb^{206}/Pb^{204}$  e Sm/Nd.

A coleta deve ser efetuada em afloramentos razoavelmente grandes (pedreiras, corte de estradas, cachoeiras ou corredeiras etc) devendo ser obtidos vários fragmentos de rocha (entre 6 e 15 cm) os mais diferentes entre si em composição mineralógica, textura, coloração etc. São suficientes fragmentos pequenos da ordem de 100-200g devendo ser evitadas rochas de granulação centimétrica ou superior. A experiência obtida nos laboratórios de geocronologia mostra que na grande maioria dos casos (cerca de 95%) a hipótese acima é satisfeita se as amostras forem extraídas com certos tamanhos mínimos dependendo de sua granulação ou seja o seu diâmetro médio deverá ser pelo menos 10 vezes o diâmetro médio do maior grão mineral visível.

Em certos casos poderá ser também conveniente a realização de análises de minerais separados. Os mais adequados são muscovita, feldspato potássico (não perfiticos) e biotita (Método Rb-Sr), glauconita no caso de datações Rb-Sr em sedimentos, feldspato, anfíbólio, piroxênio e olivina (Método Pb-Pb), apatita (Método do Traço de Fissão) e feldspato, piroxênio, anfíbólio e granada (Método Sm-Nd).

No tocante a rochas sedimentares o Método Rb-Sr pode ser aplicado a rochas pelíticas e neste caso a preferência é para amostras de testemunhos de sondagens em quantidades da ordem de 50-100g. Se for o caso da separação das frações finas torna-se necessário partir de amostras maiores da ordem de 1 a 2 kg.

## Método U-Pb

São comuns datações efetuadas pelo Método U-Pb (e por vezes também Th-Pb) em minerais acessórios portadores de quantidades relevantes de U e Th tais como zircão, titanita, monazita e outros. De longe o zircão tem sido o mineral mais importante pela sua ubiquidade aparecendo em qualquer tipo de rocha. Minerais de U ou Th (uraninita, pechblenda e outros) também podem ser utilizados quando disponíveis.

O principal problema para a amostragem destes minerais é sua pequena quantidade percentual nas rochas que torna difícil a sua identificação nos afloramentos e exige a obtenção de amostras relativamente grandes. Na prática se faz necessária a obtenção de alguns gramas de material puro devendo ser levado em conta que zircões (e acessórios em geral) aparecem em maior quantidade em rochas granitóides principalmente naquelas que apresentam anfíbólio em sua mineralogia principal.

Para a obtenção de quantidades adequadas de material puro é conveniente partir das quantidades de rocha relacionadas abaixo. Deve ser levado em conta que dependendo do laboratório de geocronologia envolvido poderão ser consideradas suficientes quantidades substancialmente menores.

1. Rochas granitóides:
  - a. mesocráticas entre 10 e 15 kg e
  - b. leucocráticas entre 15 e 30 kg
2. Rochas extrusivas ácidas ou equivalentes metamórficas cerca de 50 kg
3. Rochas máficas ou ultramáficas acima de 50 kg

Deve ser considerado que na amostragem para zircão e outros (minerais) resistidos não é importante o estado de alteração do afloramento visto que em casos extremos análises de zircões obtidos em saprólitos têm fornecido resultados satisfatórios.

## Prospecção de Minerais Pesados

A prospecção de minerais pesados em sedimentos de corrente envolve coleta e identificação sendo que a nível expedito são utilizados

- Bateia;
- Jogo de peneiras
- Lupa
- Contador Geiger
- Lâmpada UV
- Jogo de magnetos de potencial diferente e
- Alguns reagentes químicos

O local mais apropriado para a coleta deve ser aquele onde existe quebra na velocidade da corrente. Após a coleta trata-se o material conforme os seguintes procedimentos (Figura 154). Quanto às peneiras são utilizadas para a separação dos sedimentos mais grosseiros não utilizados na prospecção (Tabela 19).

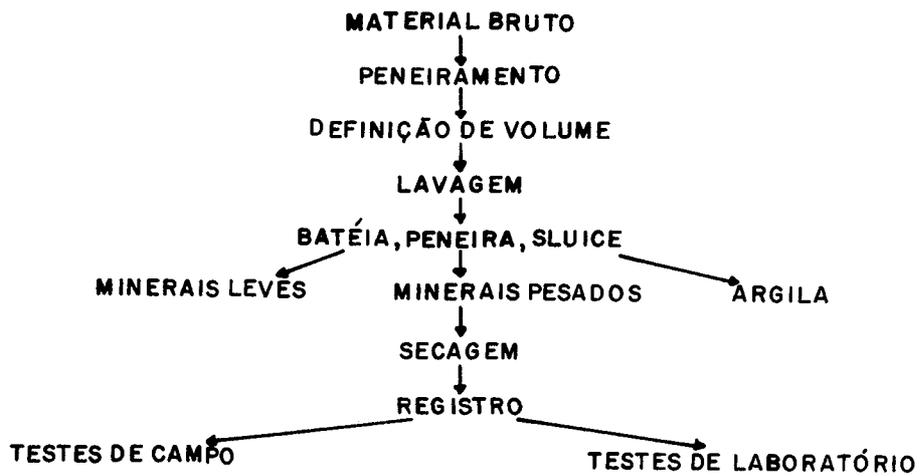


Figura 154 Concentração de Minerais Pesados na Prospecção

TABELA 19  
SISTEMA DE PENEIRAS

DESIGNAÇÃO	ABERTURA		DIÂMETRO DO FIO (mm)	DESIGNAÇÃO	ABERTURA		DIÂMETRO DO FIO
	mm	POLEGADA			mm	POLEGADA (mm)	
Nº 3 5	5 66	0 223	1 28 α 1 90	Nº 40	0 42	0 0165	0 23 α 0 33
Nº 4	4 76	0 187	1 14 α 1 68	Nº 45	0 35	0 0138	0 20 α 0 29
Nº 5	4 00	0 157	1 00 α 1 47	Nº 50	0 297	0 0117	0 170 α 0 253
Nº 6	3 36	0 132	0 87 α 1 32	Nº 60	0 250	0 0098	0 149 α 0 220
Nº 7	2 83	0 111	0 80 α 1 20	Nº 70	0 210	0 0083	0 130 α 0 187
Nº 8	2 38	0 0937	0 74 α 1 10	Nº 80	0 177	0 0070	0 114 α 0 154
Nº 10	2 00	0 0787	0 68 α 1 00	Nº 100	0 149	0 0059	0 096 α 0 125
Nº 12	1 68	0 0661	0 62 α 0 90	Nº 120	0 125	0 0049	0 079 α 0 103
Nº 14	1 41	0 0555	0 56 α 0 80	Nº 140	0 105	0 0041	0 063 α 0 087
Nº 16	1 19	0 0469	0 50 α 0 70	Nº 170	0 088	0 0035	0 054 α 0 073
Nº 18	1 00	0 0394	0 43 α 0 62	Nº 200	0 074	0 0029	0 045 α 0 061
Nº 20	0 84	0 0331	0 38 α 0 55	Nº 230	0 062	0 0024	0 039 α 0 052
Nº 25	0 71	0 0280	0 33 α 0 48	Nº 270	0 053	0 0021	0 035 α 0 046
Nº 30	0 59	0 0232	0 29 α 0 42	Nº 325	0 044	0 0017	0 031 α 0 040
				Nº 400 .....	0,037	0,015	0,023 α 0,035

A bateia é o equipamento mais utilizado em face do seu baixo custo aliado à eficiência no processo de concentração sendo a de metal a mais comumente utilizada podendo contudo existirem de madeira plástico esmalte ou até mesmo vidro. Os procedimentos básicos são:

Preencher a bateia até 2/3 do seu volume

Colocar água e lavar o material argiloso com as mãos

Prosseguir na lavagem e concentração através de movimentos rotativos da bateia e

Repetir o processo entre 6 e 8 vezes

De acordo com Fiebiger (1985) é recomendável que sejam tratados vários concentrados de um mesmo local misturados e lavados sendo o concentrado final submetido à secagem e posteriormente examinado utilizando se lupa

Já a peneira de sedimentação (Figura 155) que assemelha se a um "jigue manual" é recomendável quando da utilização de frações mais grossas. Colocado o material a ser concentrado deve a peneira ser movimentada dentro d'água para a eliminação das frações mais leves devendo este procedimento ser repetido de dez a 15 vezes. Os minerais pesados devem ser recolhidos com uma colher

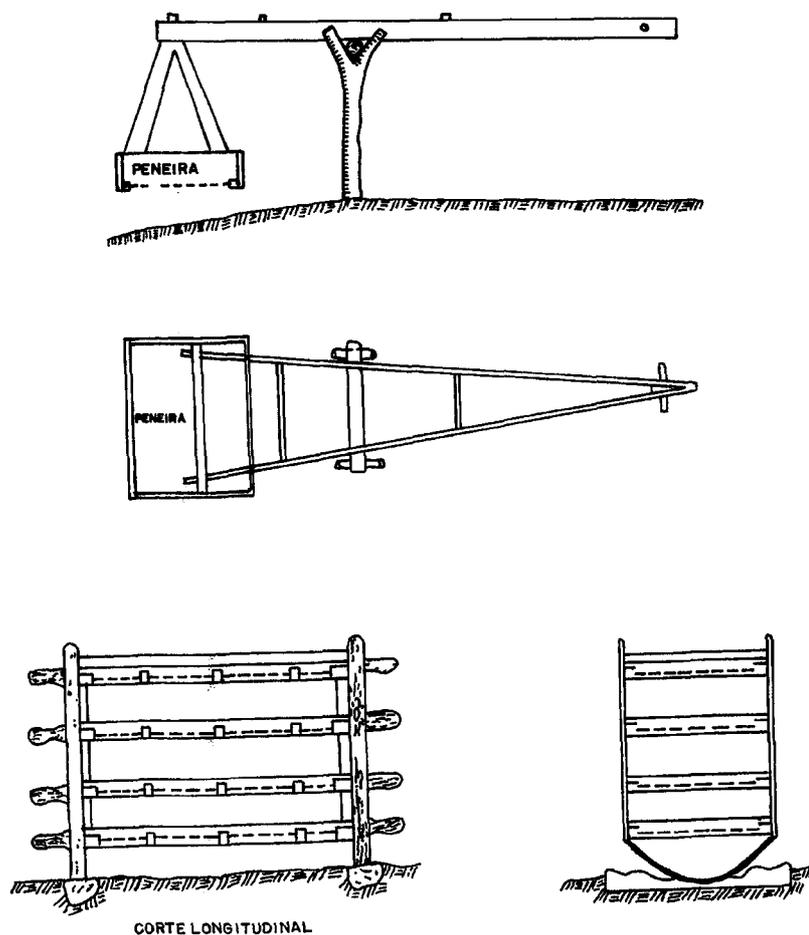


Figura 155 Peneira de Concentração

A cobra fumando (Sluice Figura 156) trata quantidades maiores de sedimentos em locais onde já se conhece a distribuição de minerais e seja desejável uma recuperação econômica. O material recuperado é submetido aos mesmos processos de lavagem dos métodos anteriores.

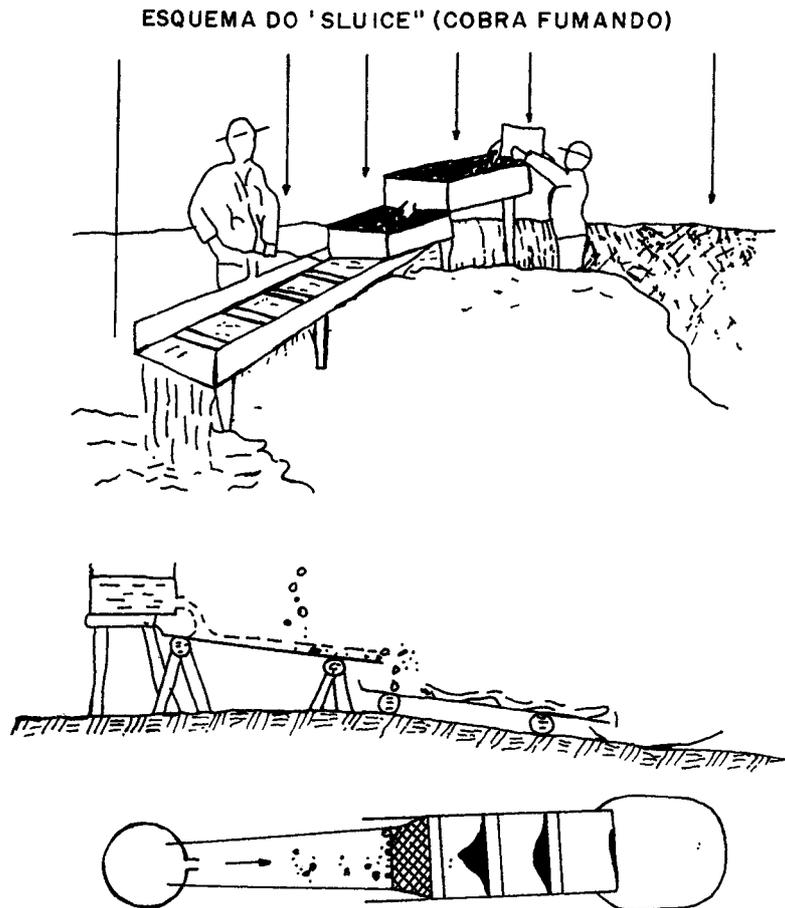


Figura 156 Cobra Fumando (Sluice)

### Separação e identificação de minerais pesados no campo

Após a secagem da amostra, separa-se a magnetita com um ímã de baixa potência. Esta é então descartada caso não tenha importância para a pesquisa. Com ímã mais potente, separam-se outros minerais magnéticos, que são examinados com contador Geiger. Na lupa, pesquisa-se diamante, ouro e platina. Os traços das pequenas partículas são determinados entre duas placas de porcelana. A dureza é examinada com placas de ferro ou bronze. Na fração não magnética, emprega-se a termoluminescência, pois o alto teor desses minerais são indicativos de jazidas hidrotermais.

## Geoquímica

A pesquisa geoquímica visa à localização de jazidas minerais, sendo que a rapidez, objetividade e a especificidade a tornam uma ferramenta valiosa para uma campanha de exploração mineral (Brim, 1985, Tabela 20).

TABELA 20

**ASSOCIAÇÕES GEOQUÍMICAS SELECIONADAS DE ELEMENTOS-TRAÇOS  
MODIFICADOS DE ANDRESS JONES (1968) E OUTRAS FONTES (APUD BRIM, 1985)**

TIPO DE ROCHA OU OCORRÊNCIA	ASSOCIAÇÃO
1 ASSOC PLUTÔNICAS	
ROCHAS ULTRAMÁFICAS	Cr Co Ni Cu
ROCHAS MÁFICAS	Ti V Sc
ROCHAS ALCALINAS	Ti Nb Ta Zr RE F P
CARBONATITOS	RE Ti Nb Ta P, F
ROCHAS GRANÍTICAS	Ba Li W Mo Sn Zr Hf U Th Ti
PEGMATITOS	Li Rb Cs Be RE Nb Ta U Th Zr Hf Sc
2 MINERAIS DE SULFETOS <b>HIDROTERMAIS</b>	
ASSOCIAÇÕES GERAIS	Cu Pb Zn Mo Au Ag As Hg Sb Se Te Co Ni U V Bi Cd
DEPÓSITO DE COBRE PÓRFIRO	Cu Mo RE
SULFETOS COMPLEXOS	Hg As Sb Se Ag Zn Cd Pb
SULFETOS DE BAIXA TEMPERATURA	Bi Sb As
DEPÓSITOS DE METAIS BÁSICOS	Pb Zn Cd Ba
METAIS PRECIOSOS	Au Ag Cu Co As
METAIS PRECIOSOS ASSOCIADOS COM ROCHAS <b>MÁFICAS</b>	Ni Cu Pt Co
3 ROCHAS DE METAMORFISMO DE CONTATO	
DEPÓSITO DE <b>SCHEELITA</b> CASSITERITA	
DEPÓSITO DE FLUORITA HELVITA	Be F B
4 ASSOCIAÇÕES SEDIMENTARES	
XISTOS NEGROS	U Cu Pb Zn Cd Ag Au V Mo Ni As Bi Sb
FOSFORITAS	U V Mo Ni Ag Pb F RE
EVAPORITOS	Li Rb Cs Sr Br I B
LATERITAS	Ni Cr V
ÓXIDOS DE Mn	Co Ni Mo Zn W As Ba V
ALUVIÕES E AREIA	Au Pt Sn Nb Ta Zr Hf Th RE
RED BEDS CONTINENTAIS	U V Se As Mo Pb Cu
RED BEDS ORIGEM VULCÂNICA	Cu Pb Zn Ag V Se
BAUXITA	Nb Ti Ga Be
5 DIVERSOS (MISCELÂNEA)	
	K-Rb Rb Cs Al Ga Si Ge
	Zr Hf Nb Ta RE S Se
	Br I Zn Cd Rb Ti
	Pt Pd Rh Ru Os Ir

NOTA: RE = ELEMENTOS RAROS NA TERRA

A correta amostragem é fundamental para a confiabilidade do trabalho devendo o material ser acondicionado em sacos de pano em vez de sacos plásticos tanto para evitar modificações nas condições aeróbicas do material quanto para facilitar na secagem da amostra

**Os tipos de amostras comumente utilizadas são:**

**- Sedimentos Fluviais**

Amplamente usados em grandes bacias de captação. A nível de semidetalhe são coletados em trechos de uma mesma drenagem ou bacia e são de dois tipos

Ativo (sedimento de corrente ou sedimento ativo de corrente) nos leitos secos o sedimento ativo é aquele visivelmente mais grosseiro concentrado ao longo do canal por onde passou a última corrente

Inativo o sedimento considerado inativo é aquele depositado marginalmente no setor de maior velocidade da corrente durante ou logo após o período das enchentes. A fração recolhida é de granulação inferior a 80 mesh uma vez que as argilas possuem uma forte capacidade de absorção dos metais em meio aquoso

**Concentrado de bateia**

Trata-se de material resultante do processo de concentração de sedimentos que se encontram acumulados em lugares previsíveis das drenagens. Recomenda-se a coleta de uma amostra concentrada para 3 ou 4 de sedimentos de corrente. Alguns elementos são denominados de farejadores e têm por finalidade auxiliar na detecção de possíveis tipos de depósitos a eles associados (Tabela 21)

**TABELA 21  
EXEMPLOS DE ELEMENTOS FAREJADORES**

ELEMENTO FAREJADOR	TIPOS DE DEPÓSITOS
As	Au Ag VEIOS
As	Au Ag Cu Co Zn MIN DE SULF COMPLEXOS
B	W Be Zn Mo Cu Pb; SCARNITO
B	Sn W Be; VEIOS E GREISENS
Hg	Pb Zn Ag; DEP. DE SULF COMPLEXOS
Mo	W Sn; DEP. METAMÓRFICO DE CONTATO
Mn	Ba Ag; DEP. DE VEIOS COBRE PÓRFIRO
Se V Mo	U; QUARTZITO
Cu Bi As Co Mo Ni	U; VEIO
Mo Te Au	COBRE PÓRFIRO
Pd Cr Cu N Co	PLATINA EM ROCHAS ULTRAMÁFICAS
Zn	Ag Pb Zn; DEP. DE SULF EM GERAL
Zn Cu	Cu Pb Zn; DEP. DE SULF EM GERAL
Rn	U; TODOS OS TIPOS DE OCORRÊNCIAS
SO <sub>4</sub>	DEP. DE SULFETOS DE TODOS OS TIPOS

**- Solos**

Utilizados como apoio às amostragens de semidetalhe e detalhe. A coleta é efetuada ao longo da encosta abaixo da inflexão topográfica ou ao longo da linha de cumeada

Segundo Brim (op cit) a amostragem deve ser sempre na porção superior do horizonte B ou C já que se efetuada em uma profundidade constante pode alcançar horizontes distintos e portanto com comportamento geoquímico diferente entre os elementos

Torna-se imprescindível a identificação do solo se residual ou transportado no sentido de serem evitados sérios problemas na interpretação dos resultados

#### - Solos de Nascentes (Seepage)

Estes solos saturados de água são passíveis de precipitação de elementos traços sendo que a presença de matéria orgânica fixa tais elementos sob a forma de complexos orgânicos

A coloração avermelhada é conferida pelo  $Fe^{3+}$  que precipitado sob a forma coloidal retém por absorção os elementos traços presentes em excesso

#### - Rochas

Utilizadas no estudo do comportamento da dispersão primária dos elementos permite compará-la com a dispersão secundária (sedimentos e solos)

As amostras devem ser da mesma litologia e de dimensões reduzidas (lascas ou fragmentos)

#### - Águas

Coletam-se tanto as águas subterrâneas quanto as superficiais sendo que aquelas concentram mais metais dissolvidos que as superficiais. A interpretação das anomalias é bastante difícil devido à variação dos teores em função de clima, chuvas, pH da água, etc. Nas águas os teores são normalmente baixos sendo utilizados processos analíticos de pouca precisão e de menor seletividade (Maranhão, 1984)

Como as amostras de água são facilmente contaminadas torna-se necessário acidulá-las para manter o pH ácido evitando-se uma co-precipitação e absorção de elementos das paredes do vasilhame além de manter os íons metálicos em suspensão. Devem, no momento de coleta, ser indicados na ficha de campo

- Cor

- Turbidez

- Aspecto do relevo

Profundidade da coleta

Presença de óxidos de Fe/Mn

- Tipo de vegetação

- Presença de matéria orgânica e de algas e

- Possíveis fontes de contaminação

É recomendável que entre a coleta e o ensaio analítico (físico-químico) o lapso de tempo seja relativamente curto

# Interpretação Imageológica

## Introdução

A palavra interpretar do latim *interpretare* significa traduzir ajuizar a intenção o sentido de buscar o significado. Deste modo para que o intérprete de imagens consiga rastrear os sinais ou evidências das feições que está estudando necessário se faz que siga uma sistemática metodológica a fim de ter seu trabalho facilitado.

Sugere-se o neologismo *imageintérprete* em substituição a fotointérprete e de igual modo imageologia em lugar de fotogeologia uma vez que o termo *imagem* em sensoriamento remoto é genérico por conseguinte aplicado a toda forma pictórica de representação independentemente do comprimento de onda ou sistema utilizado para a produção da imagem.

A metodologia adotada na interpretação geológica de imagens teve seu início efetivo a partir da década de 50 com a utilização de fotografias aéreas verticais merecendo citação os trabalhos pioneiros de Lueder (1959) Miller (1961) Ray (1963) Ricci & Petri (1965) Allum (1966) Vergara (1971) dentre outros. Tais pesquisas respaldaram-se na metodologia clássica denominada de "Método das Chaves" a qual trouxe grandes subsídios para o conhecimento geológico. Contudo apresenta vários inconvenientes a saber:

- necessidade de conhecimento prévio por parte do intérprete das imagens da área;
- estabelecimento de padrões de imagens os quais podem ser ambíguos; e
- ausência de uma sistemática e lógica na caracterização das feições do terreno da área estudada.

Outra importante escola na arte de fotointerpretação surgiu através de Guy (1966) com o denominado de "Método Lógico de Fotointerpretação" posteriormente divulgada no Brasil através de Rivereau (1970) e Soares & Fiori (1976).

Guy (op cit) definiu seu método partindo de dois pontos de vista distintos um completamente teórico que consiste em estudar a estrutura da informação contida em uma fotografia o outro mais concreto analisa os mecanismos utilizados na prática pelos intérpretes.

Tal metodologia tem tido grande aceitação por parte dos intérpretes. No entanto, sua maior deficiência reside no fato de que, seguindo as "regras do jogo", o produto pode ficar sem aplicação prática. A exemplo da frase "O vegetal como ar", que mesmo gramaticalmente correta, não tem sentido plausível. Além do mais, esta metodologia tem que ser utilizada por profissionais do ramo, uma vez que, para um intérprete que não seja geólogo, é tarefa difícil distinguir uma crista de duna de uma *cuesta*, no que concerne a uma camada geológica. Rivereau (op. cit.) apud Lima (1995).

No que tange a imagens de satélite envolvendo as faixas do visível e infravermelho, merecem destaque os inúmeros trabalhos desenvolvidos pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), dentre os quais os desenvolvidos por Veneziani & Anjos (1981) apud Lima (1995), objetivando estabelecer uma metodologia para a interpretação geológica de imagens LANDSAT, seguindo a diretriz filosófica aplicada por Soares & Fiori (op. cit.). Por sua vez, com relação às imagens de Radar de Visada Lateral (RVL), menção especial deve ser creditada aos trabalhos desenvolvidos pelo Projeto RADAM (RADAMBRASIL) em todo o Território Nacional, embora apenas Lima (1989, 1995) tenha dado enfoque especial aos procedimentos metodológicos.

Lima (1989) introduziu a metodologia de interpretação geológica em imagens de Radar, codinominada de "Lógica das Chaves", constituindo-se em uma associação envolvendo vários aspectos dos Métodos das Chaves e da Lógica.

Posteriormente, Lima (1995) renomeou o termo como "Sistemática das Chaves", explicando que o mesmo constitui uma sistematização de "chaves", sendo este termo, no entanto, aplicado no sentido de "elementos radargráficos". No entanto, a fim de evitar qualquer conotação do termo "chaves" com o Método das Chaves, Lima (1995) cognominou tal método como **Sistemática de Elementos Radargráficos - SER** - elementos radargráficos significando "feições" e ou seja, conjunto de elementos de imagem, os quais são sistematizados nos quatro primeiros estádios (Leitura, Reconhecimento, Identificação e Análise), a fim de fornecer subsídios para o estágio Interpretação (s/s).

Em resumo, a metodologia "Sistemática de Elementos Radargráficos", apesar de evidenciar tendências geométricas mais inerentes ao método da "Lógica", por um lado, e sob outro aspecto, no estabelecimento de critérios que mais se coadunam com o método "das Chaves", pretende ser um método independente de qualquer das duas escolas. É dirigido principalmente ao geólogo recém-formado, ou então ao geólogo que trabalha intensamente com mapeamento geológico básico.

Como estão disponíveis sensores remotos em diferentes faixas do Espectro Eletromagnético, e como cada sensor tem sua peculiaridade, em vista de suas resoluções geométrica, radiométrica, espectral e espacial distintas, sugere-se a utilização da metodologia **Lógica e Sistemática**, criada por Soares & Fiori (op. cit.) para fotografias aéreas. De igual modo, para imagens LANDSAT TM e SPOT, sugere-se a utilização da metodologia proposta por Veneziani & Anjos (op. cit.) com base em Soares & Fiori (op. cit.). Por sua vez, para a faixa de microondas, indica-se a metodologia **Sistemática de Elementos Radargráficos - SER** - de Lima (1995), por ser específica para a faixa de microondas.

A seguir, serão apresentadas as principais aplicações, em termos geológicos, das fotografias aéreas verticais, imagens LANDSAT TM e SPOT e Radar de Visada Lateral, seguido dos procedimentos básicos a serem utilizados na interpretação geológica de imagens produzidas por sensores remotos (imageologia).

## Sistemas Sensores Imageadores

Os sensores que produzem imagens podem ser classificados em função do processo de formação de imagem em Sensores Fotográficos, Sensores de Varredura Eletroóptica e Radares de Visada Lateral.

### Sistemas Fotográficos

#### Introdução

Os sistemas fotográficos foram os primeiros equipamentos a serem desenvolvidos. Compõem-se fundamentalmente de uma objetiva, um diafragma, um obturador e um corpo, no qual se aloja o detector. Os quatro primeiros formam a câmera fotográfica, cujo objetivo é focalizar a energia proveniente do alvo sobre o detector, que, no caso dos sistemas fotográficos, é o filme.

As câmeras fotográficas podem ser de dois tipos: métricas e de reconhecimento. As primeiras são usadas em geral para fins cartográficos e tipificam-se pelo alto grau de correção para as distorções geométricas, fato que não ocorre com as de reconhecimento.

Segundo o ângulo de tomada as fotografias aéreas podem ser verticais quando o eixo ótico da câmera coincide com a vertical do lugar do campo fotografado e oblíquas quando a tomada se realiza a um certo ângulo com respeito à vertical, ângulo este que varia de 10° a 30°. Dentre as fotografias oblíquas podem ser obtidas as oblíquas baixas com um ângulo de tomada superior a 10° porém inferior ao que seria necessário para fotografar o horizonte. Nas oblíquas altas ou panorâmicas o ângulo de tomada é superior sendo visível por conseguinte o horizonte (Figura 157)

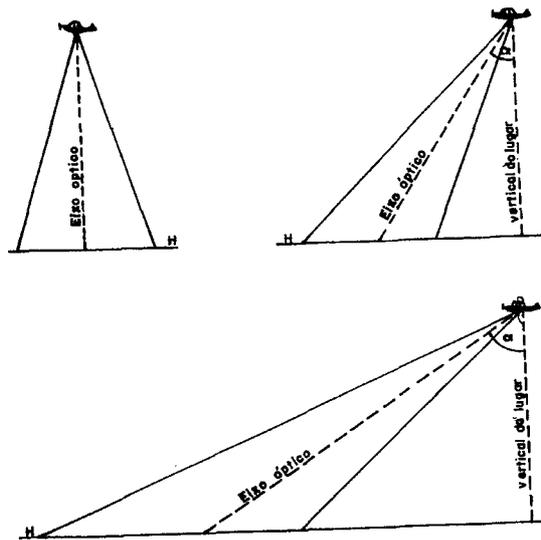


Figura 157 Tipos de Fotografias Aéreas: a) Vertical; b) Oblíqua baixa e c) Oblíqua alta ou Panorâmica

Existem também tomadas especiais como o TRIMETROGON composto por uma fotografia vertical e duas oblíquas altas tomadas simultaneamente com uma câmera tríplice a exemplo do que ocorreu com a Região Amazônica na década de 50 com o levantamento realizado pela USAF (United States Air Force) dos Estados Unidos da América do Norte. As câmeras laterais estão situadas de tal maneira que seu eixo ótico forma um ângulo de 30° com relação ao eixo ótico da câmera central. A escala é de 1:40 000 e as dimensões são 23 cm x 23 cm (Figura 158)

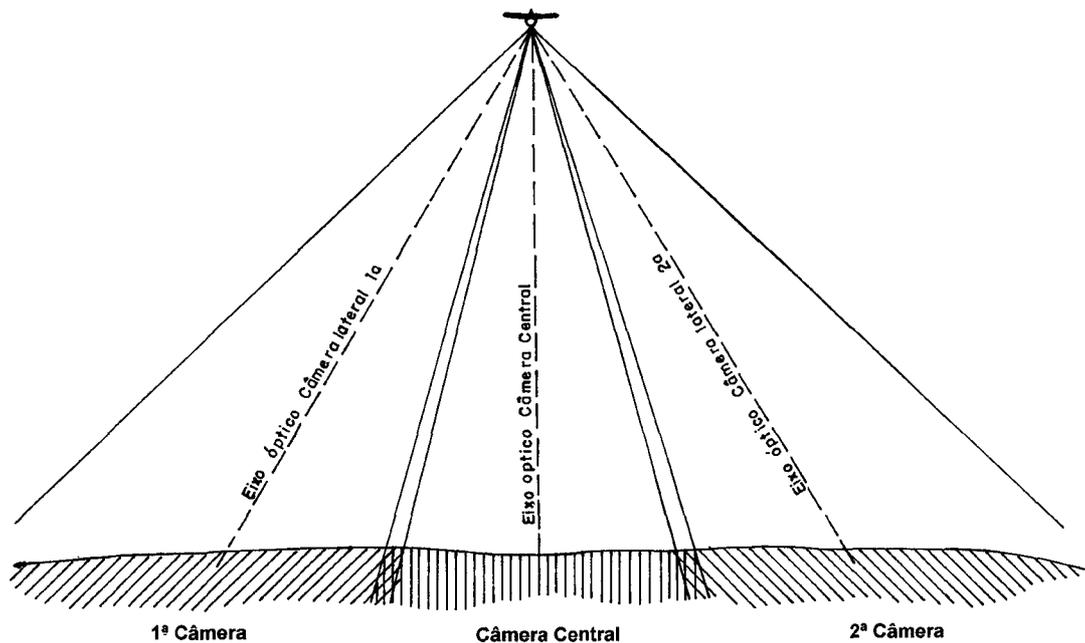


Figura 158 Sistema Trimetrogon

As principais vantagens do sistema TRIMETROGON sobre as fotografias aéreas verticais são

menor tempo de recobrimento

visão sinóptica da área e

menores custos

No entanto em contraposição apresenta fortes distorções e variação de escala em direção às bordas acrescido de mostrar qualidade inferior com relação às fotografias verticais

As fotografias aéreas verticais em preto e branco são comumente usadas em levantamentos devido aos seus baixos custos em relação às coloridas. Estas contudo mostram uma maior variação de tonalidades as quais sem dúvida facilitam a identificação dos diferentes recursos naturais que compõem o terreno

Por sua vez as fotografias aéreas coloridas apresentam as seguintes desvantagens em relação às fotografias em preto e branco

não existe uma correlação exata entre as cores obtidas e as naturais e

influência da umidade e demais condições atmosféricas sobre as cores

De uma maneira geral as fotografias aéreas verticais utilizam a faixa visível do espectro eletromagnético 0,38 $\mu$ m a 0,78 $\mu$ m sendo raro o uso de fotografias em outras faixas do espectro como por exemplo o infravermelho. No entanto por ocasião do levantamento radargramétrico realizado pelo então Projeto RADAM foi realizada paralelamente uma cobertura com fotografias aéreas infravermelho falsa cor na escala 1:130.000 e fotografias multiespectrais em quatro bandas verde, vermelho, azul e infravermelho na escala 1:70.000 envolvendo a porção central das fotografias. No entanto grande parte deste levantamento foi prejudicado pelas *nuvens eternas* que cobrem grande parte da Região Amazônica. Merece destaque as fotografias tomadas a bordo do SKYLAB anos 73/74 com resolução espacial de até 20 m na faixa do visível. Entretanto devido a problemas operacionais este equipamento foi desativado e não pôde ser utilizado pela comunidade científica.

De qualquer sorte as fotografias infravermelho tanto o próximo como o remoto (termal) permitem que sejam feitas coberturas em condições de baixa visibilidade atmosférica e não são sensíveis à luz não polarizada fatores que influenciam sobretudo as fotografias em preto e branco e coloridas.

### **- Fotografias Aéreas Verticais**

As fotografias aéreas verticais são aquelas em que na tomada da foto o eixo ótico da câmera coincide com a vertical do lugar fotografado.

Para o levantamento de uma determinada região são voadas faixas com direção geralmente N-S ou E-O. Ao final de cada faixa é invertido o sentido do voo para começar outra nova com direção paralela à primeira. Na cobertura fotográfica de uma determinada região o número de faixas dependerá da escala da fotografia que por sua vez dependerá da altura do voo e da distância focal da lente (Figura 159).

Para um bom recobrimento estereoscópico a superposição entre fotos consecutivas (*overlap*) deve ser de 60% ao passo que entre fotos laterais (*sidelap*) terá que ser de pelo menos 25%.

A época de levantamento e a direção das linhas de voo são importantes para a qualidade das fotos as quais devem ser escolhidas cuidadosamente levando-se em consideração boa luminosidade e melhores condições atmosféricas.

A Figura 159 representa a tomada de uma fotografia aérea na qual estão indicados seus principais elementos.

geométricos. A distância focal e altura de vôo estão exageradas para maior clareza. Nesta, estabelecendo a razão de proporcionalidade entre os triângulos AOB e aOB, obtém-se a seguinte relação:

$$i = \frac{f}{H} \cdot o \quad \text{onde}$$

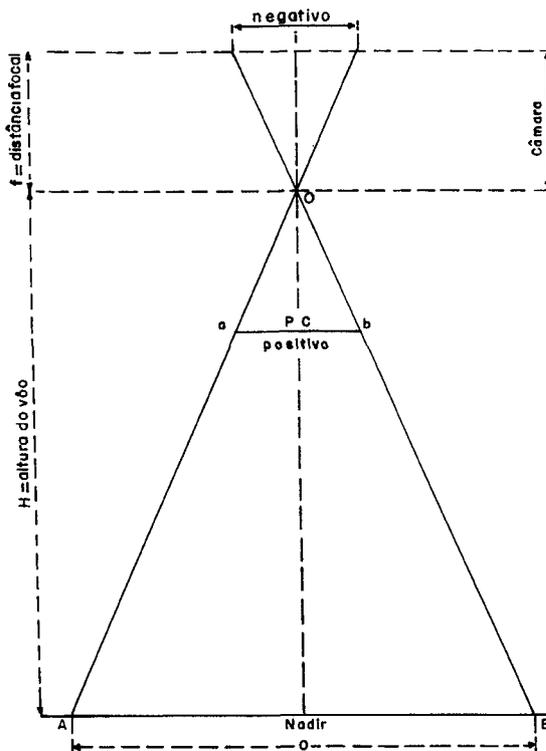


Figura 159 Elementos de uma fotografia aérea vertical

$i$  é o tamanho da imagem obtida e  $o$  do objeto fotografado. Assim sendo, para obtenção da escala de uma foto basta dividir a distância focal  $f$  pela altura de vôo  $H$ . Deste modo, a escala da foto vai variar se o terreno for acidentado, sendo menor a escala nos vales e maior nas zonas montanhosas.

A projeção das fotografias aéreas tem a forma de um sistema cônico, sendo o centro óptico da objetiva o centro de perspectiva. O deslocamento é radial a partir do **nadir** e seu sentido será em direção ao ponto central quando o objeto projetado estiver situado por baixo do plano de projeção e em sentido contrário quando situado por cima.

## Sistemas de Imageamento Eletroóptico

Os sistemas de imageamento eletroóptico diferem dos sistemas fotográficos devido aos dados serem registrados sob a forma de sinal elétrico, o que possibilita sua transmissão a distância.

Todo o sistema de imageamento tem dois componentes básicos: o sistema óptico e o detector. O primeiro tem a função de focalizar a energia proveniente da cena para o detector.

Quanto ao processo de formação de imagem, os sistemas de imageamento eletroóptico podem ser classificados em três grandes grupos: sensores de quadro (*frame*), sensores de varredura eletrônica e sensores de varredura mecânica. A Tabela 22 ilustra os principais sistemas imageadores e suas características mais importantes.

TABELA 22

TIPOS BÁSICOS DE SISTEMAS DE IMAGEAMENTO ELETRÓPTICO (NOVO, 1989)

Características	Frame	Varredura Eletrônica	Varredura Mecânica
Possibilidade de Visão Estereoscópica	Boa	Boa	Adequada
Susceptibilidade à Movimentação da Plataforma	Pequena	Média	Grande
Possibilidade de uso Multiespectral	Pequena	a ser melhorada	Muito boa
Capacidade de Operação no IR	Limitada	Elevada	Média
Precisão Geométrica	Pequena para varredura por feixe de elétrons	Limitada pela tecnologia de construção de matrizes de detectores	Alta Precisão
Numero de Elementos de Resolução por cena	Limitado pelo tamanho da matriz e pelo sistema óptico	Limitado pelo tamanho do <i>array</i> e pelo sistema óptico	Ilimitado

Os sensores de quadros ou *frame* são também conhecidos por **vidicons** e tiveram origem a partir do sistema de televisão. Um exemplo de produto de sensoriamento remoto obtido por este tipo de sensor são as imagens RBV (**Return Beam Vidicon**) coletadas pelas câmeras RBV a bordo dos satélites (1, 2 e 3) da série LANDSAT.

Esse sistema de imageamento é conhecido como sistema de varredura no plano de imagem (Figura 160) em que a imagem formada no tubo fotocondutivo é varrida por um feixe de elétrons. A obtenção de imagens multiespectrais nesse sistema é semelhante a dos sistemas fotográficos. Utilizam-se sistemas de lentes múltiplas com tubos fotossensíveis individualizados para cada faixa espectral (Figura 161).

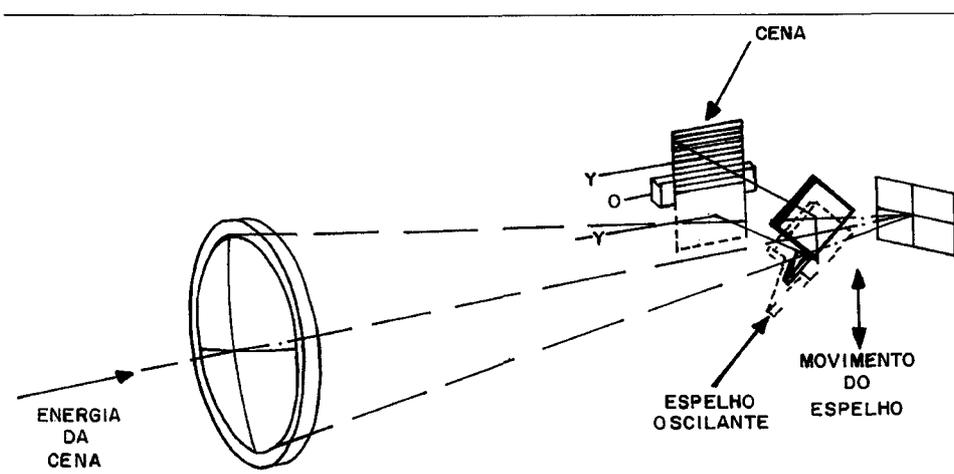


Figura 160 Sistema de Varredura Mecânica no Plano da Imagem (ASP, 1983)

O Sistema de Varredura Eletrônica utiliza um sistema óptico grande angular através do qual a cena é imageada em sua totalidade através de um arranjo linear de detectores (Figura 162).

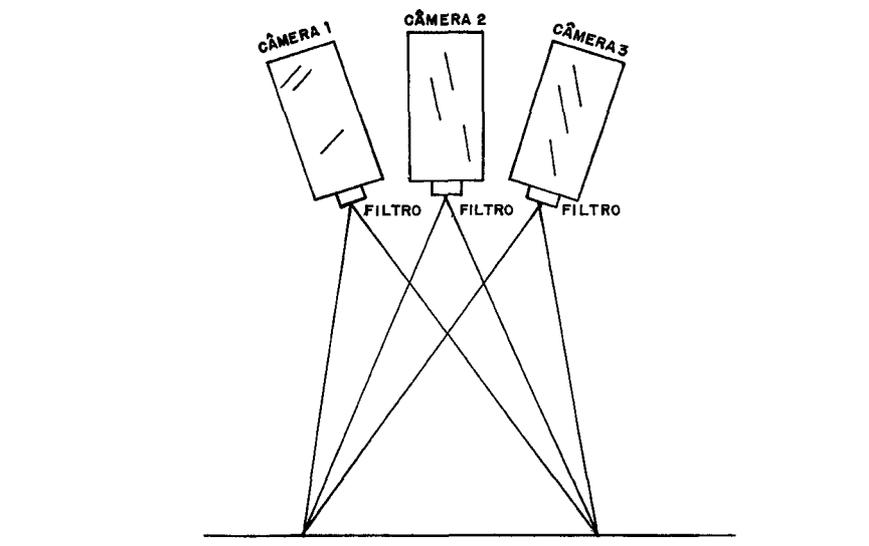


Figura 161 Esquema de Aquisição de Dados Multiespectrais nos Sistemas de Imageamento Plano Imagem (Swain & Davis 1987)

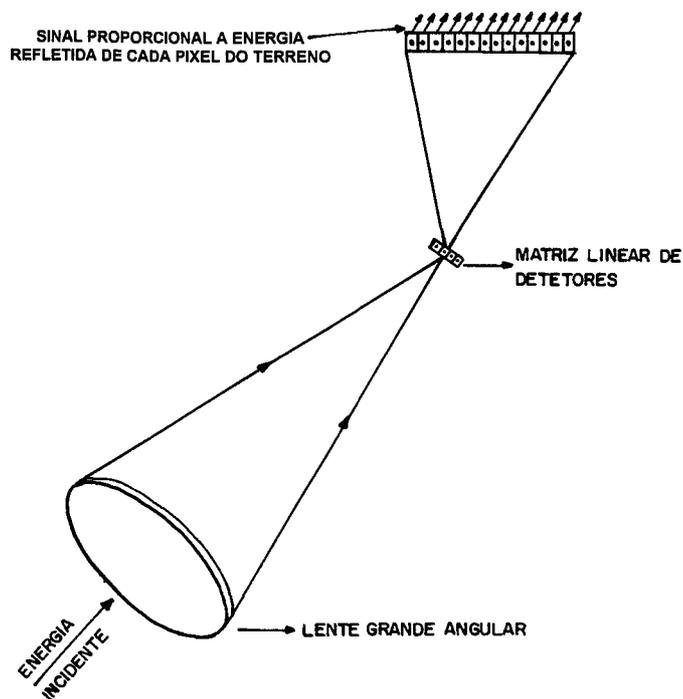


Figura 162 Esquema de um Sistema de Varredura Eletrônica (ASP 1983)

O tamanho do elemento imageado é função da altura do imageamento das dimensões dos detectores e da distância focal. Este tamanho é fornecido por

$$R = H \cdot d / f \text{ sendo } H = \text{altura da plataforma}$$

$$d = \text{diâmetro do detector}$$

$$f = \text{distância focal}$$

$$R = \text{resolução}$$

Este sistema está sendo utilizado em diversos programas espaciais como o MOMS SPOT e MEOSS

Os Sistemas de Varredura Mecânica podem ser classificados em **sistema de varredura quase no plano** e **sistema de varredura no plano do objeto**

O sistema de varredura no plano do objeto é formado por um telescópio em cuja abertura encontra-se um espelho plano que oscila perpendicularmente ao deslocamento da plataforma. Através deste movimento oscilatório a cena é imageada linha por linha (Figura 163). Esse sistema vem sendo utilizado pelos sensores MSS e TM a bordo dos satélites da série LANDSAT

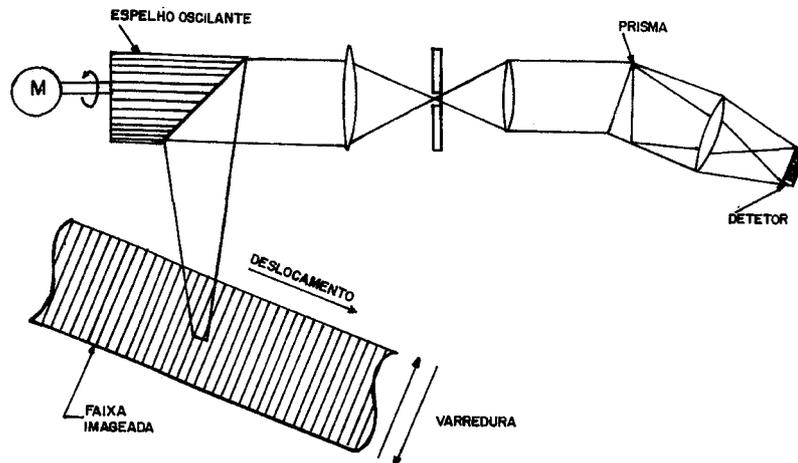


Figura 163 Exemplo de Sistema de Varredura Mecânica no Plano do Objeto (ASP 1983)

Os espelhos para varredura mecânica podem ser colocados também no interior do sistema óptico e por isso são conhecidos por sistemas de varredura quase no plano da imagem

A Tabela 23 resume as principais vantagens e desvantagens dos três principais sistemas de imageamento eletroóptico

**TABELA 23**  
**CARACTERÍSTICAS DOS SISTEMAS IMAGEADORES ELETROÓPTICOS (Novo, op cit)**

Sistemas	Vantagens	Desvantagens
Vidicon (Frame)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Possibilidade de transmissão</li> <li>• Utilizável em sistemas de longa duração</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Sensibilidade</li> <li>• Geometria instável em duas dimensões</li> <li>• Resolução espacial limitada</li> </ul>
Varredura Eletrônica	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Geometria mais estável</li> <li>• Possibilidade de transmissão</li> <li>• Utilizável em sistemas de longa duração</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Resolução espacial limitada pela taxa de transmissão de dados</li> </ul>
Varredura Mecânica	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Alta resolução espectral</li> <li>• Possibilidade de transmissão</li> <li>• Utilizável em sistemas de longa duração</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Resolução espacial limitada</li> <li>• Instabilidade geométrica em 1 dimensão</li> </ul>

## Sistemas de Microondas

### Introdução

O Radar de Visada Lateral (RVL) constitui-se em um sensor ativo aerotransportado situando-se na faixa das microondas do Espectro Eletromagnético (EMR). Denomina-se de Visada Lateral pelo fato de cobrir uma faixa contínua ao lado da aeronave ao invés de diretamente abaixo, como acontece com as fotografias aéreas verticais.

Pelo fato de ser um sensor ativo a antena posiciona-se com seu eixo longitudinal na parte inferior do bojo da aeronave emitindo um feixe em forma de leque cuja varredura edifica a imagem. Uma série de pequenos pulsos eletromagnéticos são emitidos e os sinais da reflexão de retorno são registrados. Dois parâmetros são de suma importância: distância em relação à antena e à intensidade da energia refletida. Pela conjugação desses dois parâmetros é que será produzida a imagem de Radar através da composição dos pontos de retorno (Figura 164). Deste modo o RVL constitui-se em um sensor baseado nas características elétrico-geométricas dos alvos nos terrenos.

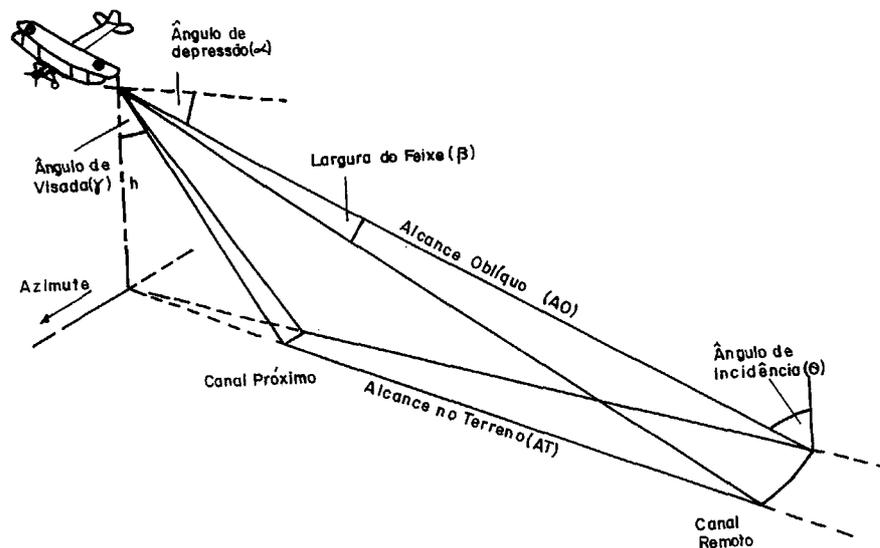


Figura 164 Parâmetros do Sistema RVL (Drury 1987 apud Lima 1995)

Define-se como elemento de imagem no sistema ótico o sinal de retroespelhamento referente a um determinado pulso cujo conjunto forma a imagem de uma determinada cena. Corresponderia ao "pixel" (*picture element*) nos sistemas digitais. Todas as imagens de Radar estão sujeitas a variações estatísticas, principalmente o *speckle* e o ruído, os quais devem ser levados em consideração tanto na interpretação visual como automática.

Caso o transmissor estivesse operando continuamente, seria impossível correlacionar uma transmissão de energia particular para uma reflexão terrena. Por essa razão, pulsações de energia são enviadas intermitentemente de modo que a próxima pulsação somente será emitida após todas as reflexões de uma pulsação anterior retornarem para a antena que, portanto, já estará apta para recebê-la.

O posicionamento de um determinado alvo na imagem irá depender de sua distância em relação à antena, seu brilho e da intensidade da reflexão de retorno. A velocidade do filme é sincrônica com a velocidade da aeronave ou espaçonave.

Na Figura 165 observa-se a relação "tempo versus amplitude do sinal" no que tange aos alvos casa e árvore. Saliente-se que a árvore situa-se mais próxima da antena e terá, portanto, um tempo menor de retorno (13), no entanto, com menor amplitude que a casa (18).

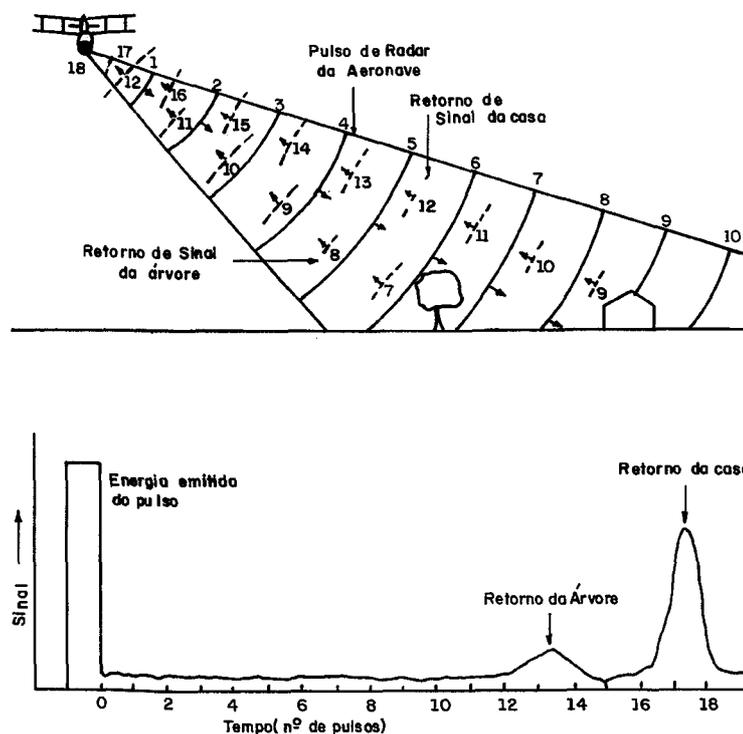


Figura 165 Tempo e Amplitude de Sinal da Reflexão no Sistema RVL (Drury 1987 apud Lima 1995)

Torna-se necessária a definição de dois parâmetros que serão abordados continuamente: ângulo de incidência ( $\theta$ ) e ângulo de depressão ( $\alpha$ ). Ângulo de incidência é o ângulo formado pelo raio incidente de Radar e a perpendicular com a superfície incidente, sendo igual ao ângulo de reflexão (Lei de Snell). Neste caso, como a superfície tem que ser plana, utiliza-se comumente a denominação de ângulo de incidência local. Por sua vez, o ângulo formado entre a linha horizontal que passa pela antena e o raio incidente denomina-se ângulo de depressão (Figura 164).

A tonalidade é a média espacial de primeira ordem de brilho de imagem correspondente ao nível de cinza, onde o brilhante representa o branco e o não brilhante o preto. Fundamenta-se com o tipo de retorno de sinal, seja ele do tipo especular, difuso, frontal agudo, frontal obtuso, *grazing* e refletor de canto (Figura 166).

Na Figura 166 exemplificam-se as diversas situações que se pode esperar de acordo com o modelado do terreno. O retorno do sinal emitido será nulo na reflexão especular (tom preto), forte no refletor de canto e frontal obtuso (tom branco), com valores intermediários no frontal agudo, difuso e *grazing* (cinza).

Na Figura 167 a distância entre a antena e o objeto que está sendo imageado denomina-se de Alcance Oblíquo (*Slant Range*) e a faixa do terreno coberta pela varredura é codinominada de Alcance no Terreno (*Ground Range*). A porção média deste constitui o limite entre o Canal Próximo (*Near Range*) e o Canal Remoto (*Far Range*). O primeiro, com ângulos de depressão maiores e em consequência menor comprimento de onda, em virtude de sua maior proximidade da antena. O inverso ocorre com o outro canal.

Ao imagear o terreno ao lado da aeronave, as linhas de varredura divergem sob a forma de um leque com a distância (Figura 164), resultando na variação da resolução em diferentes porções da imagem. Em outras palavras, a resolução espacial do Canal Próximo (CP) será distinta daquela apresentada no Canal Remoto (CR).

Entende-se por resolução espacial a capacidade que tem o sensor em discriminar dois objetos. Assim, ao especificar-se que a resolução espacial é de 16 m, significa dizer que somente objetos que tiverem uma distância maior do que 16 m serão individualizados.

A resolução longitudinal, paralela à linha de vôo, é alcançada pelo uso de grandes antenas e pequenos comprimentos de onda. Para abertura real, a largura do feixe (radianos) em azimute é dada pela razão comprimento de onda/diâmetro da antena.

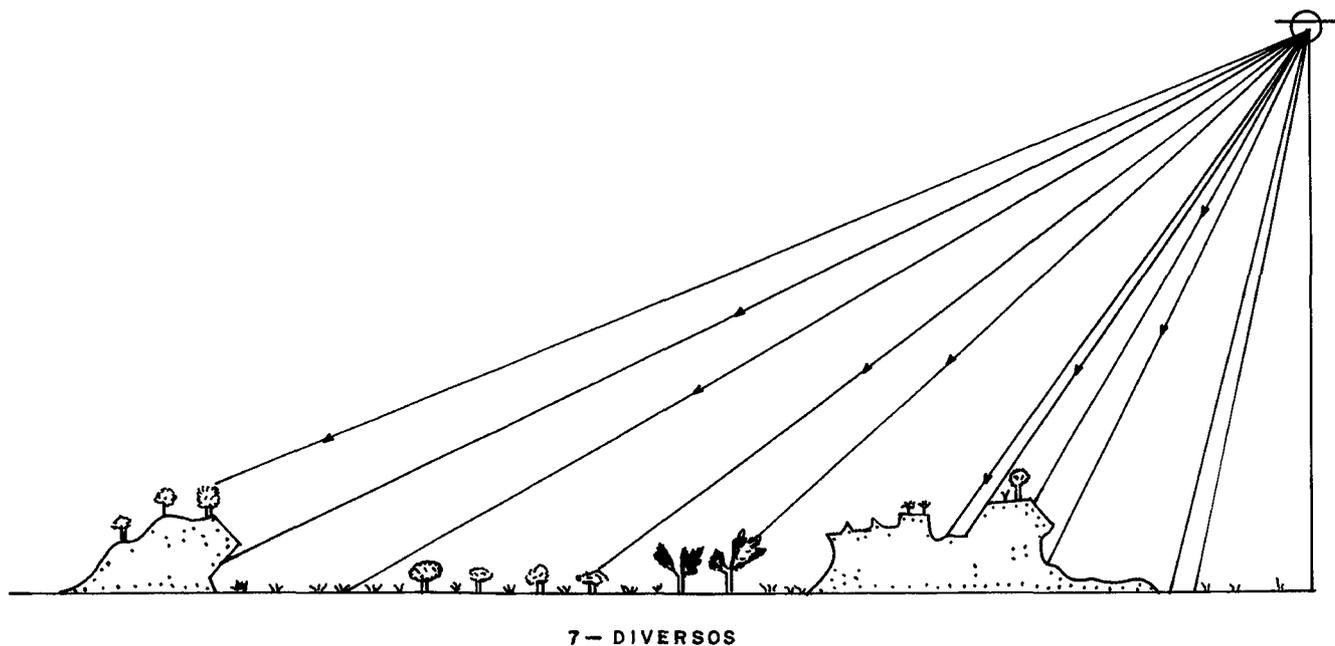
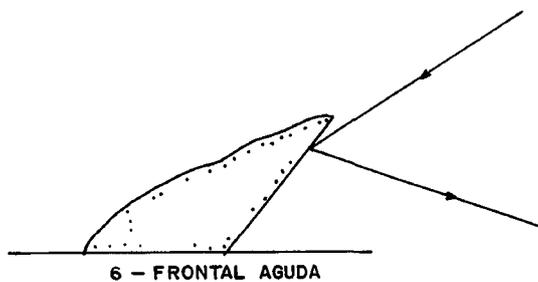
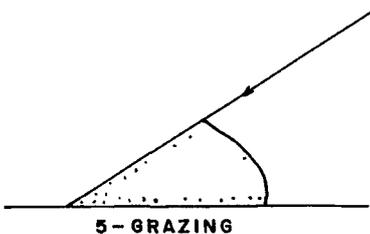
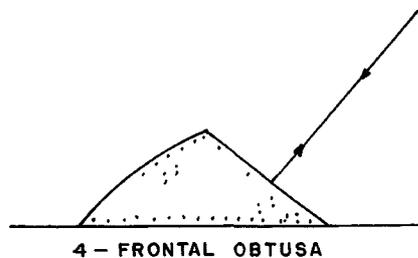
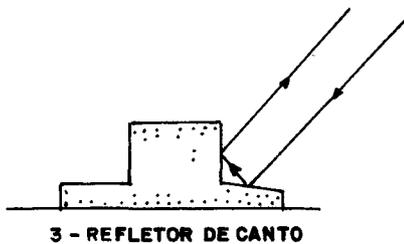
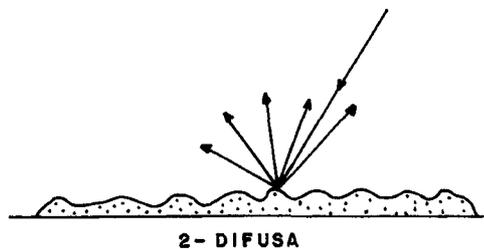
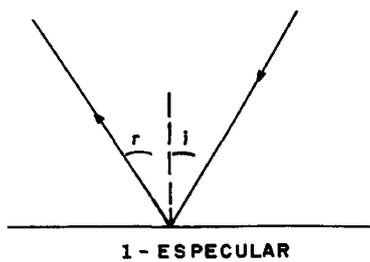


Figura 166 Tipos de Reflexão (Lima 1995)

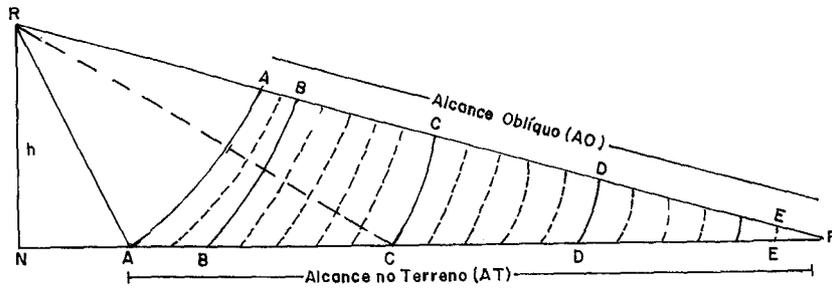


Figura 167 Relação entre AO e AT (Mekel 1972 apud Lima 1995)

A Resolução Longitudinal  $R_L$  é dada pela equação

$$R_L = \lambda / Da \times AO \text{ onde}$$

$\lambda$  = comprimento de onda

$Da$  = diâmetro da antena

$AO$  = alcance oblíquo

Como consequência são necessárias grandes antenas para conseguir se alta resolução. Como pode ser visto na Figura 168 pela forma em leque do feixe a resolução do CP será melhor do que no CR ou seja melhor em **a** do que em **b**.

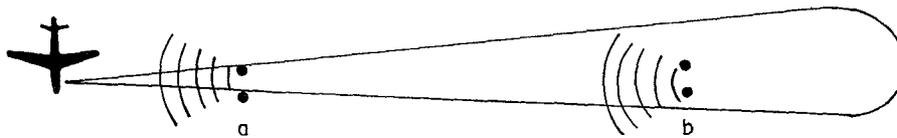


Figura 168 Resolução Longitudinal (Jensen et al 1977 apud Lima 1995)

A Resolução Transversal  $R_T$  perpendicular à linha de vôo é proporcional ao comprimento do pulso da microonda. Por exemplo um período de pulso de  $10^{-7}$  seg produzirá uma resolução de 15 m (Figura 169). A  $R_T$  pode ser melhorada com o uso de pequenos pulsos como pode ser observado na equação abaixo.

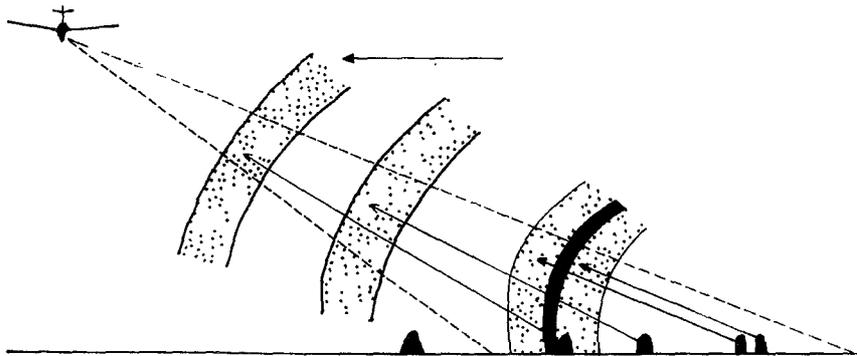


Figura 169 Resolução Transversal (Jensen et al 1977 apud Lima 1995)

$$R_T = C \times T / 2 \cos \beta \text{ onde}$$

$C$  = velocidade da luz

$T$  = comprimento do pulso

$\beta$  = ângulo de depressão

Na Figura 169 pode se notar que a RT não foi suficiente para discriminar os dois últimos morrotes da direita uma vez que o retorno será unico

Segundo Browden & Pruitt (1975 apud Lima 1995) os Sistemas de Abertura Real RAR fornecem um numero maior de amostras independentes do que os Sistemas de Abertura Sintética SAR - de comparável resolução nominal provocando deste modo uma escala de cinza mais evidente e menor granulação o que facilita o trabalho do imageintérprete

No Sistema de Abertura Real RAR uma chave eletrônica liga a antena ora ao receptor ora ao transmissor permitindo que após a transmissão de um sinal o sistema fique preparado para receber os sinais de retorno No tubo de raios catódicos (CRT) a imagem é construída após a recepção de um conjunto de sinais e é montada uma imagem linear semelhante ao gráfico tempo *versus* intensidade Essa imagem linear é passada através de lentes para impressionar um filme fotográfico (Figura 170)

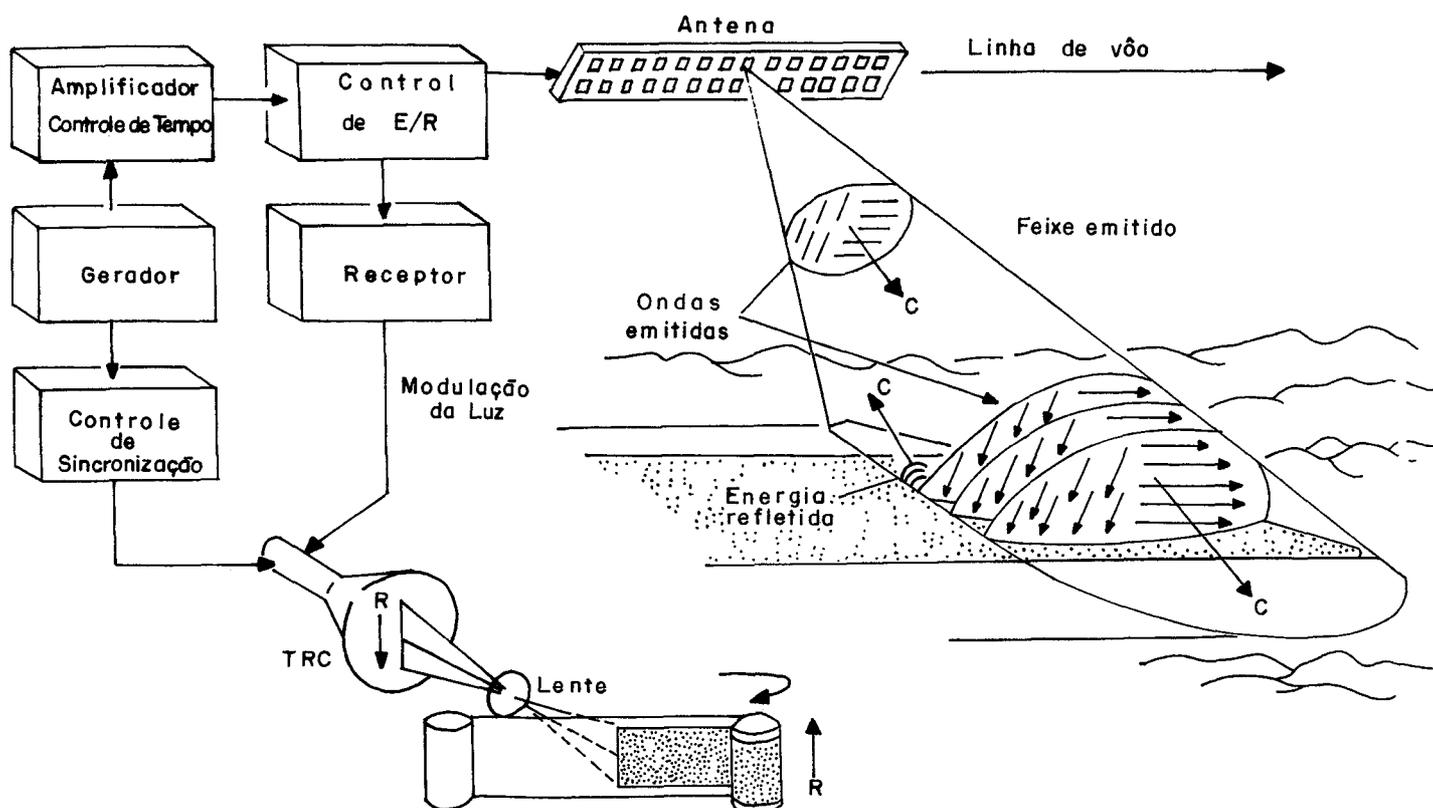


Figura 170 Princípio do Sistema RVL Abertura Real (RAR) (Routin 1975 apud Lima 1995)

No sistema de abertura sintética uma chave eletrônica também controla a emissão e recepção de sinais de radar O STALO (*Stable Local Oscillator*) funciona tanto como transmissor como armazenador a fim de comparar as fases Devido à largura do feixe um ponto do terreno é investigado várias vezes um em cada pulso transmitido Como esse ponto move se relativamente ao avião haverá uma modificação da frequência do sinal de retorno causada pelo efeito Doppler Daí porque a cópia do sinal transmitido é guardada e posteriormente comparada com o sinal de retorno O *Data Film* registra a diferença de fase entre os dois sinais à semelhança de um holograma unidimensional pois que trata apenas dos dados longitudinais (Figura 171)

Em resumo o SAR mostra melhor fidelidade geométrica ao passo que o RAR exhibe melhor gama dinâmica

A largura angular do feixe da antena é inversamente proporcional ao comprimento da antena Deste modo para uma melhor resolução torna se necessária uma antena de grande comprimento Entretanto uma antena relativamente curta (2 m) se comporta eletronicamente como se tivesse centenas de metros produzindo feixe

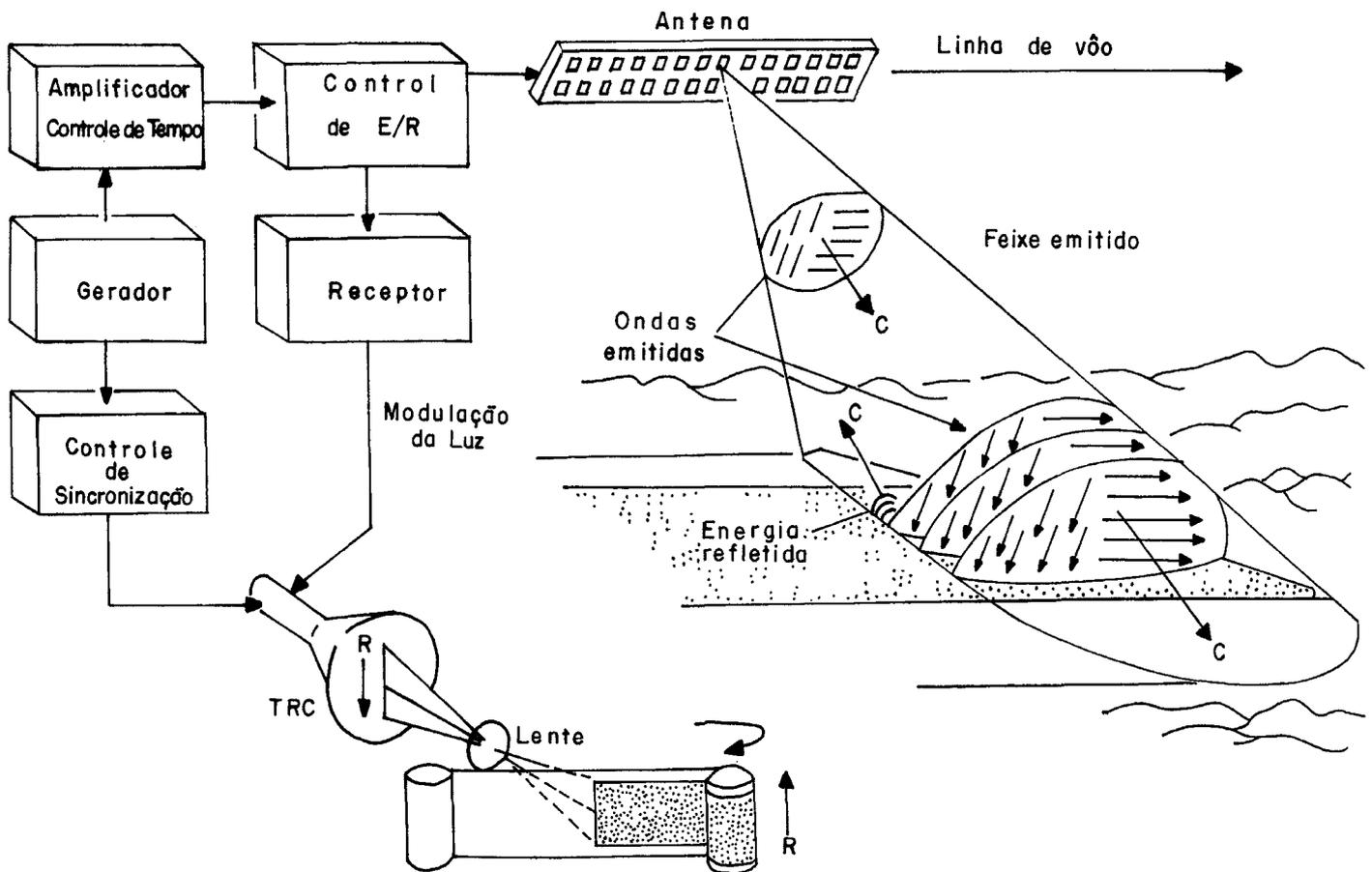


Figura 171 Princípio do Sistema RVL de Abertura Sintética (SAR) (Routin 1975 apud Lima 1995)

"sintetizado" com resolução idêntica em todos os seus pontos denominada de Radar de Abertura Sintética SAR em contraposição ao de Abertura Real RAR

O Radar de Abertura Sintética é um processo de imageamento no qual microondas coerentes iluminam o terreno para o lado do aeroplano. A antena detecta as ondas de Radar de cada ponto sobre o terreno. No equipamento eletrônico a bordo da aeronave, sinais gerados no receptor pela fila de pulsos de microondas refletidos são combinados com o conjunto dos sinais de referência para criar padrões de interferência. Linha por linha de cada padrão de referência de interferência é exibida sobre um CRT e fotografada sobre uma faixa móvel de *Data Film* cuja velocidade é proporcional ao da aeronave. O *Data Film* pode ser considerado como um "Radar holograma" (Jensen et al 1977)

Uma longa antena pode ser substituída por uma pequena tomando-se como base o movimento da aeronave (Efeito Doppler). Uma antena real acoplada no seu bojo envia para o terreno uma série de pulsos em intervalos regulares. Cada pulso consiste em um conjunto de microondas polarizadas. Quando um objeto situa-se no raio de ação do feixe emitido pela antena, ele reflete a porção do pulso em direção à antena. Em alguns pontos do caminho da aeronave, o objeto recebe um número integral de comprimentos de onda, enquanto em outros não. A aeronave começa a se aproximar do objeto até atingir uma distância mínima, para posteriormente se afastar. Deste modo, o comprimento eletrônico da antena será considerado como aquele que inicialmente recebe sinais do objeto até o último pulso emitido pelo mesmo. As séries de ondas refletidas concernentes às diferentes distâncias são combinadas eletronicamente com o comprimento da onda de referência, causando sinais de interferências construtivos e destrutivos. O sinal de interferência emerge com uma voltagem cujo brilho representa a intensidade

do sinal na tela de um tubo de raios catódicos (CRT) O movimento do *spot* marca uma série de traços claros e escuros de comprimento desigual o qual é registrado em um filme que se move a uma velocidade proporcional à da aeronave resultando no *Data Film* à semelhança de um holograma de radar Quando tal holograma é iluminado por um raio *laser* forma-se a imagem do objeto (Jensen et al op cit)

*Speckle* é definido como a flutuação estatística de incerteza associada com o brilho na imagem de uma determinada cena O mesmo aparece como um processo multiplicativo randômico cuja variância e correlação espacial são determinadas principalmente pelo sistema SAR

Em virtude das imagens SAR serem geradas utilizando radiação coerente à semelhança de um holograma as mesmas apresentam um aspecto granular ou salpicado devido a uma interferência aleatória construtiva e destrutiva das ondas que compõem o elemento de imagem Devido ao efeito *speckle* o intérprete invariavelmente vai observar que as imagens C SAR aerotransportadas contêm menos detalhes que as fotografias aéreas na mesma escala

Para uma melhor qualidade na interpretação torna-se mister o conhecimento dos princípios que regem os parâmetros geométricos das imagens de Radar merecendo destaque Sombra de Radar Encurtamento de Radar Fantasma de Radar (*Radar Layover*) e Paralaxe de Radar (Browden & Pruit 1975 apud Lima 1995)

### - Sombra de Radar

A sombra de radar constitui uma das principais características das imagens de Radar É de grande relevância para que o intérprete possa ter a noção de terceira dimensão na análise monoscópica da imagem o que de certa forma é carente nas imagens de satélite nas faixas do visível e infravermelho (LANDSAT SPOT KOSMOS MOMS e outras)

Em vista do Radar de Visada Lateral RVL ser um sensor ativo suas linhas de vô podem ser planejadas o que facilita a interpretação de extensas regiões devido à sua homogeneidade na avaliação da média espacial de primeira e segunda ordem do brilho haja vista a presença da sombra sempre para o mesmo lado o que de certo modo não acontece com os sensores passivos

As proposições colocadas a seguir são válidas somente quando a direção da linha de crista for perpendicular à frente de onda do Radar Observa-se na Figura 172 que a Sombra de Radar só será produzida em uma feição do terreno se o ângulo de depressão ( $\beta$ ) for menor que o ângulo da pendente ( $\alpha$ ) não voltada para a antena de Radar Devido a tal relação geométrica ocorrerão situações em que não haverá sombra até o caso particular em que o ângulo de depressão for igual ao da pendente não voltada para a antena (*grazing*) fato que ocorre sempre no Canal Próximo (CP) a partir de que a sombra sempre se apresentará com maior comprimento Por conseguinte o ressalto das feições geomórficas dar-se-á amiúde no Canal Remoto CR em especial em situações em que o posicionamento da feição for paralelo à linha de vô (perpendicular à linha de varredura) As zonas de relevo mais fortes com maiores desníveis terão sombras menores no CP. No entanto os problemas de distorção serão sempre maiores

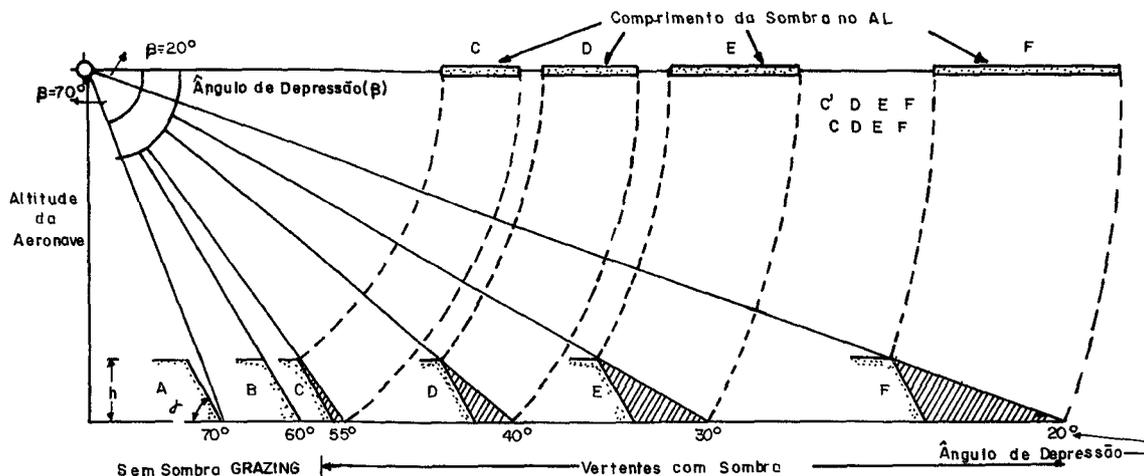


Figura 172 Relação entre o Ângulo de Depressão ( $\beta$ ) e Comprimento da Sombra de Radar (Browden & Pruit 1975 apud Lima 1995)

### - Encurtamento de Radar

O encurtamento de radar ocorre quando pendentes estão voltadas para a antena (reflexão frontal aguda) pois devido aos seus posicionamentos geométricos terão um único retorno mostrando-se brilhante (tons brancos no RVL) sob a forma de linhas ou traços grossos. Com relação às pendentes não voltadas para a antena também existe encurtamento, havendo uma única situação em que não ocorre tal fenômeno, que é o caso do *grazing*.

Malgrado a distorção que acarreta o encurtamento de pendente, tal fator é de grande importância para ressaltar desníveis topográficos, especialmente para destacar traços radargráficos em rochas sedimentares horizontais ou com mergulho fraco.

A Figura 173 ilustra com propriedade a situação em que ocorre encurtamento de pendente, pois que a distância do topo ( $AL_t$ ) é igual à da vertente ( $AL_f$ ) e da base da feição ( $AL_b$ ) ou seja  $AL_t = AL_f = AL_b$ .

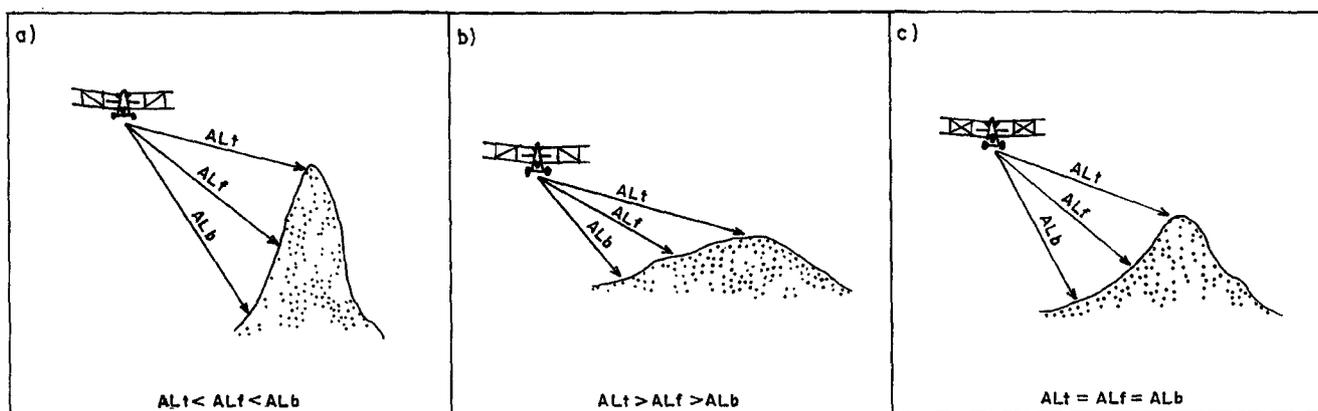


Figura 173 a) Layover b) Normal e c) Encurtamento (Drury 1987 apud Lima 1995)

### - Fantasma de Radar (*Radar Layover*)

Constitui um caso extremo de deslocamento de relevo, o que impossibilita a interpretação radargeológica. De uma maneira geral, ocorre no Canal Próximo (CP) e é função direta da distância da antena para a feição imageada, uma vez que o topo da feição estando mais próximo da antena ( $AL_t$ ) terá portanto o seu sinal registrado antes (Figura 173). Em outras palavras, ocorre sempre que o ângulo de incidência for negativo.

Em Território Nacional, com cobertura radargramétrica da GEMS, tal fenômeno não ocorreu por questões da geometria do sistema GEMS, devido ao seu ângulo de incidência estar acima de  $45^\circ$ .

### - Paralaxe de Radar

Constitui a mudança aparente de posição de um alvo em virtude da mudança do ponto de observação. De maneira distinta das fotografias aéreas, que apresentam uma distorção radial, as imagens de Radar provocam um deslocamento das feições positivas em direção à antena de Radar, o inverso ocorrendo com as negativas. Então a soma do deslocamento de relevo, evidenciada nos canais próximo e remoto, constitui a paralaxe. Graças a este parâmetro é que pode ser obtida a estereoscopia de Radar.

## Vantagens e Limitações

Os sistemas fotográficos, quando comparados com os demais sistemas, apresentam as seguintes vantagens:

- melhor resolução espacial
- boa orientação espacial
- visão estereoscópica e

fácil processamento

Por sua vez apresentam as seguintes desvantagens

não são digitais

não podem ser transmitidos a distância

seus detectores (filmes) atuam apenas em uma parte do espectro eletromagnético entre o ultravioleta e o infravermelho próximo

difícil manuseio devido ao grande número de fotos distorções nas bordas e dificuldade de plotar os resultados em bases cartográficas

baixa resolução radiométrica

visão estática de uma região

dependem da iluminação solar e

sofrem influências atmosféricas e das coberturas de nuvens

Deve se destacar que graças a sua excelente resolução espacial 5 m ou menos as fotografias aéreas devem ser utilizadas para mapeamento em escalas de detalhe 1:50 000 ou maiores. Embora consiga discriminar feições do terreno graças a sua resolução espacial a interpretação se torna difícil devido a sua baixa resolução radiométrica.

Por sua vez os sistemas eletroópticos apresentam as seguintes vantagens

são apresentados no formato digital;

exibem boa resolução radiométrica e trabalham em ampla faixa do espectro eletromagnético; e

seus dados podem ser transmitidos a distância em vista de trabalharem com sinal elétrico os quais podem ser digitalizados e analisados através de técnicas computacionais

Os sistemas eletroópticos apresentam as seguintes desvantagens

baixa resolução espacial

são influenciados pelas coberturas de nuvens e condições atmosféricas

sofrem influência do ângulo de elevação solar e azimute do sol e

apresentam distorções geométricas

Os sensores de quadro ou *frame* foram utilizados nas missões LANDSAT 1, 2 e 3 tendo como característica principal operarem na faixa visível do espectro. As duas primeiras missões operaram com três bandas tendo uma resolução espacial de 40 m. O LANDSAT 3 apresentou uma resolução espacial de 25 m com duas bandas no visível. No entanto por questões operacionais o mesmo foi desativado.

Nas missões LANDSAT 1, 2 e 3 também foi acoplado o Imageador Multiespectral (MSS (*Multispectral Scanner Subsystem*)) Sistema de Varredura Mecânica no Plano da Imagem operando com quatro canais nas duas primeiras missões na faixa do visível e infravermelho próximo e com cinco canais na faixa do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal na última missão. A resolução espacial nas duas primeiras faixas é de 79 m enquanto que para o infravermelho termal foi de 240 m. Por sua vez nas missões LANDSAT 4/5 foi introduzido o *Thematic Mapper* com seis canais na faixa do visível, infravermelho próximo e infravermelho médio com resolução espacial de 30 m e um canal no infravermelho termal com resolução espacial de 120 m.

Em meados da década de 80 foi lançado o Sistema SPOT (*Système Probatoire de Observation de la Terre*) utilizando um Sistema de Varredura Eletrônica com dois modos pancromático e multiespectral. O primeiro com uma resolução espacial de 10 m envolve essencialmente a faixa do visível enquanto o outro abarca o visível e o infravermelho próximo com uma resolução espacial de 20 m.

Os Radares de Visada Lateral do Sistema de Microondas apresentam características bem próprias e constituem um importante instrumento para qualquer tipo de levantamento geológico principalmente por ser um sensor ativo e independe de coberturas de nuvens. O território brasileiro está totalmente coberto por imagens da *Good Year Eletronic Mapping System GEMS* na banda X (3 12 cm) com resolução espacial de 16 m. No entanto, com o lançamento dos sistemas SEASAT SIR nas bandas L (23 5 cm) ERS 1 e JERS 1 na banda C (5 7 cm) e resoluções espaciais de 30 m, muito se avançou no campo geológico no que tange a utilização de microondas. Mais recentemente foi lançado o mais sofisticado sistema de microondas acoplado à satélite, o Sistema RADARSAT. De origem canadense, foi lançado em 4 de novembro de 1995 na banda C com período de recobrimento de 26 dias em órbitas ascendente e descendente com sete modos de operação com resoluções espaciais de 20 até 100 m.

A grande aplicação dos Radares de Visada Lateral situa-se no campo da geologia estrutural, devido à sua visada lateral, constituindo-se em complemento importante para as imagens SPOT e LANDSAT no que concerne à interpretação litológica.

### Nível do Trabalho

Levando-se em consideração as características dos diversos sensores, pode-se sugerir que

para trabalhos de detalhe em escalas maiores que 1:50 000, devem ser utilizadas fotografias aéreas verticais em preto e branco ou então preferencialmente coloridas. De acordo com os objetivos do trabalho, pode-se utilizar a faixa do visível e infravermelho próximo, médio e termal.

para trabalhos de semi detalhe, escalas 1:50 000 a 1:100 000, sugere-se a utilização combinada de fotografias aéreas e imagens LANDSAT, SPOT e RADAR na escala 1:100 000.

para trabalhos em escalas menores que 1:100 000, sugere-se a utilização combinada de imagens LANDSAT e/ou SPOT e imagens de RADAR, e

as imagens de RADAR da GEMS, tomadas nos períodos 72/73 e 74/75, na escala 1:400 000, são perfeitamente utilizadas em ampliações até a escala 1:100 000. Devem ser ainda amplamente utilizadas, uma vez que as profundas modificações antrópicas, especialmente na Amazônia, prejudicam sensivelmente a interpretação geológica quando utilizadas imagens mais recentes.

## Sistemática do Estudo Imageológico

### Leitura

Consiste no exame minudente dos elementos da imagem que compõem uma determinada cena, a fim de entender seu significado no terreno, o que implica em conhecimento teórico dos princípios do sensor, qual a faixa do espectro eletromagnético, se o sensor é passivo ou ativo, e quais suas resoluções espacial, radiométrica e espectral. Deste modo, o posicionamento da sombra é fundamental para poder ser entendido o significado espacial das formas de relevo e atividades antropogênicas. Por exemplo, identificações de cidades, estradas, pontes, culturas, drenagens, morros, zonas com ou sem vegetação, etc. Deste modo, traços serpentiniformes negativos podem representar uma drenagem, igualmente feições convexas ou agudas positivas devem constituir morros, traços escuros ou claros retratando polígonos regulares na imagem poderiam evidenciar antropismo, e assim por diante. **A própria prática desta etapa é sua condição primordial.** Sugere-se para esta fase a utilização de grafite amarelo para o traçado de estradas, culturas, perímetro das cidades, etc.

### Textura e Tom

Após a leitura da imagem, devem ser agrupados os elementos de imagem através de suas propriedades radiométricas, em consonância com sua resolução espacial, com o fito de individualizar “zonas homogêneas” através dos parâmetros textura e tom.

A textura pode ser definida como um conjunto de feições muito pequenas para serem discernidas

individualmente com formas bem definidas e repetição espacial. É produzida pelo efeito agregado de pequenas feições compondo uma região bem peculiar em uma imagem. A textura pode ser lisa, grossa, muito grossa, média, fina e muito fina, de acordo com o tamanho relativo dessas "pequenas feições". Soares & Fiori (op. cit.) a denominaram de "elementos texturais" ao passo que Lima (1995) codinominou as de "células texturais".

Por sua vez, a tonalidade constitui o resultado da intensidade da reflectância refletida e emitância emitida pelos corpos nas faixas do infravermelho e visível, ao passo que, para a de microondas nos sensores ativos, constitui a intensidade de reflexão de retorno. O tom pode ser qualificado dentro da escala do cinza, tendo como extremos o branco e o preto. A visão humana consegue discernir um pouco mais de uma dezena de tons de cinza. Daí a grande vantagem dos produtos digitais em que se pode, por meios computacionais, identificar mais de duas centenas de níveis de cinza.

Sugere-se a utilização de grafite marrom para delimitação desses padrões.

## Feições Físicas do Terreno

As observações aqui tratadas dizem respeito ao estudo da morfologia do terreno, retratada pelas formas de relevo e padrões de drenagem.

As formas de relevo podem ser estudadas de acordo com suas configurações de topo e pendentes em termos de interflúvio, assim como seus vales em termos de vãos. De igual modo, estudos devem ser dirigidos para grau de dissecação, objetivando um melhor estudo da erosão diferencial entre os litotipos, com especial destaque para as quebras de relevo. Sugere-se a utilização de grafite marrom.

As formas de relevo, direta ou indiretamente, inter-relacionam-se com a litoestrutura geológica, conforme pode ser exemplificado em diversas regiões brasileiras, em que os ambientes geológicos condicionam praticamente as formas de relevo. Assim sendo, pode-se observar que a presença de chapadões interligam-se a seqüências sedimentares horizontais, da mesma forma que a ocorrência de cristas e vales associam-se a seqüências metassedimentares dobradas, ou então a ocorrência de formas mamelonares e pães de açúcar referenciam-se a complexos ígneos. Por conseguinte, para se proceder ao estudo das formas de relevo, a primeira etapa consiste em verificar a configuração de seus topos, pendentes e tipos de vales a que os mesmos se associam. Especial atenção deve ser dada à quebra de relevo e ao grau de dissecação.

Da relação das formas de relevo com a litoestrutura surge uma importante associação aqui denominada de "Lito Morfoestrutura", a qual será enriquecida com o estudo dos padrões de drenagem.

Por sua vez, a "Lito Morfoestrutura" terá forte dependência do clima, ou seja, certos litotipos podem ser resistentes à erosão em determinados climas, enquanto que em outros não. De uma maneira geral, pode-se exemplificar que o calcário, em condições de clima semi-árido, mostra feições positivas, enquanto que, em clima quente e superúmido, não tem resalto morfológico, devido à ação do ácido carbônico das águas pluviais em sua estrutura iônica, provocando dissolução. Obviamente, não se trata de uma regra, uma vez que muitas variáveis têm que ser analisadas, inclusive a ação de agentes deformadores.

### - Topo

Entende-se como topo a parte mais elevada de uma forma de relevo. Pela resolução espacial fornecida pelas imagens, três tipos básicos de topo podem ser definidos: plano, convexo e agudo. Obviamente, existirão situações em que poderá haver um tipo transicional entre os mesmos. Ademais, tanto os de topo agudo quanto o convexo podem ser abertos ou fechados.

Os morros de topo agudo, caso tenham expressão e extensão, podem compor cristas, as quais podem ser subdivididas em simétricas ou fracamente e fortemente assimétricas. As cristas simétricas e assimétricas referem-se aos ângulos formados pelas pendentes em relação ao terreno. No caso de existir uma relação com a estrutura geológica, podem ser codinominadas de *cuestas* e *hog back*, cujos principais elementos são frente e reverso (Figura 174).

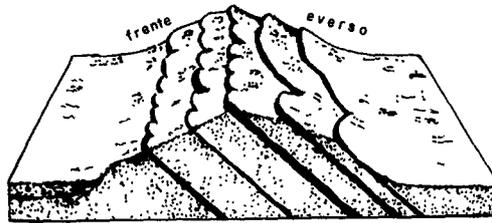


Figura 174 Bloco Diagrama Ilustrando a Regra dos "Vs" em Estruturas Planares ( Cuesta )

### - Pendente

Pode se distinguir em termos gerais três tipos de vertentes vertical ravinada e inclinada. No primeiro caso o perfil será retilíneo que o distinguirá do último que apresentará um perfil côncavo. Por outro lado a encosta ravinada pontificará pela grande incidência de "ravinas" em vista da impermeabilidade do material que a compõe. Vale salientar que uma pendente vertical pode apresentar ravinas, no entanto estas não poderão ser observadas na imagem. Por sua vez uma pendente inclinada poderá estar com "ravinas" ou então sem "ravinas" fato que terá fortes implicações no tipo litológico.

### - Quebra de relevo

A presença de uma descontinuidade de relevo em imageologia de uma maneira genérica sempre implica em um relacionamento direto com a estrutura geológica: falhas, discordâncias, contato litológico, etc. Deste modo aconselha-se sempre delinear as quebras de relevo a fim de posteriormente estabelecer seu significado no terreno através de trabalhos de campo.

### - Grau de Dissecação

Diz-se que um relevo é dissecado quando é trabalhado por agentes erosivos, sugerindo-se três tipos para o grau de dissecação: alto, médio e baixo. O grau de dissecação alto relaciona-se a um tipo de relevo em estágio inicial da ação dos agentes erosivos, com vales em "V" ao passo que o baixo grau de dissecação relaciona-se a um relevo em estágio final de retrabalhamento por agentes erosivos, com vales em "U" e relevo arrasado (peneplanizados). A presença de tais níveis de dissecação por agentes erosivos pode estar ligada a fatores climáticos, litológicos ou tectônicos, ou então a uma conjugação desses. Sua análise poderá ser feita em conjunto com os elementos de drenagem e será de grande valia na análise das formas de relevo.

Nascimento & Prates (1976 apud Lima 1995) no levantamento geomorfológico da Folha NA 19 Pico da Neblina para o Projeto RADAMBRASIL implantaram importantes modificações na representação das formas dissecadas através da utilização de dois dígitos ao tipo de topo que está sendo analisado. Ex:  $a_{1,2}$  - neste caso "a" de agudo, o primeiro índice referindo-se à extensão da forma e o segundo ao aprofundamento da drenagem, referidos como "Índices de Dissecação". Entretanto Lima (1995) preferiu uma conotação mais simples na avaliação do grau de dissecação utilizando dois parâmetros: o primeiro com relação à forma do vale e o outro ao espaçamento entre os mesmos (Tabela 24).

TABELA 24

#### ÍNDICES DE DISSECAÇÃO (MODIFICADO DE NASCIMENTO & PRATES 1976 APUD LIMA 1995)

FORMA DO VALE	DISTÂNCIA INTERFLUVIO			GRAU DE DISSECAÇÃO
	1 75 - 2 50 (km)	1 00 - 1 75 (km)	<1 00 (km)	
FUNDO EM V	11	21	31	BAIXO
TRANSIÇÃO	12	22	32	MÉDIO
FUNDO CHATO	13	23	33	ALTO

De acordo com os índices de dissecação apresentados na Tabela 24, pode-se qualificar de forma bem generalizada o grau de dissecação de uma região em baixo, médio e alto.

De outro modo, tais índices de dissecação servirão de referência para a forma de topo dominante em uma

determinada região. Por conseguinte, caso o topo seja principalmente plano, usa-se a letra **p** acrescida dos índices, isto é, **p13**. Após análise relativa ao grau de dissecação, pode-se estabelecer, em termos relativos, o grau de resistência à erosão dos litotipos, assim como pode constituir em mais um parâmetro na distinção de classes de texturas.

### - Padrão de Drenagem

Drenagem é aqui definida como uma feição linear negativa produzida por água de escorrência que modela a topografia de uma região. Ao conjunto de drenagens ou cursos de água dá-se o nome de padrão, que, de acordo com sua configuração espacial, é chamado de Padrões de Drenagens Básicos. Figura 175, a saber:

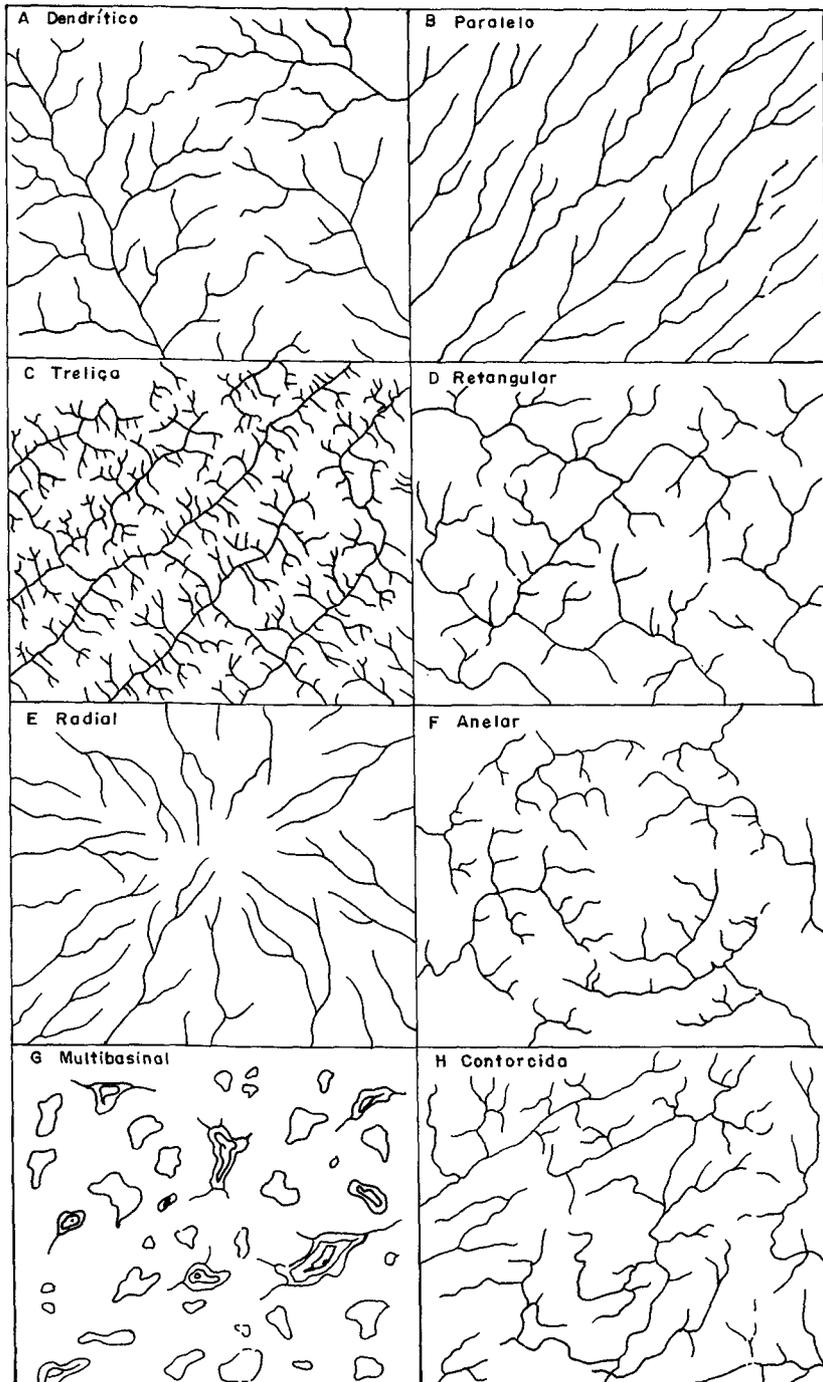


Figura 175 Padrões de Drenagem Básicos (Howard 1967 apud Lima 1995)

TABELA 25

## ANÁLISE DA DRENAGEM NA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA (MODIFICADA DE HOWARD 1976 APUD LIMA, 1995)

BÁSICO	SIGNIFICADO	MODIFICADO	OBSERVAÇÕES
Dendrítico	Rochas homogêneas de caráter sedimentar ou ígneo Rochas sedimentares estratificadas horizontais	Subdendrítico Pinado Anastomótico Distributário	Fraco controle estrutural Material argiloso facilmente erodível Planícies de inundação deltas e zonas de marés (mangues) Leques aluviais e deltas
Paralelo	Geralmente indica caimento do terreno (topográfico ou estrutural)	Subparalelo Colinear	Fraco caimento Dunas <i>self</i> ou longitudinal
Treliça	Sequências dobradas; fraturas paralelas; cordões fluviais e litorâneos	Sub treliça Treliça Direcional Treliça Recurvada Treliça Fratura	Felções subparalelas Homoclinal Nariz de dobras Juntas ou Falhas
Retangular	Juntas e falhas em ângulos retos	Angular	Juntas e falhas em ângulos oblíquos
Radial	Vulcões domos e estruturas circulares em geral	Centrípeto Centrífugo	Crateras Caldeiras etc Astroblemas domos etc
Anelar	Domos bacias diatremas e bossas Estruturas circulares em geral (stocks)		Adistinção entre domo e bacia será feita pela drenagem subsequente
Multibasinal	Inclui todas as depressões de origem definida ou não	Glacial	Erosão glacial e/ou deposição calcários dolomitos planície costeira e deltas
Contorcida	Rochas metamórficas dobradas		As drenagens na zona periclinal indicam se o fechamento é de caráter sinformal ou anti formal
Complexa	Associação de vários padrões		
Palimpsesto	Drenagem Pretérita		

- 1 Dendrítico Lembra uma castanheira pelo aspecto arborescente de sua copa
- 2 Paralelo Assim chamado pelo paralelismo de suas drenagens
- 3 Treliça Constitui um padrão caracterizado por drenagem subsequente bem desenvolvida com tributários nos lados opostos com aproximadamente o mesmo tamanho
- 4 Retangular Tipificado pela geometria angular de suas drenagens
- 5 Radial Caracterizado pela geometria radial
- 6 Anelar Caracterizado pela geometria circular

- 7 Multibasinal Tipificado pela presença de pequenas depressões
- 8 Contorcido Retratado pela sua forma contorcida
- 9 Complexo Tipifica se pela grande mistura de padrões dando como resultado tipos complexos e
- 10 Palimpsesto Constitui pretéritas drenagens atualmente superimpostas por padrões mais novos

Os padrões modificados são mostrados nas Figuras 176 e 177

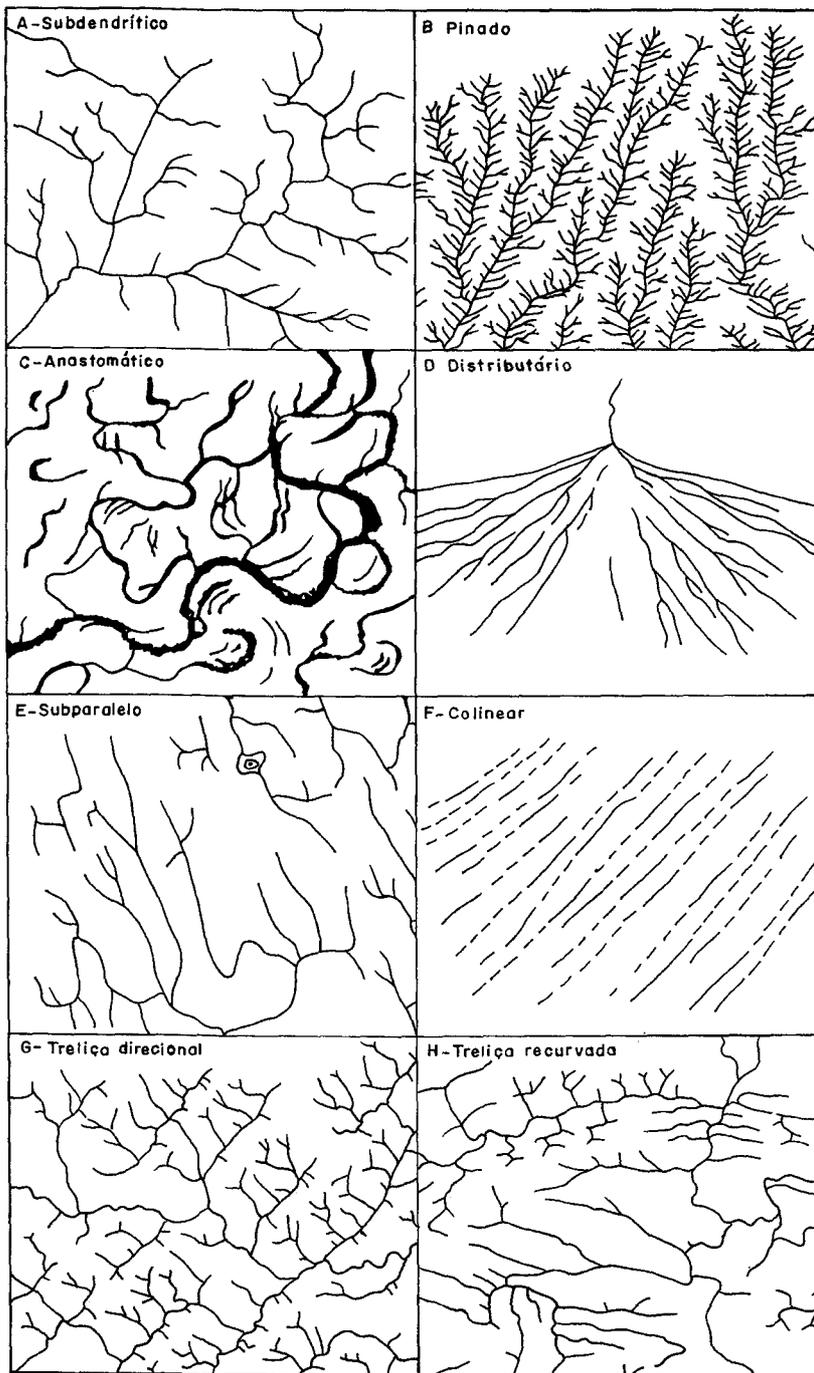


Figura 176 Padrões de Drenagem Básicos Modificados (Howard 1967 apud Lima 1995)

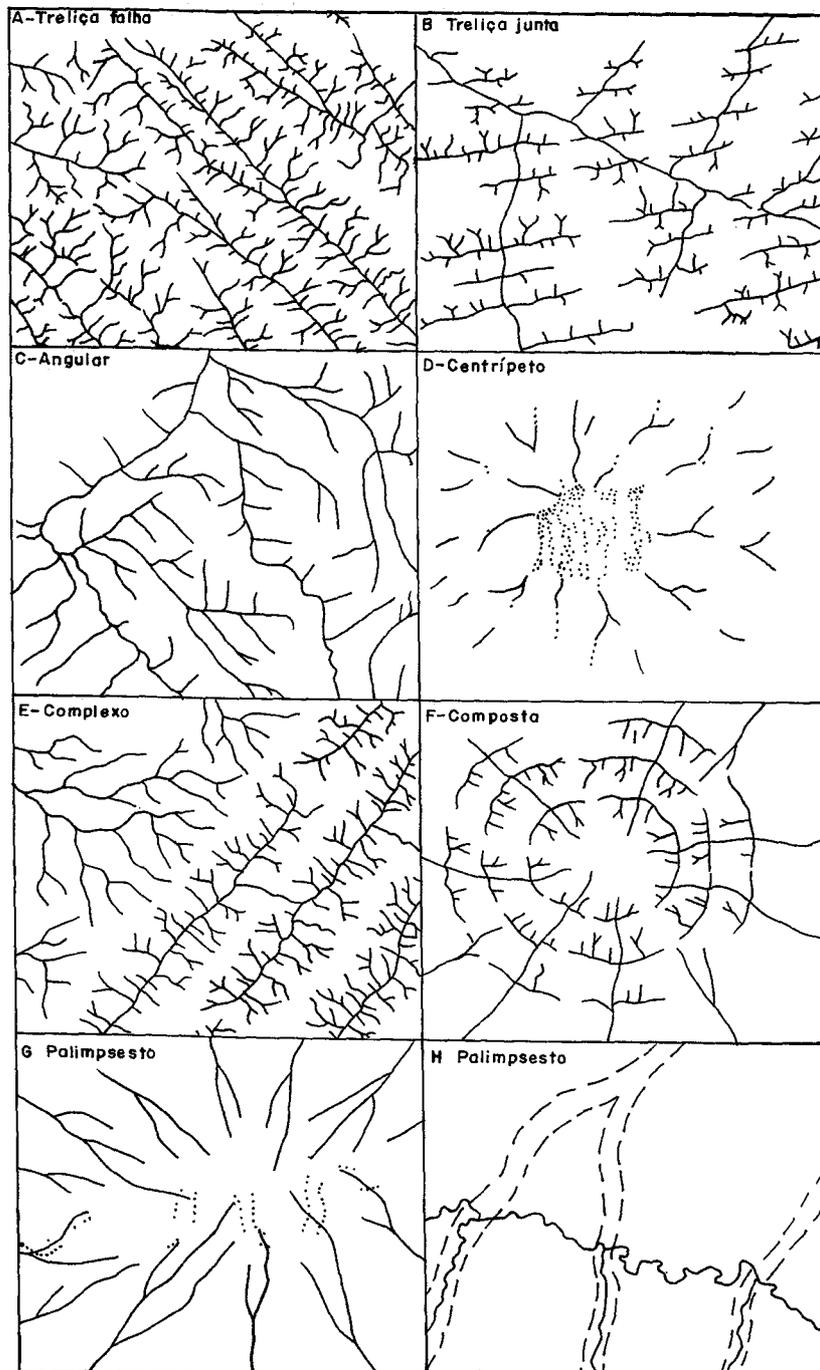


Figura 177 Padrões de Drenagem Básicos Modificados (Howard 1967 apud Lima 1995)

As drenagens de ordem menor são indicativas de estruturas planares tipo foliação ou acamamento ao passo que as de ordem mais elevada estão relacionadas com grandes discontinuidades e dobras. No caso de recorrência tectônica em uma determinada área neotectonismo por exemplo as drenagens de menor ordem é que darão as pistas para detecção do mesmo uma vez que as de maior ordem serão apenas reativadas. As drenagens de menor ordem se juntam para formar as de ordem mais elevada. Por exemplo duas drenagens de 1ª ordem formam uma de 2ª ordem e assim por diante (Stralher 1952 apud Lima 1995)

A drenagem de determinada região sofrerá influência dos seguintes fatores

- condições climáticas
- formas de relevo
- estrutura geológica
- composição mineralógica das rochas
- propriedades físicas das rochas
- solos
- vegetação e
- ação antrópica

Segundo Lueder (1959) os principais parâmetros que devem ser estudados nos padrões de drenagem são (Figura 178)

- grau de integração
- densidade
- tropia
- grau de controle
- sinuosidade
- angularidade
- ângulo de junção e
- assimetria

Grau de Integração compreende a perfeita interação entre as drenagens de maneira a fornecer um padrão inteiriço. Assim sendo, se ocorrer dificuldade em traçar a drenagem, isto pode ser significativo de terreno muito poroso, como no caso de arenitos, ou então se a mesma desaparecer bruscamente, como no caso de calcários ou de evaporitos, haverá o exemplo típico de baixo grau de integração. No entanto, se o traçado da drenagem for bem marcante em vales bem encaixados, obtêm-se informações sobre a erodibilidade com alto grau de integração. A maior ou menor sinuosidade da drenagem fornece ao intérprete uma noção de sua topografia com grau de integração médio. Deste modo, este parâmetro informa sobre

- permeabilidade
- porosidade
- topografia
- grau de dissolução das rochas e
- erodibilidade

A densidade da drenagem correlaciona o comprimento total dos canais de escoamento com a área da bacia ou sub-bacia hidrográfica. Este parâmetro foi inicialmente definido por Horton (1945) podendo ser calculado pela equação  $Dd = Lt/A$ , onde  $Dd$  significa a densidade de drenagem;  $Lt$  é o comprimento total dos canais e  $A$  a área da bacia ou sub-bacia que está sendo estudada. De um modo geral, através de uma simples inspeção visual

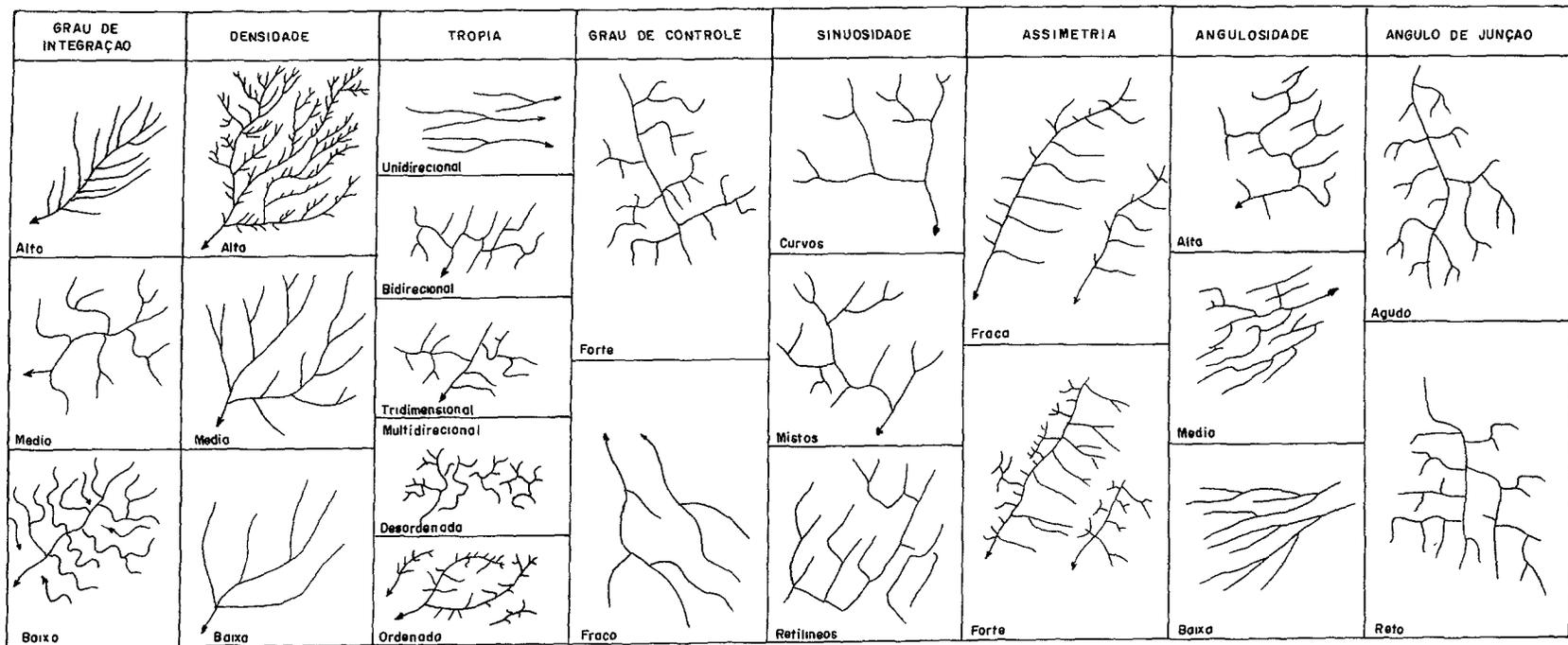


Figura 178 Propriedades da Rede de Drenagem (Mod. Soares & Fiori, 1976, apud Lima, 1995).

pode se avaliar a densidade da drenagem em alta média ou baixa desde que se tenha um referencial. Através deste parâmetro pode se obter informes sobre a ocorrência de terrenos porosos (baixa densidade) ou então impermeáveis (alta densidade) como também sobre o índice pluviométrico.

Assim sendo obtém-se dados sobre

- permeabilidade
- porosidade e
- condições climáticas

Tropia indica se os diferentes canais que compõem um determinado padrão de drenagem mostram uma ou mais orientações preferenciais. Caso isto ocorra, pode-se admitir que existe um fator estrutural controlando aquele padrão. Caso a tropia seja unidirecional, pode-se afirmar que o grau de controle é alto. No entanto, caso não haja uma orientação preferencial, pode-se afirmar que não existe grau de controle.

Sinuosidade refere-se à drenagem que apresenta curvas anômalas ou seja, que fuja do padrão normal. Como exemplo, pode-se citar o caso de uma drenagem retilínea a qual bruscamente mostra uma elevada sinuosidade. De qualquer sorte, um padrão anastomótico evidencia uma sinuosidade regular de sua drenagem.

Angularidade e Ângulo de Junção relacionam-se com a geologia estrutural de uma determinada área, sendo que os ângulos agudos indicam ausência de controle, enquanto que os retos mostram a presença de forte controle estrutural. Por outro lado, o obtuso pode indicar inversão de caimento da drenagem (*barbed drainage*).

Assimetria é um parâmetro de grande relevância por indicar o caimento do terreno e/ou das estruturas planares primárias ou secundárias. Para identificar a assimetria de drenagem, basta avaliar o comprimento dos afluentes. De um modo geral, a assimetria forte é marcada pela presença de afluentes bem curtos de um lado, ao passo que do outro, os afluentes são bem mais longos. Tal fato indica, sem dúvida, o caimento do terreno, o qual pode estar associado a um acamamento ou foliação, ou então a um bloco de falha basculado.

Os cursos de água podem ser classificados em relação à estrutura geológica em (Figura 179)

Consequente é o rio cujo curso é controlado pelo caimento da estrutura planar (camada foliação) a qual geralmente coincide com o pendor do terreno.

Subsequente é o rio que tem seu curso desenvolvido ao longo de linha de fraqueza, como fratura, contato entre litotipos, discordâncias, etc. Constitui um rio que apresenta controle estrutural ou estratigráfico.

Ressequente é o rio cujo curso está disposto no mesmo sentido da drenagem consequente, mas em um nível topográfico inferior.

Obsequente é o rio que corre em direção oposta à drenagem consequente da área.

Insequente é o rio que não se apresenta aparentemente controlado por qualquer fator, seja estrutural ou estratigráfico.

Superimposto é o rio que estabelece seu curso cortando as estruturas geológicas já existentes. É um rio mais jovem do que as referidas estruturas.

Antecedente é o rio que teve seu curso preservado apesar das novas estruturas. É um rio mais antigo em relação às mais recentes estruturas implantadas na área.

Em suma, a drenagem e seus padrões constituem um marco importante na interpretação geológica em imagens, uma vez que praticamente tanto nas faixas do visível, infravermelho e microondas, a identificação e delineamento da drenagem e seus padrões fornecem um grande número de informações sobre os tipos de terreno.

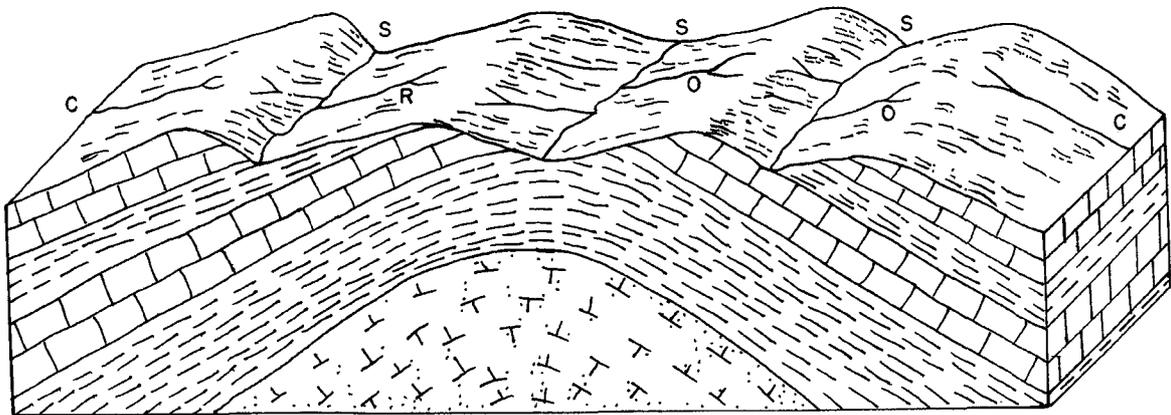


Figura 179 Rios quanto à Estrutura Geológica (Vergara 1971 apud Lima 1995) C=conseqüente; O=obseqüente; R=reseqüente; S=subseqüente

## Arranjo Geométrico Espacial

### - Introdução

Esta etapa tem como princípio estabelecer o relacionamento espacial das formas pesquisadas visando a detectar se as mesmas guardam uma disposição ordem e relação no seio da imagem. Deste modo ter-se-á feições sob a forma de linhas (feições lineares), feições sob a forma de planos (feições planares) e feições alongadas cujo comprimento é várias vezes maior que sua largura (tabulares). De posse de tais informações haverá condições de estabelecer as relações espaciais e geométricas das formas de relevo. As feições planares envolvem formas orientadas representadas por um plano retratando acamamento, foliação e planos de fraturas ou de zonas de cisalhamento. Por sua vez as feições lineares que podem ser tanto negativas como positivas podem constituir traços de fraturas ou foliações ou acamamento vertical ou fortemente inclinado. As feições tabulares devem ser delimitadas consistindo em uma feição linear de maior espessura e podem retratar um nível litológico mais resistente (quartzito), diques ou zonas de silicificação (Lima 1995).

### - Feições Planares

Como o nome indica, constituem planos dispostos na imagem que para sua visualização vão depender do sentido da iluminação com relação à feição imageada. No entanto as imagens mostram uma infinidade de planos provocando uma certa confusão ao intérprete com pouca experiência. Em vista disso sugere-se que sejam rastreadas na imagem aquelas superfícies que tenham as configurações em U ou V cuja abertura será indicativa do sentido do mergulho (Figura 180). À medida que o ângulo de mergulho aumenta a feição em U bem aberto passa a "U" ou V mais fechado até atingir o traçado retilíneo no caso de mergulhos verticais. Tal regra foi denominada de Regra dos UVs (Lima 1995). A forma em "U" ou "V" constitui o resultado da ação de agentes erosivos sobre tal feição (Figura 180). Deve-se ressaltar que devido à presença de colúvios e leques aluviais nas encostas das elevações pseudofeições planares podem ser exibidas.

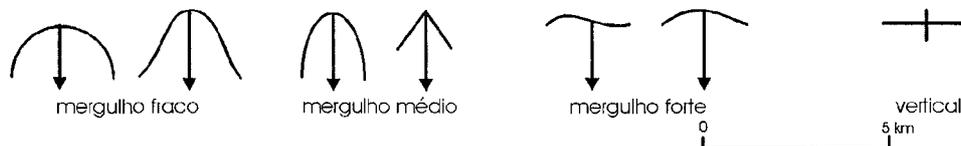


Figura 180 Regras dos UVs

Em vista de serem planos, regras geométricas com respeito à sua projeção no plano horizontal obedecem a já conhecida Regra dos Vs (Figura 181). A Figura 181 procura exemplificar melhor o comportamento das camadas inclinadas com relação ao vale e sua declividade. No caso de mergulhar para montante o "V" sempre apontará

para montante no caso de mergulhar para jusante o "V" estará voltado para jusante somente no caso em que o ângulo de mergulho for maior que a declividade do vale caso contrário o V apontará para montante O conhecimento de regras tão simples é de grande relevância quando da interpretação imageológica no que tange à disposição dos contatos nos vales "V" para montante ou para jusante

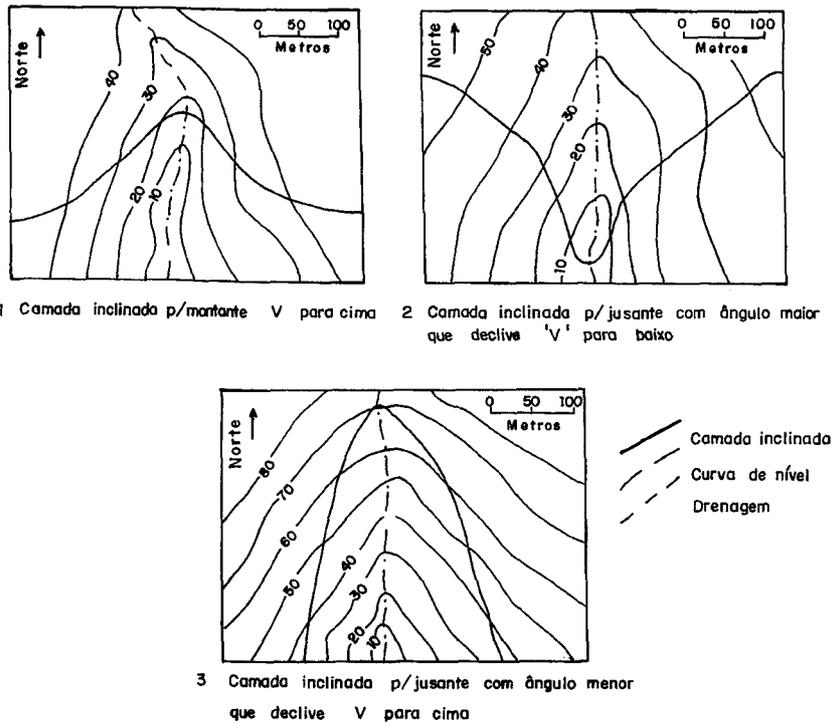


Figura 181 Regra das Vs em estratos inclinados (Billings 1963 apud Lima 1995)

Sugere-se as denominações mergulho fraco ( $3^\circ$  a  $15^\circ$ ) mergulho médio ( $16^\circ$  a  $45^\circ$ ) mergulho forte ( $46^\circ$  a  $75^\circ$ ) subvertical ( $76^\circ$  a  $89^\circ$ ) e vertical ( $90^\circ$ ) os quais são estimados visualmente nas imagens

Vale ressaltar que tais feições em U ou em "V" não devem ser confundidas com vales em U" (fundo chato) e vales em "V" (fundo agudo) uma vez que tais denominações referem-se ao perfil de um vale no qual se encaixa uma drenagem

As estruturas planares podem ser de caráter primário ou secundário O primeiro caso tipifica-se pelo acamamento sedimentar e ígneo (derrames basálticos) ao passo que no segundo pode constituir uma clivagem de fratura plano de fratura ou então uma foliação (xistosidade bandamento foliação milonítica) A distinção entre uma estrutura primária e uma secundária em imagem exige uma boa experiência do intérprete Uma situação favorável é aquela em que o intérprete consegue identificar dois conjuntos a que tiver maior ressaltado poderá ser a mais jovem e conseqüentemente secundária Sugere-se que sejam traçadas com grafite azul

### - Feições Lineares

Referem-se a linhas nas imagens RVL as quais podem ser positivas e negativas constituindo os chamados Lineamentos de radar (Lima 1978)

A fim de evitar possíveis ambigüidades estabelece-se um paralelo entre os termos lineamento alinhamento e feições lineares A introdução do termo lineamento deve-se a Hobbs (1904) o qual foi posteriormente redefinido por O'Leary et al (1976 apud Lima 1995) com similar significado "feição linear simples ou composta contínua ou descontínua da superfície terrestre cujas partes estão alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvo e

que difere substancialmente dos padrões de feições que lhes são adjacentes presumivelmente refletem um fenômeno de superfície Soares et al (1981 apud Lima 1995) referem se a alinhamento à família de feições naturais na superfície terrestre de forma alinhada Dentro desta conceituação o termo alinhamento é descritivo e genérico Pode representar tanto o arranjo alinhado de corpos de areias litorâneas como cristas de camadas inclinadas em uma faixa de camadas homoclinais etc Por sua vez lineação é uma feição linear retilínea ou arqueada individual traçável na imagem (Soares et al op cit)

As feições lineares são feições que devido a visada lateral do sensor Radar representam se por "linhas" nas imagens RVL quer sejam claras em vista da reflexão frontal quer sejam escuras porquanto das sombras Obviamente tais feições estão ligadas às formas topograficamente positivas ou negativas Esta distinção é de grande importância no Estádio Análise

Deve se enfatizar que o maior realce das feições lineares ocorre quando são imageadas perpendicularmente ao azimute solar nos sensores passivos ou então perpendiculares à linha de varredura dos sensores ativos

As feições lineares negativas podem retratar

- textura de drenagem retilínea ou então zonas de descontinuidades das rochas Neste caso podem constituir fraturas ou falhas

Para as negativas sugere se grafite vermelho ao passo que para as positivas grafite azul

As feições lineares positivas podem representar

- textura de relevo de morro de topo agudo
- textura de relevo de cristas simétricas ou assimétricas e
- textura de relevo de morros de topo convexo os quais devido a suas extensões darão idéia de orientação pela união de seus pontos mais elevados

De uma maneira geral as feições lineares estão ligadas a zonas tectono metamórficas

### - Feições Tabulares

Denomina se "tabular em virtude de seu maior comprimento em relação à sua largura Em outras palavras constitui uma feição linear perfeitamente mapeável em vista de sua maior expressão espacial sendo deste modo delimitada na imagem Devem ser delineadas propendendo definir a estruturação geral de uma área No caso de rochas competentes são de grande valia na identificação de falhas e dobras

A Técnica dos Polígonos foi introduzida por Lima (1995) e consiste na delimitação de pequenos polígonos feições tabulares expostos nas imagens RVL amiude em rochas competentes Ex quartzito *chert bif* etc Tem como objetivo principal a definição de dobras falhas etc

As feições tabulares correspondem geralmente a diques ou zonas de silicificação ou então a camadas competentes de grande persistência espacial como é o caso de quartzitos *bif chert* etc Os diques ácidos geralmente expõem topo agudo ao passo que os diques básicos podem evidenciar topo plano ou convexo

## Interpretação (s s )

### - Introdução

Constitui a ultima etapa uma vez que o imageintérprete pode aplicar seus conhecimentos geológicos tendo por base as informações auferidas nas etapas anteriores

A interpretação começa com a identificação de unidades ou associações litológicas de grande importância como complemento na definição de Estruturas Circulares seguido de Discordâncias Descontinuidades e Dobras. Tais informações são de grande valia para a montagem do quadro geológico no que concerne tanto à geologia estratigráfica quanto à geologia estrutural e terão grande significado para aplicação na Geologia Econômica.

### - Interpretação Litológica

A identificação de litotipos não é uma tarefa fácil em imageologia uma vez que uma série de premissas devem ser consideradas. Deste modo deve-se em princípio identificar a que classe pertencem os litotipos ígneo sedimentar ou metamórfico. Definida a classe o próximo passo será a identificação do litotipo predominante ou então indicar uma associação dos mesmos. Sugere-se a seguinte notação (Lima 1995) para codificar os litotipos através de letra símbolo cujos índices estarão dispostos em ordem decrescente de idade relativa:

- ígneas  $I_1 I_2 I_3 \dots I_n$
- sedimentares  $S_1 S_2 S_3 \dots S_n$
- metamórficas  $M_1 M_2 M_3 \dots M_n$

Pode-se também utilizar um índice alfanumérico caso as unidades radargeológicas sejam cronocorrelatas isto é

- $S_{1a} S_{1b} \dots S_{1n}$
- $M_{1a} M_{1b} \dots M_{1n}$
- $I_{1a} I_{1b} \dots I_{1n}$

Quando for identificada uma cena de imagem que possua textura/tom formas de relevo padrões de drenagem similares e com boa distribuição espacial compatível com a escala 1:25.000 ter-se-á uma Unidade Fotogeológica (UF). Deste modo a presença de extensos tabuleiros e padrão de drenagem dendrítico com determinada textura/tom será por exemplo uma UF.

Muitas vezes faz-se necessário conferir uma conotação cronológica às unidades imageológicas definidas tendo por base é claro a literatura geológica da região através de uma correlação entre as unidades radargeológicas e aquelas do terreno determinadas através de datação relativa ou absoluta. Sugere-se que a primeira letra (maiúscula) corresponda à Eo/Era Geológica em que a mesma está inserida: i e A (Arqueozóico) P (Proterozóico) Pz (Paleozóico) Mz (Mesozóico) e Cz (Cenozóico). No entanto no caso do Proterozóico o mesmo pode ser subdividido em Paleo (PI) Meso (PM) e Neo (PS). Por sua vez a informação pode ser referente ao Período Geológico. Neste caso deve-se utilizar as abreviações classicamente utilizadas em mapas geológicos como seja C (Cambriano) O (Ordoviciano) S (Siluriano) D (Devoniano) C (Carbonífero) P (Permiano) Tr (Triássico) J (Jurássico) K (Cretáceo) T (Terciário) e Q (Quaternário) Lima (1995).

A segunda letra neste caso terá que ser minúscula e pode ser m (metamórfica) s (sedimentar) e i (ígnea) sendo que (Lima op cit)

- para as metamórficas deve-se utilizar ms (metassedimentar) mvs (metavulcanossedimentar) ou então a letra m associada a uma outra para indicar a presença de metamorfismo i e m (metabásica)
- as rochas ígneas podem ser indicadas tanto por "i" ou então por uma letra grega minúscula cujas simbologias estão sugeridas neste manual.

Um conjunto de critérios que devem ser considerados por ocasião da interpretação litológica estão presentes nas Tabelas 26, 27, 28 e 29.

**TABELA 26**  
**CRITÉRIOS PARA IDENTIFICAÇÃO DE LITOTIPOS (LIMA, 1995)**

<b>ÍGNEA (I)</b>	<b>SEDIMENTAR (S)</b>	<b>METAMÓRFICA (M)</b>
1 Topo convexo agudo convexo ou agudo aberto	1 Topo plano e plano convexo aberto	1 Topo agudo fechado
2 Pendentes verticais ou inclinadas	2 Pendentes verticais com pedimentos	2 Pendentes comumente ravinadas
3 Morros mamelonares	3 Platôs e <i>cuestas</i>	3 <i>Hog back</i> e cristas
4 Formas circulares e elípticas	4 Formas quadráticas e retangulares	4 Formas alongadas
5 Padrão de drenagem anelar dendrítico e anelar dendrítico	5 Padrão de drenagem dendrítico paralelo e transição entre ambos	5 Padrão de drenagem treliça e contorcida
6 Feições lineares sem orientação preferencial	6 Feições planares bem definidas	6 Feições planares mal definidas
7 Fraturas em 3 direções	7 Fraturas em várias direções	7 Fraturas concordantes com foliação geral
8 Maciças	8 Estratificadas	8 Foliadas
9 Ausência de nível guia	9 Presença de nível guia	9 Presença de nível guia
10 Ausência de feições tabulares	10 Ausência de feições tabulares	10 Conjunto de feições tabulares

**TABELA 27**  
**IDENTIFICAÇÃO DE ROCHAS ÍGNEAS (LIMA, 1995)**

<b>ÁCIDAS/INTERMEDIÁRIAS</b>	<b>BÁSICAS/ULTRABÁSICAS</b>
1 <i>Stocks</i> com formas circulares elípticas ou em oito	1 <i>Stocks</i> com formas alongadas tendendo a um elipsóide
2 Vulcânicas geralmente compõem relevo fraco em relação às plutônicas	2 Vulcânicas compõem platôs similares a rochas sedimentares
3 Plutônicas de granulação grossa ocupam relevo fraco em relação às de média a fina	3 Em climas úmidos: topo plano e grande incidência de lagos e vertentes inclinadas (pedimentos)
4 Padrão de drenagem anelar e radial	4 Em climas úmidos: drenagem multibasal
5 Drenagem com sinuosidade elevada	5 Drenagem com moderada sinuosidade
6 Vulcânicas ácidas com topos agudos e vertentes ravinadas em climas úmidos	6 Vegetação escassa em corpos ultrabásicos

**TABELA 28**  
**IDENTIFICAÇÃO DE ROCHAS SEDIMENTARES (LIMA 1996)**

<b>PSAMITOS/RUDITOS</b>	<b>PELITOS</b>	<b>CARBONATOS</b>
1 Pendentes verticais com colúvios e topo plano	1 Pendentes ravinadas e topo agudo	1 Pendentes inclinadas e topo plano a plano convexo
2 Drenagem com baixa densidade	2 Drenagem com alta densidade Vales afogados	2 Drenagem com baixa densidade e rios cegos
3 Drenagens dendrítica e paralela	3 Drenagens dendrítica e paralela	3 Drenagem multibasinal (dolinas)
4 Relevo positivo	4 Relevo negativo	4 Relevo negativo em climas úmidos
5 Vegetação escassa	5 Vegetação ausente em clima árido à semi árido	5 Vegetação densa em clima úmido
6 Médio grau de integração	6 Alto grau de integração	6 Baixo grau de integração

**TABELA 29**  
**IDENTIFICAÇÃO DE ROCHAS METAMÓRFICAS (LIMA, 1995)**

<b>FILITOS/XISTOS</b>	<b>GNAISSES</b>	<b>QUARTZITOS BIF/CHERT</b>	<b>ANFIBOLITOS</b>
1 Em climas úmidos e relevo fraco a arrasado; textura fina	1 Em climas úmidos e relevo médio a forte; textura média a grossa	1 Cristas com grande extensão espacial bifurcadas (estrutura pata de caranguejo )	1 Em climas úmidos: corpos alongados com topo plano
2 Pendentes ravinadas	2 Pendentes com pouco ravinamento	2 Pendentes verticais	2 Pendentes com pedimentos
3 Feições lineares pouco desenvolvidas	3 Feições lineares e planares bem desenvolvidas	3 Feições planares Aprrecimento de feições tabulares bem desenvolvidas	3 Ausência de feições planares e lineares

Obviamente que tais critérios listados não são rígidos havendo variações em termos de clima como o desenvolvimento de topos planos em terrenos ígneos/metamórficos devido à formação de níveis de aplanamento de caráter regional tendo como consequência a formação de lateritos. Por outro lado os derrames basálticos terão caracteres semelhantes ao grupo de rochas sedimentares distinguindo-se apenas no tipo de pendente e fraturas.

Após a identificação a qual classe pertencem os litotipos pode-se aventar suas prováveis denominações. Para tanto deve-se observar com minudência as formas de relevo e padrões de drenagem tendo por base as propriedades físicas das rochas em termos de resistência à erosão sempre lembrando a grande influência que o clima exerce sobre as mesmas.

#### **- Discordâncias**

Para a identificação das discordâncias em imagens obtidas através de sensoriamento remoto necessário se

faz a delimitação com minudência das feições planares e lineares de um determinado tipo litológico estruturado a fim de que sejam estabelecidas suas relações espaciais. Caso o tipo litológico possua a presença de níveis guia os mesmos devem ser delimitados os quais em sua maioria representam feições tabulares. Em princípio para que se possa interpretar uma discordância basta que as estruturas acima referidas desapareçam isto é sejam encobertas por tipos litológicos não estruturados ou com estruturas de orientação diversa do primeiro e com litologia diferente.

Dos quatro tipos de discordância conhecidos na literatura geológica apenas a paradiscordância não pode ser interpretada nas imagens (Figura 182). A angular litológica e erosiva são passíveis de detecção desde que haja uma dependência entre formas de relevo e a estrutura geológica. Analisando cada situação verifica se que a discordância litológica será melhor alcançada no caso ígnea X sedimentar X metamórfica. Idêntica situação

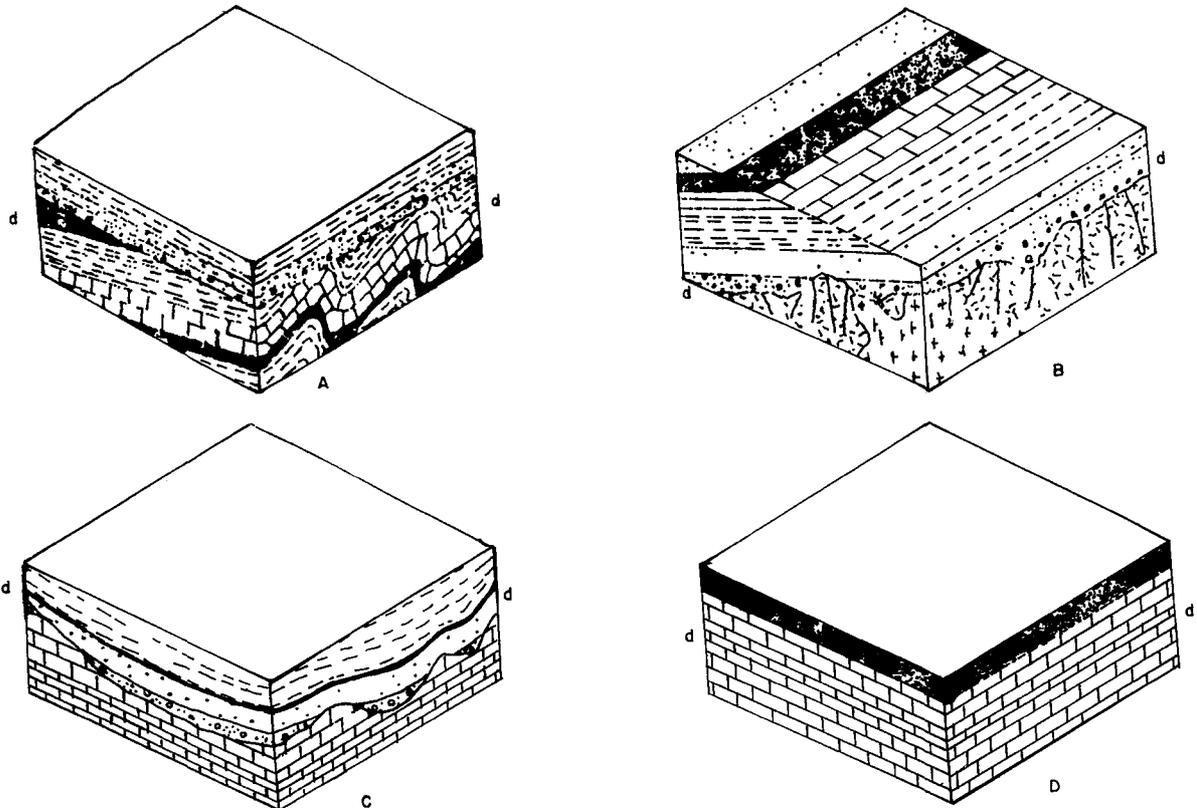


Figura 182 Tipos de Discordâncias (Loczy & Ladeira 1976) A=angular; B=litológica; C= erosiva; D=paralela; dd representa a superfície de discordância

dar se á com a discordância erosiva ressaltando se que as classes das rochas sedimentares versus metamórficas são mais fáceis de serem observadas. Finalmente no caso da discordância angular o fator geométrico pesará bastante na avaliação assim como a análise das feições lineares planares e tabulares.

**- Estruturas Circulares**

O termo estrutura circular já bastante enraizado na literatura fotogeológica teve um grande avanço com o advento das imagens orbitais dos tipos LANDSAT SPOT KOSMOS e principalmente com as imagens RVL cuja principal característica é o ressaltado das feições morfológicas.

Fato interessante é que as chamadas estruturas circulares dificilmente têm a forma circular havendo dominância da configuração elíptica. Por outro lado o intérprete que estiver realmente interessado em encontrá las poderá ver centenas das mesmas em especial se observadas em imagem RVL.

Genericamente para que se possa pensar em uma estrutura circular duas características são deveras

importantes: presença de feições lineares e/ou tabulares na periferia e/ou no interior da estrutura circular. Se a estas for acrescida a presença de feições planares (convergentes ou divergentes) e drenagem anelar caracteriza-se preliminarmente a estrutura circular. Agora resta saber sua conexão com corpos ígneos, dobras ou astroblemas.

As estruturas podem relacionar-se a corpos ígneos intrusivos sob a forma de *stocks* ou *bossas* (a dobras (domos e bacias) ou então a astroblemas).

Os critérios para identificação de estruturas circulares (corpo ígneo) são

- morfologia geralmente elíptica secundariamente circular em "oito"
- relevo quando positivo mostra relação textura/tom díspar com as rochas circundantes
- feições lineares negativas (fraturas) distintas em relação às rochas encaixantes
- padrões de drenagem anelar centrípeto ou radial
- feições tabulares envolvendo a estrutura
- estruturas lineares dispostas concordantemente na periferia da estrutura
- efeito da intrusão nas encaixantes
- presença de zonas deprimidas na porção central do corpo e
- ocorrência de círculos concêntricos no corpo

A identificação de astroblemas que é uma tarefa difícil quando investigada no terreno torna-se extremamente difícil quando observada de maneira indireta. No entanto, alguns critérios são válidos quando em rochas sedimentares como seja a presença de mergulho centrípeto das feições planares no centro da estrutura e centrífugo na periferia além da natural inversão de relevo na porção central. No caso de terrenos metamórficos não existem critérios definidos merecendo no entanto atenção as feições circulares com a porção central deprimida.

Ainda em relação aos astroblemas ressalta-se que os mesmos podem ser confundidos com estruturas criptovulcânicas e halocinéticas necessitando sempre de verificação no campo.

### - Descontinuidades

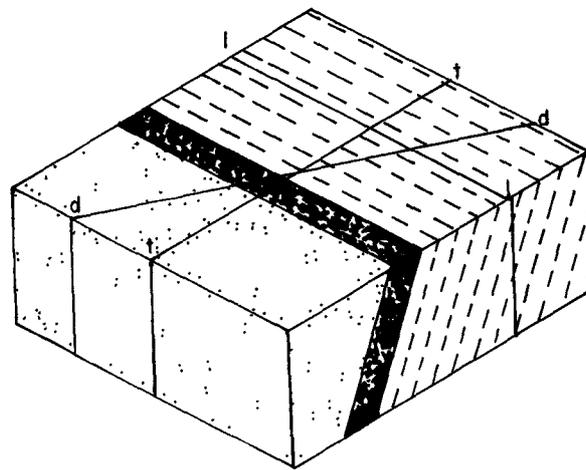
Fraturas constituem um termo genérico para designar os planos de partição das rochas. No entanto, quando existir deslocamento entre tais planos a fratura recebe a designação de falha.

Em termos imageológicos a identificação de uma fratura é tarefa relativamente simples constituindo uma feição linear negativa a qual é bastante ressaltada nas imagens RVL em vista de sua visada lateral.

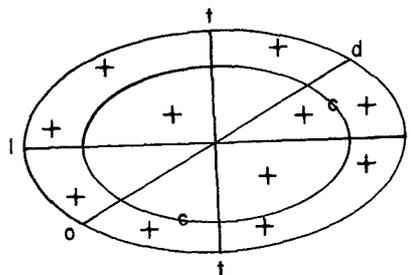
Para a delimitação de fraturas são necessários rígidos critérios a fim de que o seu traçado forneça o máximo de informações evitando-se tanto o traçado exaustivo quanto o escasso. Sugere-se utilizar grafite vermelho apenas na parte negativa (feições lineares negativas). Seu comprimento mínimo deve ser de 1,5 cm a fim de conferir idéia de orientação pois traços muito pequenos podem conferir um aspecto semelhante a um "ciscado de pinto" denotando falta de orientação quando em verdade o problema situa-se no tamanho das fraturas.

Sugere-se aqui uma classificação essencialmente descritiva para as fraturas (Figura 183) uma vez que a de caráter genético é praticamente impossível. Deste modo defende-se uma classificação baseada em uma feição planar primária ou secundária. Portanto, pode-se ter fraturas longitudinais, transversais e diagonais. No caso de corpos ígneos utiliza-se tal classificação em relação à forma geométrica do corpo sendo as fraturas longitudinais, transversais, diagonais e circulares. Neste último caso seriam aquelas que circundam o corpo tanto interna como externamente.

As fraturas podem ser perfeitamente utilizadas para identificação de litotipos, em especial as rochas ígneas em vista da grande incidência de fraturas circulares, como também o desenvolvimento de formas elípticas.



( 1 )



( 2 )

Figura 183 Classificação Descritiva de Fraturas (1) bloco Diagrama de uma Estrutura Planar (2) Planta de um corpo ígneo: l = longitudinal; t = transversal; d = diagonal; c = circular

A associação de novos critérios pode permitir ao radarintérprete a possível indicação de falha tais como

- persistência de feições lineares negativas por grandes extensões
- feições lineares negativas ligadas às feições tabulares e lineares positivas
- cristas morros e serras deslocadas
- facetas triangulares
- zonas morfológicas retilíneas
- mudança brusca de tipos litológicos
- truncamento de feições tabulares e/ou lineares
- feição geomórfica representativa de escarpa de falha e
- retilinearidade da drenagem

Após a identificação da paráclase torna-se necessário sua classificação. Sugere-se a baseada em seu movimento relativo assim denominada gravidade empurrão e rejeito direcional.

Obviamente que além dos critérios acima necessário se faz que algumas formas do terreno possibilitem a utilização da classificação acima.

Tanto a falha normal como a direcional vão depender exclusivamente da morfologia do terreno como por exemplo a formação de escarpa de falha e a presença de formas de relevo deslocadas ( "Z" ou "S" ) Por outro lado a feição diagnóstica para identificação de uma falha inversa será sem dúvida a grande incidência de feições planares relacionadas com descontinuidades ou truncamento de estruturas geológicas O ângulo da feição planar vai determinar se a falha é de baixo médio ou alto ângulo cujo mergulho será indicativo do plano de falha devendo ser concordante com a mesma

Um fator distintivo entre uma falha e uma zona de cisalhamento é que a esta última geralmente se associam feições lineares ao passo que na primeira o rejeito é abrupto indicativo da atuação em estado ruptil

Para as falhas direcionais as principais características são

- feições sigmoidais desenhadas por feições lineares positivas e tabulares
- romboedros esboçados por feições lineares negativas
- formas em S ou Z delineadas por feições lineares positivas ou por feições tabulares
- formas amendoadas delimitadas pelas estruturas lineares positivas e
- presença de duas gerações de feições planares à semelhança das estruturas S C onde S seria a primária e C a secundária

Para as falhas normais advoga se como principais características

- formas de relevo positivas orientadas e com desníveis retilíneos e
- traços da drenagem com alto ângulo de junção e tropia uni a bidirecional

Por sua vez as falhas de empurrão têm como principais características

- presença de feições planares relacionadas a descontinuidades
- feições planares com mergulho sempre para o mesmo lado
- presença de acamamento invertido e
- associação com estruturas lineares positivas sigmoidais ou negativas romboédricas

### - **Acamamento e Foliação**

O acamamento é uma estrutura planar de origem primária bem evidenciada em rochas sedimentares cuja feição radargráfica é tipificada pela forma em U" ou "V" cujo mergulho é indicado no sentido de sua abertura Os basaltos apresentam também estrutura planar primária podendo ser confundidos com rochas sedimentares caso algumas feições não sejam observadas como por exemplo o sistema de fratura e as pendentes

A foliação constitui também uma estrutura planar contudo de origem secundária ligada à ação de processos deformacionais Representam se no terreno pela xistosidade bandamento foliação de transposição e foliação milonítica as quais serão denominadas genericamente de foliação em vista da impossibilidade de discriminá las na interpretação radargeológica

A foliação ocorre em terrenos metamórficos cuja presença em imagem RVL se traduz através das feições lineares positivas e estruturas planares Ademais os mesmos princípios adotados para feições planares são válidos para as foliações

A distinção entre uma estrutura planar primária (acamamento) e uma secundária (foliação) não é tarefa fácil em imagem RVL De qualquer sorte em terrenos que sofreram metamorfismo de baixo grau o acamamento é preservado através de camadas mais resistentes (níveis guia) que se destacam sob a forma de feições tabulares Neste caso a sua relação com outra qualquer estrutura planar tectogênica será facilmente estabelecida Em terrenos metamórficos de baixo a médio grau metamórfico é comum serem identificados vários planos porém é possível apenas estabelecer que o plano  $s_2$  é mais novo que  $s_1$  Apenas com controle de campo será possível

identificar o seu carácter (origem) Em terrenos de alto grau metamórfico a tarefa é muito mais complexa No entanto caso ocorra feição tabular tipificada por quartzitos por exemplo a tarefa de identificação da foliação será facilitada uma vez que estes litotipos se destacam sob a forma de feição tabular

### - Lineamentos

O Leary et al 1976 apud Lima 1995 definem lineamento como uma feição linear simples ou composta contínua ou descontínua da superfície terrestre cujas partes estão alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvo e que difere substancialmente dos padrões de feições que lhe são adjacentes Deste modo tal definição se encaixa no campo das feições lineares

As feições lineares podem ser tanto positivas como negativas e deste modo podem envolver tanto juntas como falhas

### - Dobras

Para que exista dobramento necessário se faz que as rochas atinjam o estado plástico sendo que tal situação só ocorre nos níveis estruturais médio e inferior embora no nível estrutural superior possam ocorrer amplas dobras (flexões)

Para identificação de dobras em imagens RVL é necessário que o radarintérprete domine com segurança a identificação de feições planares e seu mergulho e que não exista o problema das sombras que provocam o mascaramento ou ambiguidade de grande parte dessas feições

No caso de antiformal o eixo mergulha no sentido do fechamento do nariz o inverso ocorrendo nas estruturas sinformais Tal critério é de grande importância quando existe dificuldade em identificar ou então estabelecer o sentido do mergulho das feições planares

Uma técnica bastante utilizada na identificação de dobras é a dos polígonos que consiste em essência na delimitação de feições tabulares representadas por pequenos polígonos sob a forma de pequenos retângulos e quadrados a fim de que seu conjunto caracterize uma dobra Por outro lado através das feições lineares também é possível interpretar estruturas dobradas sem no entanto precisar seu carácter antiformal ou sinformal

Os principais critérios utilizados para identificação de estruturas dobradas são

- morfologia sinformal ou antiformal
- formas de relevo alongadas ou em ziguezague ( Z ou S")
- convergência ou divergência de "feições planares
- terminação periclinal desenhada pelas feições lineares e
- associação com zonas de cisalhamento de grande amplitude

As forma em "S ou em Z das dobras quando observadas no sentido do caimento de seu eixo poderão ser um bom indicador de seu movimento Se em S" sinistral se em Z dextral

### - Redobramentos

O estudo tridimensional de estruturas relativas à superposição de dobras e sua representação no plano em escala mesoscópica teve seu início na década de 50 no continente europeu No entanto somente na década seguinte Ramsay (1962 apud Lima 1995) e Ramsay (1967 apud Lima 1995) apresentou uma análise minudente e a classificação dessas estruturas cognominadas de "Padrões de Interferência Deve se a Whitten (1969 apud Lima 1995) uma abordagem mais profunda da representação de tais modelos em escala regional

A superposição de dobras é uma feição estrutural que pode ser relacionada a um dos seguintes eventos geológicos (Ramsay 1967 apud Lima 1995)

- cruzamento de faixas orogênicas
- fases de deformação distintas em um unico ciclo orogênico
- dobramentos sucessivos em uma unica fase de deformação progressiva e
- dobramento simultâneo em diferentes direções em uma unica deformação

Outrossim os modelos de interferência são identificáveis em qualquer escala seja ela micro meso ou megascópica Parece existir uma correspondência entre as mesmas isto é caso determinado modelo de interferência seja identificado em escala megascópica tal fato deve se repetir em outras escalas Acrescente se ainda que para nucleação de tais estruturas é necessário que as fases de dobramento tenham aproximadamente a mesma ordem de grandeza

A classificação desses modelos e suas relações geométricas são adjudicadas a Ramsay (1967) que identificou três tipos distintos Para individualização dos mesmos utilizou os seguintes parâmetros (Figura 184)

	TIPO 1 DOMO E BACIA OU CAIXA DE OVOS'	TIPO 2 BUMERANGUE OU COGUMELO	TIPO 3 REDOBRAMENTO COAXIAL OU 'LAÇO
	$\alpha > 0$ $\beta > 70^\circ$	$\alpha > 20^\circ$ $\beta < 70^\circ$	$\alpha \approx 0$ $\beta < 70^\circ$
$F_1$			
$F_2$	$\alpha = B_1 \wedge b_2$ $\beta = PA_1 \wedge \alpha_2$		
$F_2 / F_1$ (MODELO TRIDIMENSIONAL)			
$F_2 / F_1$ (AFLORAMENTO EM PLANO HORIZONTAL)			

Figura 184 Padrões de Interferência de Dobras (Ramsay 1967)

- ângulo entre os eixos das duas fases de dobras ( $\alpha$ ) e
- ângulo entre o pólo da superfície axial da primeira dobra e a perpendicular ao eixo da segunda dobra contida no seu plano ( $\beta$ )

Em resumo os modelos de interferência têm as seguintes características

- tipo 1 (Domo e Bacia ou Caixa de Ovos) a direção de fluxo do movimento superposto ( $\alpha_2$ ) é próxima à

direção das superfícies axiais das primeiras dobras ( $\alpha > 0$   $\beta < 70^\circ$ )

- tipo 2 (Bumerangue ou Cogumelo) a direção de fluxo do movimento superposto ( $a_2$ ) forma um ângulo grande com a superfície axial das primeiras dobras e o eixo das primeiras dobras configura um ângulo de valor mediano a grande com a direção de  $b_2$  ( $\alpha > 20^\circ$   $\beta > 70^\circ$ ) e
- tipo 3 (Laço ou Coaxial) a direção de fluxo do movimento superposto ( $a_2$ ) forma um ângulo grande com a superfície axial das primeiras dobras e o eixo das primeiras dobras se aproxima da direção  $b_2$  ( $\alpha = 0^\circ$   $\beta < 70^\circ$ )

Para interpretação de Modelos de Interferência mais uma vez se torna necessário o discernimento de feições lineares e planares. Os principais critérios são

- encurvamento de feições lineares e planares
- presença de dois ou mais sets de feições lineares
- interação entre feições lineares e tabulares e
- conformação em laços bumerangue ou circular das feições tabulares e/ou lineares

#### - Material

Como material básico a ser adotado em trabalhos de imagem interpretação recomenda-se calco papel herculene com 80 microns de espessura

lápiz Dermatográfico Azul ou Vermelho

lapseiras 2mm

lapseiras (0,5 ou 0,3mm)

grafite preto (0,5 ou 0,3mm) HB

grafites marrom amarelo azul e verde 2mm ou 0,5mm

lápiz borracha

lixa

lupa de mão

borracha branca macia e

estereoscópio de bolso ou de espelho

## Apresentação dos Resultados dos Trabalhos

Aqui está sugerida a maneira de apresentação final dos produtos do mapeamento geológico e que compreendem em última análise o(s) Mapa(s) e Relatório sendo este o complemento obrigatório daquele(s)

### Mapas

Aqui está indicada a maneira de apresentação de um dos produtos do mapeamento geológico os mapas que são complementos obrigatórios do Relatório Final

### Afloramentos e Amostragem

Deverá conter todos os afloramentos descritos e todas as amostras coletadas indicando os tipos de estudos a que foram submetidas. Será sempre confeccionado em papel poliéster base estável. As simbologias aqui adotadas são aquelas estabelecidas pelo Manual Técnico de Geologia do DNPM abaixo descritas

	Afloramento descrito		Afloramento de rocha com análise industrial
	Afloramento com amostra coletada		Afloramento de rocha com análise petrográfica
	Afloramento de rocha com análise calcográfica		Afloramento de rocha com análise química
	Afloramento de rocha com análise geocronológica		Afloramento de rocha com análise sedimentológica
	Afloramento de rocha com análise geoquímica		Afloramento de rocha com análise térmica

	Afloramento de rocha com análise paleontológica
	Afloramento de rocha com análise mineralométrica
	Sedimento de corrente amostrado
	Sedimento de corrente analisado
	Concentrado de bateia amostrado
	Concentrado de bateia analisado
	Solo amostrado

	Solo analisado
	Vegetação amostrada
	Vegetação analisada
	Água amostrada
	Água analisada
	Seixos amostrados
	Seixos com estudos analíticos

## Geológico

Na elaboração do Mapa Geológico as simbologias gráficas adotadas serão aquelas referidas no item SIMBOLOGIAS DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO

No caso das unidades geológicas cada unidade de mapeamento deverá receber uma cor que a diferencie das demais unidades (Tabela 30)

Uma alternativa recomendável para situações em que o mapeamento indicar mais de uma unidade em um determinado intervalo de tempo é a adoção dos ornamentos

++++++	V V V V V V V	L L L L L L L	▲▲▲▲▲▲▲	o o o o o o o
++++++	V V V V V V V	L L L L L L L	▲▲▲▲▲▲▲	o o o o o o o
++++++	V V V V V V V	L L L L L L L	▲▲▲▲▲▲▲	o o o o o o o
++++++	V V V V V V V	L L L L L L L	▲▲▲▲▲▲▲	o o o o o o o

A identificação da unidade de mapeamento que no mapa deve estar individualizada através de cores e/ou ornamentos conforme estabelecido será feita pelo acréscimo ao(s) símbolo(s) cronoestratigráfico(s) correspondente(s) de um ou mais caracteres que representam o nome da unidade litoestratigráfica preferencialmente sua(s) inicial(ais) com letras minúsculas de modo que o total de caracteres somado aos símbolos litoestratigráficos e cronoestratigráficos não exceda a cinco

Ex

unidade litoestratigráfica Formação Mutum Paraná símbolo mp

unidade cronoestratigráfica Proterozóico Médio parte média símbolo PMm e

símbolo no mapa PMmmp

Ex

unidade litoestratigráfica Grupo Beneditense símbolo b

unidade cronoestratigráfica Proterozóico Médio símbolo PM e

símbolo no mapa PMb

TABELA 30  
ÍNDICE DE COR PARA UNIDADES CRONOLÓGICAS

CORES SUGERIDAS								
ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	CORES ALTERNATIVAS				
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	HOLOCENO	140	164			
			PLEISTOCENO	44				
		TERCIÁRIO	NEOGENO	19	67			
			MIOGENO	68				
	PALEOGENO	OLIGOCENO	42	137				
		PALEOCENO	139					
	MESOZÓICO	CRETÁCEO	JURÁSSICO	21	143	144	167	
			TRIASSICO	23	168	191	192	
			PERMIANO	24	45	69	169	
			TRIASSICO	24				
PALEOZÓICO	PERMIANO	CARBONÍFERO	7	27	29	147		
		DEVONIANO	52	171	172	173		
		SILURIANO	150	174	197	198		
		ORDOVICIANO	151	50	51	153		
		CAMBRIANO	170					
		PERMIANO	146					
		PERMIANO	149					
PROTEROZÓICO	NEO	68	8	9	10			
	MESO	67	11	187	188			
	PALEO	66	189	211	212			
ARQUEOZÓICO			137	156	157			
			158	159	180			

LITOLÓGICAS E CORPOS ISOLADOS OU PREDOMINANTES

ÁCIDOS	INTERMEDIÁRIOS	BÁSICOS	ULTRABÁSICOS	ALCALINOS	CALCÁRIOS E DOLOMITOS
2	16	47	95	54	7
17	40	71	48	30	149
39	62	93	49	53	175
41	63	94	97	76	196

Quando a unidade mapeada for constituída por rochas ígneas é recomendável mas não obrigatório que se interponha às duas identificações o símbolo que representa o tipo de rocha respeitado o limite de cinco caracteres

Ex

unidade litoestratigráfica Suíte Intrusiva Mapuera símbolo:  $\Upsilon m$

unidade cronoestratigráfica Proterozóico Médio parte inferior símbolo: EMi; e

símbolo no mapa EMi  $\Upsilon m$

Ex :

unidade litoestratigráfica Alcalinas Canamã símbolo:  $\lambda c$ ;

unidade cronoestratigráfica Proterozóico Médio símbolo: EM; e

Símbolo no mapa EM  $\lambda c$

Em alguns casos notadamente com unidades da cobertura cenozóica é comum a definição de agrupamentos litológicos formados em um mesmo tempo geológico que não são enquadrados em unidades litoestratigráficas formais mesmo quando estabelecida a sucessão estratigráfica. É o caso dos diferentes níveis de terraços pleistocênicos dos rios da bacia Amazônica algumas vezes separáveis mesmo na escala 1:1 000 000. Se mapeados conjuntamente não diferenciados a identificação no mapa seria feita através do símbolo QP, sobre a cor correspondente ao Pleistoceno já que o presente manual não prevê subdivisões. Sugere-se que neste caso seja acrescida ao símbolo numeração crescente da base em direção ao topo. Neste exemplo o agrupamento litológico basal da unidade QP deverá ser identificado pelo símbolo QP1 o seguinte QP2 e assim sucessivamente.

É aconselhável que as estruturas mais importantes e que efetivamente contribuam para o entendimento da história geológica ou geomorfológica da área bem como aquelas importantes sob o ponto de vista econômico recebam denominações formais facilitando assim sua descrição em capítulo específico do relatório que deve acompanhar o mapa geológico.

Deverão constar no mapa e ser representadas através de símbolos previstos neste manual as ocorrências e/ou depósitos minerais as jazidas as minas e os garimpos especificando se nestes se são abandonados intermitentes ou em atividade.

As unidades de mapeamento serão representadas na legenda sob a forma de boxes e ordenadas de acordo com sua idade e posicionamento estratigráfico em relação às demais unidades de modo que a mais antiga se encontre na parte inferior e em direção à superior aquelas mais jovens definindo-se assim a sucessão estratigráfica da área.

É extremamente importante a apresentação de uma ou mais seções geológicas a(s) qual(is) deve(m) representar da forma mais próxima e completa possível o comportamento das unidades em perfil. A localização da seção no mapa deve ser feita através de letras maiúsculas e símbolos específicos.

### **Utilização do Transferidor de Atitudes na Forma Viena (CLAR)**

Os procedimentos e informações aqui apresentados foram obtidos de Carneiro e Santoro (1983).

Para serem lançadas em mapas atitudes de estruturas planares e lineares anotadas na forma Viena denominada CLAR sugere-se um transferidor elaborado tendo em vista a necessidade de rapidez e precisão quando é manipulado um grande volume de dados (Figura 185). A técnica embora elementar elimina conversões entre notações diferentes antes do lançamento sendo aplicada a bússola CLAR.

A bússola do tipo CLAR desenvolvida na Universidade de Viena permite a medida de qualquer feição seja ela planar ou linear em uma só operação. Registra no caso de um plano o azimute do rumo de seu mergulho real e sua inclinação e no caso de uma lineação a atitude azimutal da própria reta. Este tipo de bússola tem a

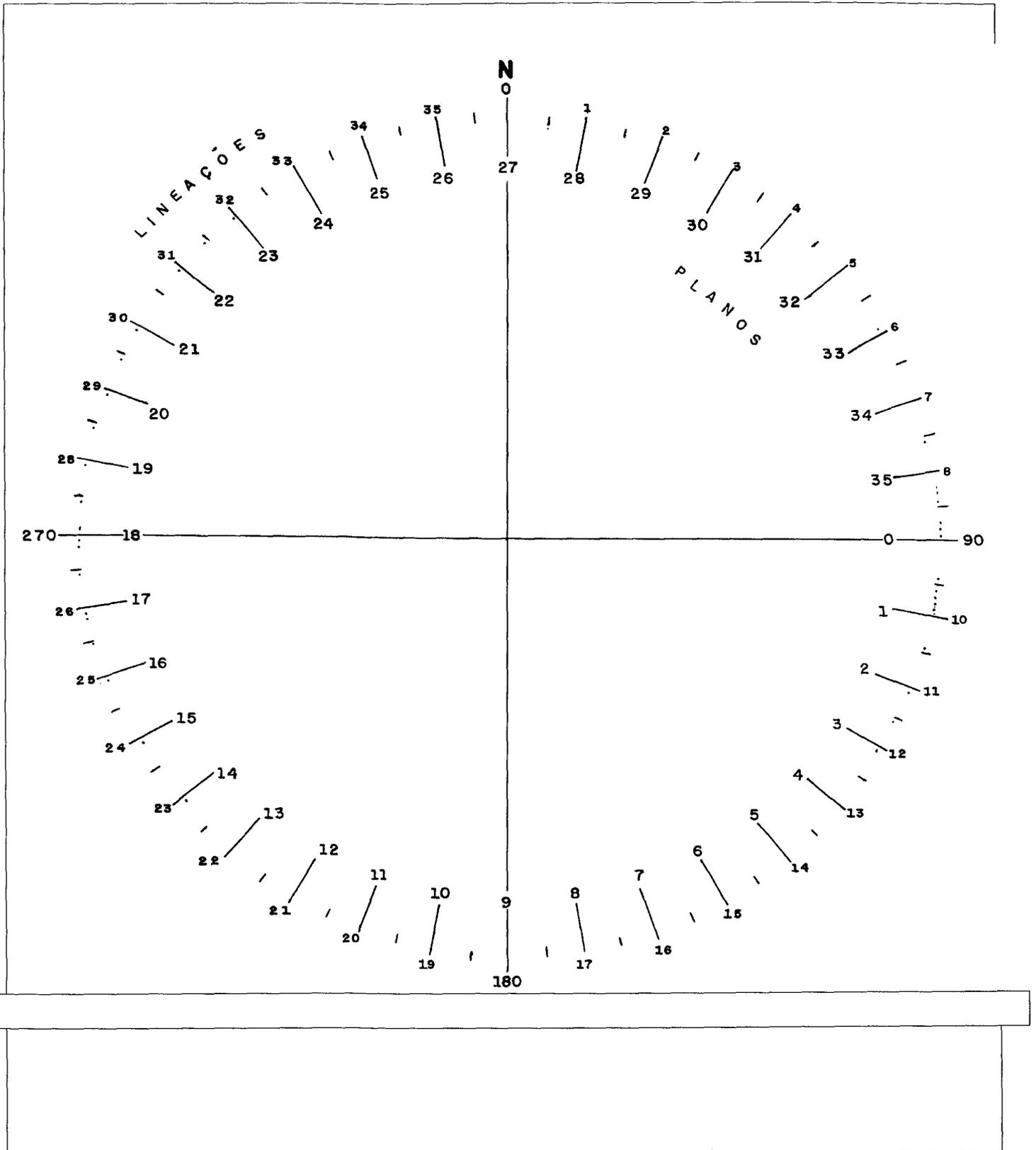


Figura 185 Transferidor de Atitudes CLAR (Carneiro & Santoro 1983)

vantagem sobre as do tipo Brunton por exemplo por apresentar maior rapidez na obtenção da medida e em certos casos maior precisão. Isto é particularmente válido para toda sorte de lineações e para o caso de planos com baixo ângulo de mergulho.

Para que o transferidor possa ser utilizado faz-se necessário construí-lo em material transparente com duas escalas azimutais. A externa serve para lançar os azimutes das lineações. A interna que sofreu uma rotação de 90° no sentido horário em relação ao norte serve para lançar os azimutes dos planos, uma vez que o transferidor pode ser facilmente ajustável nos vários pontos e ficar corretamente orientado. A declinação magnética já é corrigida na bússola de modo que o lançamento deve obedecer ao norte verdadeiro.

Devido à transparência o transferidor pode ser ajustado sobre um determinado ponto, merecendo ser lembrado que o lançamento deve sempre levar em conta se o dado a ser plotado é uma reta ou plano. Com o auxílio de uma régua encontra-se o valor do azimute procurado prendendo-se a régua por uma de suas extremidades. O transferidor é retirado sob a régua com um leve movimento podendo-se portanto lançar sobre o mapa os símbolos desejados.

Como exemplo em um plano de clivagem ardósiana 050/70 o azimute 050° indica que a atitude Brunton do mesmo seria N40W 70NE. Colocando-se a régua sobre o número 5 da escala interna obtém-se a direção N40W correspondente ao plano. Retirando-se o transferidor de sob a régua pode-se lançar a atitude com um segmento de reta. O símbolo que indica o mergulho é colocado no rumo NE juntamente com o valor do ângulo medido. O lançamento de lineações se processa de modo igualmente simples.

## Metagenético

Os estudos metalogenéticos devem ser inicialmente precedidos de um mapa geológico da área à partir do qual deverá ser confeccionada uma base contendo os principais elementos tectônicos e geológicos. É recomendável que esta base sirva como fundo para a metalogenia, sendo aí registrados os jazimentos minerais existentes na área com suas características em termos morfológicos, de tamanho, tipo genético, associação metalogenética e/ou mineralógica e quando possível o quimismo.

A identificação dos elementos tectônicos e geológicos que no mapa devem ser individualizados preferencialmente através de cores, poderá ser feita conforme os exemplos.

### 1) Eventos Coberturas Sedimentares não Dobradas do Fanerozóico

Símbolos no mapa: FC no caso de coberturas cenozóicas onde o F maiúsculo corresponde à inicial de Fanerozóico e o C também maiúsculo, porém menor que o F, corresponde à inicial de Cenozóico. De modo idêntico deve utilizar-se FM para coberturas mesozóicas e FP para coberturas paleozóicas.

### 2) Eventos Coberturas Plataformais e Sistemas de Dobramentos do Proterozóico Superior

Símbolos no mapa: PSc onde P maiúsculo corresponde à inicial de Proterozóico, S maiúsculo à inicial de superior e c minúsculo à cobertura. Da mesma forma utiliza-se o símbolo PSd, distinguindo do anterior pela letra minúscula d que corresponde a dobramento.

### 3) Evento Magmatismo do Proterozóico Inferior

Símbolo no mapa: No caso de magmatismo alcalino PIλ, sendo P de Proterozóico, I de inferior e λ para indicar que se trata de um magmatismo alcalino.

### 4) Eventos Sedimentar, Magmático e Metamórfico do Arqueano

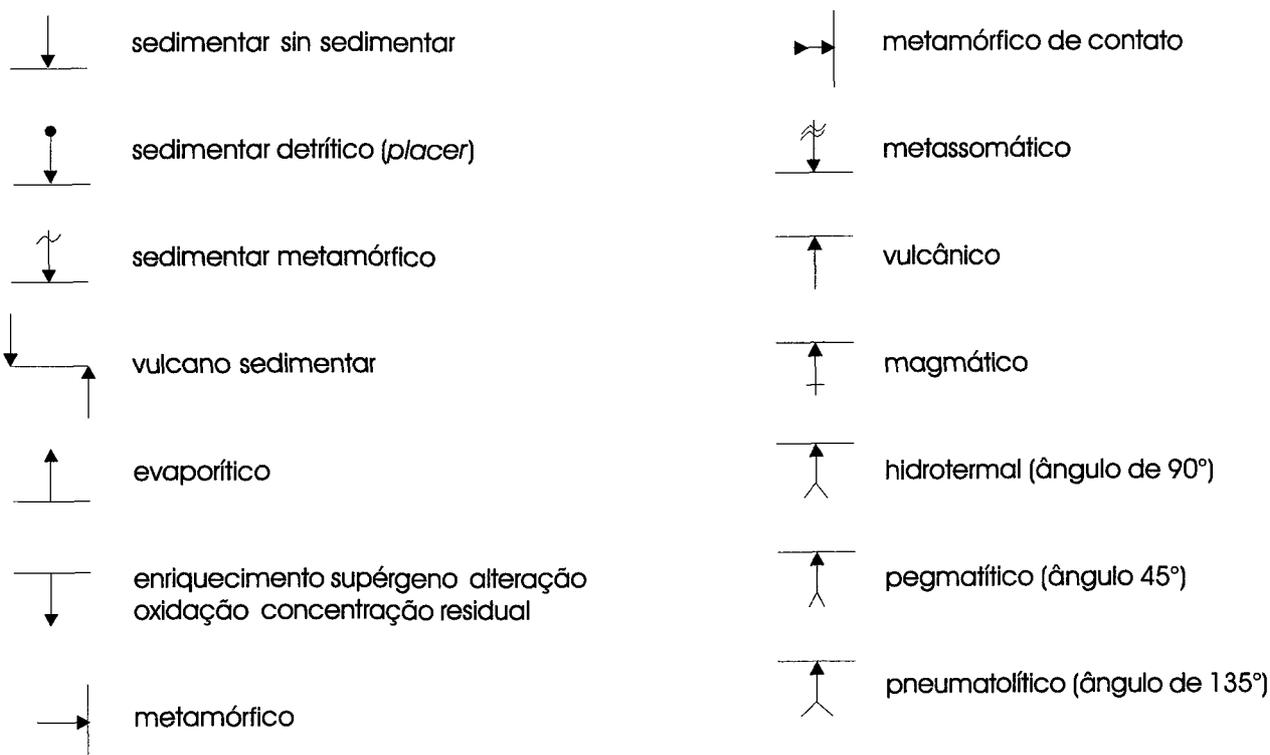
Símbolo no mapa: Avs no caso de sequência vulcano sedimentar onde A corresponde a Arqueano e vs minúsculo à associação vulcano sedimentar.

É aconselhável a utilização no mapa das seguintes simbologias (Tabela 31)

**TABELA 31**  
**CARACTERÍSTICAS DOS JAZIMENTOS MINERAIS -MORFOLOGIA E TAMANHO**

MORFOLOGIA	TAMANHO			
	GRANDE	MÉDIO	PEQUENO	NÃO DETERMINADO
Estrato lente camada tabular				
Bolsão amas irregular				
Filão veio				
INDÍCIO ◦				

## 2) Tipos Genéticos



## 3) Associação Metalogenética e/ou Mineralógica

Utilizar cores unicas para cada associação metalogenética por exemplo

Cu Pb Zn Ag utilizar uma determinada cor

Cu Au Ag utilizar cor diferente da anterior mesmo para jazimento de cobre

Sn Be Li Nb Ta utilizar uma determinada cor para esta associação típica de Pegmatito; e

Sn W Mo jazimento de estanho nesta associação com simbologia de cor diferente da anterior

#### 4) Quimismo

Quando possível simbolizar o quimismo dos jazimentos minerais indicados no mapa como elementos químicos

Exemplo

Cr óxidos halogenetos elementos nativos

Cu - sulfetos arsenietos sulfossais

Ni silicatos e

Mg carbonatos fosfatos sulfatos

Quando o mineral for representado no mapa é desnecessária a simbologia do quimismo

Exemplo

ci cianita desnecessária a indicação de silicato ( )

cp calcopirita desnecessária a indicação de sulfeto ( )

Obs A simbologia dos elementos tectônicos propostos são aplicáveis para mapas em escalas menores que 1:250.000  
No caso de escalas maiores estas simbologias podem ser detalhadas a nível de unidades cronoestratigráficas

Ex Cobertura Plataformar do Proterozóico Superior - Grupo Bambuí ou Formação Sete Lagoas P<sub>Scb</sub> ou P<sub>Scsl</sub>

## Relatório Final

Parte integrante dos Resultados Finais sugere-se para o Relatório Final um ordenamento com os seguintes itens mínimos

### Sumário

- **Resumo**
- **Abstract**

### 1 - INTRODUÇÃO

- 1.1 - **Localização:** localizar e indicar a área trabalhada em km<sup>2</sup>. Mencionar os principais acidentes geográficos, cidades e aspectos mais relevantes da região.
- 1.2 - **Objetivos:** mencionar os objetivos principais.
- 1.3 - **Metodologia:** expor todas as atividades básicas executadas no decorrer do trabalho, mencionando inclusive os tipos e escalas dos sensores remotos, bem como os procedimentos analíticos (geocronológicos, químicos, petrográficos, etc.).
- 2 - **DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS:** descrever as unidades mapeadas iniciando pela mais antiga e abordando os seguintes aspectos:
  - 2.1 - **Generalidades:** estabelecer um padrão histórico-evolutivo da unidade, mencionando também como a mesma é adotada neste trabalho. É recomendável que sejam mencionados apenas os trabalhos que efetivamente tenham contribuído para o conhecimento da unidade, inclusive aqueles cujos resultados estejam em desacordo com o admitido no estudo realizado.
  - 2.2 - **Distribuição na Área:** localizar a área de ocorrência da unidade, caracterizando inclusive os locais mais representativos, enfatizando aspectos relevantes observados no campo, localizando o afloramento correspondente e, se possível, com a apresentação de ilustrações e croquis.

**2 3 - Posição Estratigráfica:** informar o posicionamento da unidade na coluna estratigráfica da área explicitando a(s) unidade(s) imediatamente mais jovem(ns) e a(s) imediatamente mais antiga(s) descrever suas relações de contato informando quais as unidades que lhe recobrem e quais as que lhe estão sotopostas sendo aconselhável apresentar sempre que possível a descrição dos afloramentos onde estas relações de contato podem ser observadas no campo. É importante informar o motivo pelo qual se optou pelo posicionamento adotado. Apresentar quando possível seções estratigráficas compostas na forma de perfis e ilustrações.

**2 4 - Litologias:** descrever os tipos litológicos que compõem a unidade indicando inclusive a seção tipo localizando e descrevendo os sítios onde a unidade se encontra melhor exposta. Incluir ainda as descrições petrográficas caso tenham sido efetuadas. É recomendável a apresentação de ilustrações mostrando a sucessão litológica de cada unidade e quando for o caso informando a espessura dos diversos tipos litológicos ao longo da seção e a espessura máxima e mínima da unidade.

**2 4 1 - Apresentação dos Dados Químicos:** A composição química das rochas (e dos minerais) pode ser apresentada em tabelas sob as formas de porcentagem em peso, proporção molecular, proporção catiônica (ou atômica), porcentagem catiônica (ou atômica) e miliátomos (ou milicátions). Pode também ser apresentada sob a forma de porcentagem molecular.

- **Porcentagem em peso** - sob esta forma é que os laboratórios de análise química em geral fornecem os resultados analíticos dos elementos maiores ou de seus respectivos óxidos dispostos ordenadamente em tabelas.
- **Proporção molecular** - é obtida dividindo-se a porcentagem em peso de cada óxido pelo respectivo peso molecular.
- **Proporção catiônica (ou atômica)** - é obtida dividindo-se a porcentagem em peso de cada óxido pelo seu respectivo peso molecular equivalente (este sendo o peso molecular do óxido correspondente a um cátion).
- **Porcentagem catiônica (ou atômica)** - é obtida somando-se as proporções catiônicas (ou atômicas) de todos os óxidos e recalculando-se as mesmas para 100.
- **Miliátomos ou milicátions** - são obtidos multiplicando-se cada proporção catiônica (ou atômica) por 1 000.
- **Porcentagem molecular** - é obtida somando-se as proporções moleculares e recalculando-se as mesmas para 100.

**- Pesos Moleculares dos Óxidos**

Os pesos moleculares dos óxidos para cálculos químicos (Tabela 32) relacionados a minerais e rochas são os seguintes de acordo com Deer, Howie e Zussman (1967).

**TABELA 32**  
**PESOS MOLECULARES DOS ÓXIDOS**

SiO <sub>2</sub>	60,09	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	141,95	ZrO <sub>2</sub>	123,22
TiO <sub>2</sub>	79,90	H <sub>2</sub> O	18,02	BaO	153,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	101,94	CO <sub>2</sub>	44,01	CoO	74,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	159,70	F	19,00	NiO	74,71
FeO	71,85	B	10,82	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	181,90
MnO	70,94	Cl	35,46	Rb <sub>2</sub> O	186,96
MgO	40,32	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	152,02	Li <sub>2</sub> O	29,88
CaO	56,08	S	32,07	CuO	79,54
K <sub>2</sub> O	94,20	SO <sub>3</sub>	80,07		
Na <sub>2</sub> O	61,98	SrO	103,63		

- Exemplos de Cálculos e Transformações

- Exemplo de cálculo de pesos moleculares equivalentes, proporções moleculares, proporções catiônicas, porcentagens catiônicas e miliátomos:

**TABELA 33**  
**CÁLCULO DE PESOS MOLECULARES**

ÓXIDOS 1	% PESO 2	PESO MOLECULAR 3	PESO MOLECULAR EQUIVALENTE 4	PROPORÇÃO MOLECULAR 5 = 2 : 3	PROPORÇÃO CATIÔNICA 6 = 2 : 4	PORCENTAGEM CATIÔNICA 7	MILIÁTOMOS 8 = (6) x 1000
SiO <sub>2</sub>	44 82	60	60	0 7470	0 7470	50 30	747 0
TiO <sub>2</sub>	1 87	80	80	0 0234	0 0234	1 58	23 4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13 08	102	51	0 1282	0 2565	17 27	256 5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4 95	160	80	0 0309	0 0619	4 17	61 9
FeO	8 30	72	72	0 1153	0 1153	7 76	115 3
MgO	7 88	40	40	0 1970	0 1970	12 99	197 0
CaO	10 80	56	56	0 1929	0 1929	13 00	192 9
MnO		71	71				
Na <sub>2</sub> O	2 20	62	31	0 0355	0 0710	4 78	71 0
K <sub>2</sub> O	0 80	94	47	0 0085	0 0170	1 15	17 0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		142	71				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>		18	9				
H <sub>2</sub> O							
					1,4850	100,00	

**TABELA 34**

**EXEMPLO DE TRANSFORMAÇÕES DE PORCENTAGEM EM PESO PARA PORCENTAGEM MOLECULAR:**

\* Proporção Molecular = % Peso/Peso Molecular

COMPONENTES	% PESO	PESO MOLECULAR	PROPORÇÃO * MOLECULAR	PORCENTAGEM MOLECULAR %
Na Al Si <sub>3</sub> O <sub>8</sub> (albita)	55	262	0 210	56 45
Ca Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> (anortita)	45	278	0 162	43 55
			0,372	100,00 %

**TABELA 35**

**EXEMPLO DE TRANSFORMAÇÃO DE PORCENTAGEM MOLECULAR PARA PORCENTAGEM EM PESO:**

1 COMPONENTES	2 % MOLECULAR	3 PESO MOLECULAR	4 PESO (2) x (3)	PORCENTAGEM EM PESO %
Na Al Si <sub>3</sub> O <sub>8</sub> (albita)	57	262	14934	55 44
Ca Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> (anortita)	43	278	11954	44 46
			26888	100 00

**- Minerais Normativos: Simbologias e Composições Idealizadas**

Minerais normativos *		Composições idealizadas
Quartzo	Q	SiO <sub>2</sub>
Ortoclásio	Or	K <sub>2</sub> O Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6SiO <sub>2</sub>
Albita	Ab	Na <sub>2</sub> O Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6SiO <sub>2</sub>
Anortita	An	CaO Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2SiO <sub>2</sub>
Leucita	Lc	K <sub>2</sub> O Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4SiO <sub>2</sub>
Nefelina	Ne	Na <sub>2</sub> O Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2SiO <sub>2</sub>
Kaliofilita	Kp	K <sub>2</sub> O Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2SiO <sub>2</sub>
Acmita	Ac	Na <sub>2</sub> O Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4SiO <sub>2</sub>
Metasilicato de sódio	Ns	Na <sub>2</sub> O SiO <sub>2</sub>
Metasilicato de potássio	Ks	K <sub>2</sub> O SiO <sub>2</sub>
Diopsídio	Di	CaO (Mg Fe)O 2SiO <sub>2</sub>
Wollastonita	Wo	CaO SiO <sub>2</sub>
Hiperstênio	Hy	(Mg Fe)O SiO <sub>2</sub>
Olivina	Ol	2(Mg Fe)O SiO <sub>2</sub>
Silicato duplo de cálcio	Cs	2CaO SiO <sub>2</sub>
Esfeno	Tn	CaO TiO <sub>2</sub> SiO <sub>2</sub>
Zircão	Z	ZrO <sub>2</sub> SiO <sub>2</sub>
Corindon	C	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Halita	Hi	NaCl
Thenardita	Th	Na <sub>2</sub> O SO <sub>3</sub>
Carbonato de sódio	Nc	Na <sub>2</sub> O CO <sub>2</sub>
Magnetita	Mt	FeO Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Cromita	Cm	FeO Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Ilmenita	Il	FeO TiO <sub>2</sub>
Hematita	Hm	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Perowskita	Pf	CaO TiO <sub>2</sub>
Rutilo	Ru	TiO <sub>2</sub>
Apatita	Ap	3CaO P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 1/3CaF <sub>2</sub>
Fluorita	Fr	CaF <sub>2</sub>
Pirita	Pr	FeS <sub>2</sub>
Calcita	Cc	CaO CO <sub>2</sub>

Minerais normativos são um conjunto de minerais artificiais obtidos através de cálculos a partir de uma análise química de uma rocha

## **- Representação Gráfica dos Dados Químicos**

A representação dos dados químicos de rochas e minerais pode ser feita através da utilização de vários tipos de gráficos. Um gráfico é um diagrama comumente chamado em litoquímica de diagrama de variação que permite a visualização da relação entre duas ou mais variáveis.

Num gráfico de duas variáveis (diagrama de variação binária) uma é considerada variável independente que aumenta ou diminui de acordo com incrementos convenientemente escolhidos enquanto a outra é dependente e é medida para cada valor da variável independente. Por convenção marcam-se em geral os valores da variável independente no eixo horizontal X (abscissas) e os da variável dependente no eixo vertical Y (ordenadas).

### **- Tipos de escala e de papéis usados nos diagramas de duas variáveis**

A escala utilizada nos eixos das abscissas e das ordenadas pode ser de diferentes tipos dos quais os mais utilizados são:

#### **- Escala aritmética (ou uniforme)**

Neste caso os espaçamentos entre as divisões que representam os incrementos nas abscissas e ordenadas são constantes. O papel utilizado para a representação dos dados químicos denomina-se "papel de escalas aritméticas".

#### **- Escala logarítmica**

Aqui os espaçamentos entre as divisões que representam os incrementos num eixo não são constantes obedecendo uma escala logarítmica. O papel utilizado para a representação pode ser de dois tipos: 1 - papel semi logarítmico (ou semi log) ou mono logarítmico (ou mono log) em que em um dos eixos a escala é aritmética (ou uniforme) e em outro eixo a escala é logarítmica; 2 - papel bi logarítmico (bi log ou log log) em que em ambos os eixos a escala utilizada é logarítmica tendo em cada eixo um ou mais ciclos.

#### **- Escala de probabilidade**

Neste caso os espaçamentos entre as divisões num eixo do gráfico não são constantes obedecendo uma função de probabilidade. O papel utilizado para a representação chama-se "papel de probabilidade" que tem em um dos eixos escala aritmética e em outro escala de probabilidade.

### **- Diagramas de três variáveis**

No caso de três variáveis X, Y e Z usa-se o diagrama triangular. Um ponto qualquer situado dentro do diagrama corresponde a uma amostra de mineral ou rocha cuja composição em termos de X, Y e Z é tal que  $X + Y + Z = 100$ . Cada vértice representa 100% de cada variável. Um ponto sobre um dos lados do triângulo significa que a amostra neste caso não possui o componente representado pelo vértice oposto a este lado.

A composição de uma substância correspondente ao ponto 1 pode ser determinada de duas maneiras: 1 - traçando-se do ponto 1 perpendiculares a cada um dos lados do triângulo. O comprimento de cada um destes segmentos é proporcional à quantidade do componente representado pelo vértice oposto e os segmentos  $X_1$ ,  $Y_1$  e  $Z_1$  são proporcionais aos componentes X, Y e Z respectivamente; 2 - Traçando-se passando pelo ponto 1 paralelas a cada um dos lados do triângulo. Cada paralela corta os dois outros lados do triângulo determinando segmentos proporcionais à quantidade do componente representado pelo vértice oposto e os valores  $X_1$ ,  $Y_1$  e  $Z_1$  são valores dos componentes X, Y e Z respectivamente. A amostra de mineral ou rocha representada pelo ponto 2 na figura não contém o componente Y e as proporções de X e Z são medidas por  $X_2$  e  $Z_2$  respectivamente.

Para se marcar um ponto no diagrama em foco que represente uma substância composta de 30% de X, 35% de Y e 35% de Z faz-se o inverso da segunda operação acima indicada. Traça-se a reta paralelamente ao lado YZ (zero do componente X) correspondente a 30% de X (valor lido no lado ZX (ou YX)). A seguir outra paralela agora ao lado XY (zero do componente Z) é traçada correspondente a 35% de Z (valor lido no lado YZ (ou XZ)). A intersecção

destas duas paralelas determina o ponto 1. A paralela ao lado restante do triângulo (lado XZ) poderá ser traçada para confirmação devendo passar pelo ponto 1.

#### - Outros tipos de diagramas

Para a representação dos dados químicos de rochas e minerais, outros tipos de diagramas, além dos aqui mencionados, podem ser usados. Por exemplo, "diagrama de setores" em que se toma como base um círculo que é dividido em setores cujos tamanhos são proporcionais às respectivas quantidades dos componentes químicos; "diagrama estrelado" formado por vários eixos ortogonais e diagonais ao longo dos quais a partir da origem comum são representadas as diversas variáveis de modo que ligando-se os valores de cada uma destas obtém-se um gráfico sob a forma de estrela; diagrama de barras ou de colunas compostas formado por barras ou colunas em que se representam as proporções dos componentes químicos de rochas ou minerais.

**2.5 - Idade e Origem:** posicionar cronologicamente a unidade mencionando sua idade absoluta caso existam informações e a idade relativa mencionando os critérios que levaram a estabelecer tal idade, se geocronológicos, paleontológicos ou estratigráficos. No caso dos estudos paleontológicos, indicar fósseis e localidades fossilíferas. No caso de geocronológicos, os métodos utilizados.

Procurar, na medida do possível, interpretar o ambiente de formação da unidade, seja ele de origem ígnea, sedimentar ou metamórfica, inclusive com emprego de diagramas discriminantes a partir de análises litoquímicas, sedimentológicas, petrográficas, geoquímicas, entre outras. Recomenda-se o estabelecimento de correlações com outras unidades ocorrentes regionalmente e a descrição de hipóteses de origem admitidas em trabalhos anteriores.

**3 - GEOLOGIA ESTRUTURAL:** descrever as feições estruturais de âmbito local e regional, agrupando-as, quando possível, em Domínios Estruturais. Nos cinturões orogênicos e afins é recomendável a realização de análise estrutural visando a definir a história deformacional, padrões de dobramentos e polaridade tectônica que devem ser convenientemente descritos.

**4 - GEOLOGIA ECONÔMICA:** descrever os depósitos e ocorrências minerais, separando-os em metálicos e não metálicos e associando-os às unidades litoestratigráficas, que deverão ter caracterizadas suas possibilidades metalogenéticas, tentando qualificar a potencialidade mineral, se I, II ou III, de acordo com as definições seguintes:

**POTENCIALIDADE I:** A unidade encerra minas, jazidas, indícios ou ocorrências minerais e suas características fundamentais induzem ser potencialmente portadoras de mineralizações importantes nos segmentos mapeados. Conformam áreas prioritárias para prospecção mineral.

**POTENCIALIDADE II:** - A unidade pode ou não encerrar algum tipo de mineralização conhecida, mas a interpretação das suas características fundamentais mostra perspectivas otimistas quanto à existência de mineralizações importantes. Conformam áreas que justificam estudos geológicos em escalas maiores.

**POTENCIALIDADE III:** As características fundamentais da unidade a qualificam com poucas possibilidades de formação de jazimentos minerais importantes, embora possam encerrar alguma concentração mineral. Caracterizam áreas que, dentro de uma escala de prioridades, e em comparação com as demais unidades, podem ser preteridas no tocante a investimentos do setor mineral.

**5 - HISTÓRIA GEOLÓGICA:** descrever a sucessão de eventos ocorridos na área procurando demonstrar de que maneira se desenvolveram as unidades mapeadas, apresentando, se for o caso, as diversas hipóteses de formação, indicando qual a mais provável. Devem ser evitadas repetições de informações já apresentadas em outros itens, como, por exemplo, sequência litológica das unidades, desenvolvimento das fases de dobramentos e resultados geocronológicos divergentes com a história admitida, que devem ser discutidos em itens específicos. Devem constar apenas as informações relevantes para a estruturação da história.

**6 - CONCLUSÕES:** descrever os resultados mais relevantes obtidos no trabalho.

**7 - RECOMENDAÇÕES:** mencionar quais os estudos que deverão ser efetuados objetivando propiciar um maior

conhecimento da região indicando inclusive escalas e métodos

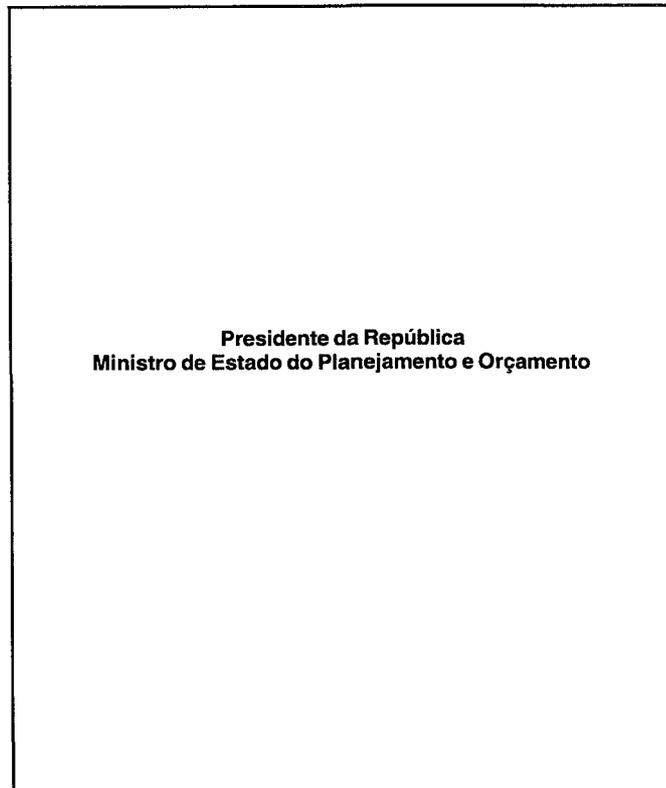
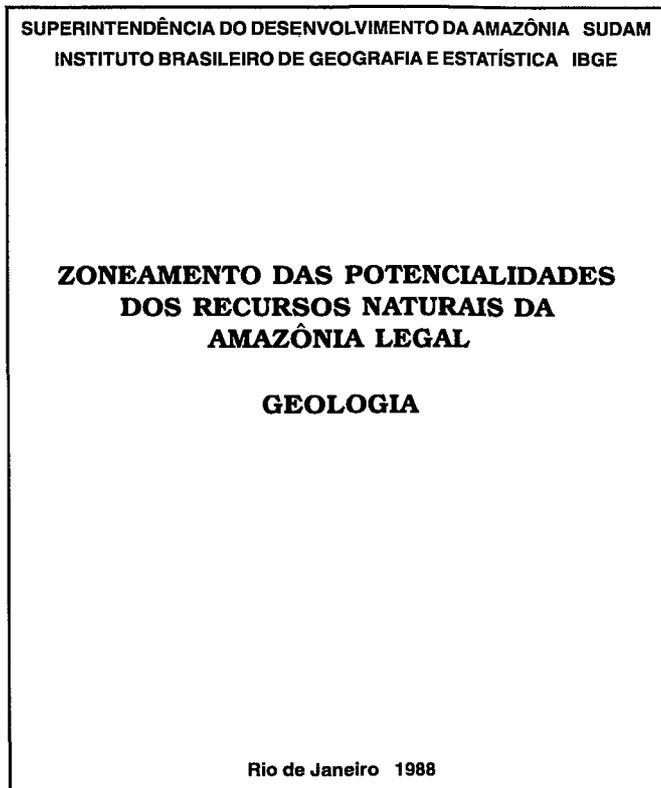
## 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

**ANEXOS:** Incluir Figuras Tabelas Resultados Analíticos e Documentação Fotográfica

Com relação às páginas iniciais que comporão o Relatório Final os procedimentos serão os seguintes

- A folha de rosto será reservada para na sua porção superior conter o nome completo em caixa alta do IBGE e no caso de Convênio ou Contrato da respectiva entidade quando então neste particular precederá ao do IBGE Na sua porção média deverá conter o nome do projeto e o tema abordado ambos em caixa alta A porção inferior será destinada ao local e ano de confecção do relatório
- A folha subsequente será destinada a indicar a Presidência da República e o(s) Ministério(s) envolvido(s)
- Subsequentemente no caso de Convênio ou Contrato a estrutura organizacional da entidade envolvida diretamente no trabalho No tocante ao IBGE serão mencionados a Presidência Diretoria Geral Diretoria(s) Departamento(s) e Unidade(s) Técnica(s) efetivamente envolvido(s)
- Posteriormente em folha separada serão citados os autores mantida a importância de suas participações no trabalho
- Outra folha deverá conter os participantes mencionadas as respectivas atividades desenvolvidas
- Os agradecimentos constituem o fecho final e serão estendidos apenas a pessoas ou entidades não pertencentes à estrutura organizacional do IBGE

Estes procedimentos estão exemplificados a seguir



SUPERINTENDÊNCIA DO DESENVOLVIMENTO DA AMAZÔNIA SUDAM

Superintendente

Diretoria do Departamento de Recursos Naturais

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA IBGE

Presidente

Diretor de Geociências

Chefe do Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais

Chefe da Divisão de Geociências do Norte DIGEO/N

**AUTORES: Jaime Franklin Vidal Araújo  
Pedro Edson Leal Bezerra  
Mário Ivan Cardoso de Lima**

**PARTICIPANTES** Colombo Celso Gaeta Tassinari 1  
Nádia Maria Gravatá Marques 2

- 1 Análises e Interpretações Geocronológicas
- 2 Estudos Petrográficos

#### **AGRADECIMENTOS**

Os autores externam seus agradecimentos ao Departamento Nacional da Produção Mineral DNPM/ 9º Distrito à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais CPRM/Superintendência Regional de Salvador e à Mineração Boquira S/A pelas colaborações prestadas nas diferentes etapas deste trabalho

## Simbologias do Mapeamento Geológico

Aqui estão indicadas as simbologias que deverão caracterizar nos mapas em quaisquer escalas de apresentação os elementos obtidos no mapeamento geológico

Com o intuito de fornecer parâmetros de fácil identificação e leitura pelos mais distintos usuários as convenções aqui adotadas são aquelas já estabelecidas pelo Manual Técnico de Geologia elaborado pelo DNPM inclusive em algumas situações com suas definições. No tocante aos Elementos Químicos, Minerais e Rochas, algumas adaptações e/ou modificações foram efetuadas.

### Elementos Químicos

Ac Actínio	Fe Ferro	Au Ouro
Al Alumínio	F Fluor	O Oxigênio
Am Amerício	P Fósforo	Pd Paládio
Sb Antimônio	Fr Frâncio	Pt Platina
Ar Argônio	Gd Gadolínio	Po Polônio
As Arsênio	Ga Gálio	K Potássio
At Astatínio	Ge Germânio	Ag Prata
Ba Bário	Hf Háfnio	Pa Protactínio
Be Berílio	He Hélio	Ra Rádio
Bi Bismuto	H Hidrogênio	Rn Radônio
B Boro	In Índio	Re Rênio
Br Bromo	I Iodo	Rh Ródio
Cd Cádmio	Ir Irídio	Rb Rubídio
Ca Cálcio	Yb Itérbio	Ru Rutênio
C Carbono	Y Ítrio	Sm Samário
Ce Cério	LN Lantanídeos (1)	Se Selênio
Cs Césio	La Lantânio	Si Silício
Pb Chumbo	Li Lítio	Na Sódio
Cl Cloro	Lu Lutécio	Tl Tálio
Co Cobalto	Mg Magnésio	Ta Tântalo
Cu Cobre	Mn Manganês	Tc Tecnécio
Kr Criptônio	Hg Mercúrio	Te Telúrio
Cr Cromo	TR Terras Raras (2)	Tb Térbio
Cm Curio	Mo Molibdênio	Ti Titânio
Dy Disprásio	Nd Neodímio	Th Tório
S Enxofre	Ne Neônio	Tm Tulio
Er Érbio	Nb Nióbio	U Urânio
Sc Escândio	Ni Níquel	V Vanádio
Sn Estanho	N Nitrogênio	W Volfrâmio (tungstênio)
Sr Estrôncio	No Nobélio	Xe Xenônio
Eu Európio	Os Ósmio	Zn Zinco
		Zr Zircônio

Observações:

(1) Designação genérica para os elementos químicos de números atômicos 57 (lantânio) a 71 (lutécio) inclusive

(2) Compreendem os lantanídeos o ítrio e o escândio

## Minerais e Rochas

aco Acondrito	amt Amianto	asp Arsenopirita
acr Acroíta	amo Amosita	as Asbesto
act Actinolita	anl Analcimite	asb Asbolânio
ada Adamellito	an Anatásio	asf Asfalto
adu Adulária	ad Andaluzita	atc Atacamita
aeg Aegirina	adi Andaluzita Dicroica	atp Atapulgita
aga Agalmatolito	ads Andesina	aug Augita
aa Ágata	ae Andesito	au Augítito
agl Aglomerado	adr Andradita	aut Antunita
am Água Marinha	afb Anfibólio	axi Axinita
ami Água Mineral	aft Anfibolito	az Azurita
atm Água Termal	ai Anidrita	by Baddeleyta
asu Água Subterrânea	ak Ankaramito	ba Barita
ala Alabastro	ank Ankaratito	bkk Barkevita
alt Alanita	ano Anortita	bs Basalto
als Alasquito	aor Anortosito	bas Basanita
abn Albanita	atg Antigorita	bat Bastnaesita
alb Albita	atl Antlerita	bx Bauxita
agr Alcaligranito	anf Antofilita	bn Bentonita
agra Alcaligranitoapilito	ant Antracite	be Berilo
arl Alcaliriolito	ap Apatita	bet Betafita
asn Alcalisienite	apl Aplito	btm Betume
asna Alcalisienitoapilito	apf Apofilita	bt Biotita
atq Alcalitraquito	arc Arcósio	bir Birkremite
ax Alexandrita	ard Ardósia	bis Bismutita
av Allivalito	ar Areia	bit Bismutinita
al Almandina	arn Arenite	bml Blastomilonite
aln Alnoíto	arf Arenite Ferruginoso	bl Blenda
ati Altaíta	arf Arfvedsonita	bc Boracita
alu Alumen	att Argentita	bor Bórax
alm Alumina	ag Argila	bo Bornita
azt Amazonita	arr Argila Refratária	bol Borolanite
ab Ambligonite	arg Argilite	bot Bostonite
at Ametista	ari Arizonite	bra Brasilianita

br Brecha  
bf Brecha de Falha  
bm Brecha Magmática  
bv Brecha Vulcânica  
brc Brochantita  
bz Bronzita  
bru Brucita  
bct Buchito  
bw Bytownita  
clm Calamina  
clv Calaverita  
ca Calcário  
caf Calcário fosfático  
clad Calcedônia  
cal Calcita  
cacl Calcário calcífico  
cad Calcário dolomítico  
clc Calcosina  
cp Calcopirita  
cacs Calcossiderita  
cls Caldasito  
com Comptonito  
ccr Cancrinita  
cg Canga  
cb Carbonado  
cbn Carbonatito  
cni Carnalita  
cnt Carnotita  
cv Carvão  
cbe Carvão Betuminoso  
cc Cascalho  
cs Cassiterita  
ctc Cataclasito  
cm Caulim  
cau Caulinita  
ce Celestita  
cer Cerargirita  
crs Cerussita  
ck Charnockito

ch Chert  
chb Chibinito  
ci Cianita  
cin Cinábrio  
cit Citrino  
cd Cleavelandita  
cla Clinoaugita  
clg Clorargirita  
cl Clorita  
clo Cloritóide  
co Cobaltita  
cf Coffinita  
col Colemanita  
clb Columbita  
com Comptonito  
cca Conchas Calcárias  
cch Concheiro  
cdt Condrito  
cgl Conglomerado  
cdr Cordierita  
cn Coríndon  
ctl Cortlandito  
cvi Covellita  
cnn Crinanito  
cri Criolita  
csb Crisoberilo  
ccl Crisocola  
crl Crisolita  
ct Crisotilo  
cdr Cristal de Rocha  
cbl Cristobalita  
ccd Crocidolita  
cr Cromita  
cbr Cubanita  
cu Cuprita  
dc Dacito  
da Damburyta  
dam Damourita  
di Datolita  
de Descloizita

db Diabásio  
di Diamante  
dg Dialógio  
ds Diásporo  
dix Diatexito  
dta Diatomita  
dk Dickita  
dp Diopsídio  
dt Dioptasio  
dr Diorito  
dra Dioritoaplito  
dit Ditroito  
dj Djalmita  
dlr Dolerito  
dm Dolomito  
do Doreito  
dmr Dumortierita  
dn Dunito  
du Durbackito  
eg Eclogito  
ek Ekerito  
en Enargita  
edb Enderbita  
ens Enstatita  
ep Epidoto  
eps Epsomita  
ec Escapolita  
ef Esfalerita  
eo Esfeno  
esm Esmaltita  
es Esmeralda  
em Esmeril  
epi Especularita  
esp Espessarita  
elt Espilito  
ei Espinélio  
ed Espodumênio  
esx Essexito  
exa Essexitoaplito

esn Estanita  
ea Estaurolita  
eta Esteatito  
esf Estefanita  
est Estibiconita  
eb Estibinita  
esb Estilbita  
epm Estilpnomelânico  
et Estroncianita  
eu Euclásio  
ecp Eucríptita  
euc Eucrito  
eud Eudialita  
ex Euxenita  
ev Evaporito  
fm Fanglomerado  
fa Farsundito  
fd Feldspato  
fde Feldspatoide  
fls *Fels*  
flt Felsito  
fq Fenaquita  
fr Ferberita  
fg Fergusonita  
fbl Fibrolita  
fi Filito  
fl Filonito  
fig Flogopita  
f Fluorita  
foi Foidolito  
fh Folhelho  
fb Folhelho Betuminoso  
fp Folhelho Pirobetuminoso  
fn Fonolito  
fe Formação Ferrífera  
ff Fosfato  
fsf Fosforita  
fy Foyalito  
fra Franklinita

gb Gabro  
gbr Gabronorito  
gdl Gadolinita  
ga Galena  
gnt Garnierita  
gas Gás Natural  
ge Gema  
gi Gíbsita  
gp Gipsita  
gla Glaucodoto  
gcf Glaucofanio  
gc Glauconita  
gm Gímerito  
gn Gnaisse  
gg Gnaisse Granitoide  
gh Goethita  
go Gondito  
gf Grafita  
grd Granada  
gt Granatito  
gr Granito  
gpt Granitoaplito  
grb Granoblastito  
gd Granodiorito  
gda Granodioritoaplito  
grf Granofels  
grn Granóiro  
gra Granolito  
gl Granulito  
gv Grauvaca  
gk Greenockita  
gs Greisen  
gss Grossulária  
grt Grunerita  
gu Guano  
ha Halita  
ht Halosita  
hr Hartschiefer  
hz Harzburgito

hau Hausmanita  
hc Hectorita  
hl Hellodoro  
he Hematita  
hm Hemimorfita  
hs Hessita  
hn Heulandita  
hbs Hialobasalto  
hdd Hiddenita  
hi Hidrargilita  
hg Hidrogranada  
hd Hidromica  
hdz Hidrozincita  
hp Hiperstênio  
hb Homblenda  
hob Hornblendito  
hf *Hornfels*  
hu Huebnerita  
hh Hulha  
hip Hiperito  
id Idingsita  
idc Idocrásio  
ig Ignimbrito  
ij Ijolito  
il Ililita  
im Ilmenita  
it Itabirito  
ic Itacolomito  
jc Jacinto  
jac Jacobsita  
jg Jacupiranguito  
jd Jade  
jdt Jadeíta  
ja Jamesonita  
jp Jaspe  
jl Jaspilito  
jo Josephinita  
jt Jotunito  
ka Kainita

kn	Kalinita	lu	Luetheita	mnmz	Micronefelinamonzonito
kl	Kentallenito	lg	Lugarito	mnsn	Micronefelinassienito
ke	Kernita	lj	Lujaurito	mqd	Microquartzodiorito
ks	Kersantito	ls	Lusitanito	mqn	Microquartzomonzonito
kh	Khondalito	lx	Luxulianito	msn	Microsienito
kb	Kimberlito	me	Maenaito	mtr	Microtheralito
kz	Kinzigito	ms	Magnesita	mig	Migmatito
kn	Kunzita	mg	Magnetita	mlr	Millerita
lb	Labradorita	mlc	Malacon	mlo	Milonito
lmt	Lamito	mln	Malanita	mt	Minette
lm	Lamprófiro	mqa	Malaquita	md	Molibdenita
lft	Lapilli Tufo	mlg	Malignito	mz	Monazita
ll	Lápis Lazuli	mgn	Manganita	mh	Monchiquito
lv	Larvikito	mng	Mangerito	mtf	Montmorilonita
lat	Laterito	mra	Mangeritoapilito	mnz	Monzonito
lt	Latito	mr	Marcassita	mza	Monzonitoapilito
ldl	Laudarilito	mrg	Marga	mgt	Morganita
lft	Laumontita	mp	Mariupulito	mor	Morion
la	Lazulita	mm	Mármore	mug	Mugearito
lp	Lepidolita	mc	Material de Construção	mul	Mulita
lpm	Lepidomelânico	mau	Maucherita	mu	Muscovita
lep	Leptinito	mf	Meláfiro	nc	Nacrita
lpt	Leptito	ml	Melilita	na	Natrolita
le	Leucita	mo	Mellilito	nf	Nefelina
lbn	Leucitabasanito	mlt	Melteigito	nb	Nefelinabasalto
lfn	Leucitafonolito	mb	Metabasito	nd	Nefelinadoreito
lft	Leucitafritito	mtx	Metatextito	nl	Nefelinalatito
ltq	Leucitatraquito	mi	Mica	nm	Nefelinamonzonito
lc	Leucitito	mx	Micaxisto	nma	Nefelinamonzonitoapilito
lcx	Leucoxênio	magr	Microalcaligranito	ns	Nefelinassienito
lz	Lherzolito	masn	Microalcalissianito	nsa	Nefelinassienitoapilito
lbg	Limburgito	mcn	Microclina	nft	Nefelinito
li	Limonita	mdr	Microdiorito	ne	Nefrita
ld	Lindoíto	mex	Microessexito	ni	Nicolita
lnt	Lineita	mgr	Microgranito	nr	Nitro
ln	Linhito	mgd	Microgranodiorito	no	Nontronita
lf	Litchfieldito	ml	Microlita	nk	Nordmarkito
llg	Lollingita	mmr	Micromangerito	nt	Norito
lo	Loparita	mmz	Micromonzonito	nn	Noseana

ob Obsidiana  
oe Oceanito  
oc Ocre  
on Odinito  
og Olho de Gato  
ot Olho de Tigre  
ol Oligoclásio  
olb Oligoclasibasalto  
oli Olivina  
obs Olivinabasalto  
odb Olivinadiabásio  
ogb Olivinagabro  
onf Olivinanelinico  
otr Olivinatheralito  
ox Onix  
op Opala  
od Opdalito  
or Ortoclásio  
of Ortófito  
os Osmiridio  
oa Otreilita  
oh Ouachitito  
ou Ouro pigmento  
pal Paligorskita  
pgn Paragnaisse  
pa Patronita  
pbl Pechblenda  
pdc Pedras Coradas  
pp Pedras Preciosas  
pds Pedra Sabão  
pg Pegmatito  
pn Pentlandita  
prd Peracidito  
prc Periclásio  
pdt Peridotito  
per Perlita  
pwk Perowskita  
pe Perfito  
ptl Petalita

pet Petróleo  
pc Picrito  
pbs Picritobasalto  
pge Pigeonita  
pnt Pinguita  
prg Pirargirita  
pi Pirita  
pcl Pirocloro  
prf Pirofanita  
pf Pirofilita  
pr Pirolusita  
pm Piromorfita  
ppo Piropo  
px Piroxênio  
pxt Piroxenito  
ptf Pirrotita  
pis Pistacita  
pt Pitchstone  
pl Plagioclásio  
pu Plauinito  
pol Polianita  
pb Polibasita  
pol Policrasio  
po Polucita  
pom Pomito  
pff Porfiro  
pw Powellita  
pra Prásio  
ph Prehnita  
pri Priceíta  
prl Priolita  
ppl Propilito  
pmt Protomilonito  
pst Proustita  
ptq Pseudotaquilito  
ps Psilomelano  
pk Pulaskito  
pmc Pumicito  
qt Quartzito

qz Quartzo  
qd Quartzodiorito  
qda Quartzodioritoaplito  
qe Quartzo Esfumado  
qh Quartzo Hialino  
qk Quartzokeratófito  
qzl Quartzolatito  
ql Quartzolito  
qm Quartzomonzonito  
qma Quartzomonzonitoaplito  
qfp Quartzoporfiro  
qp Quartzoporfiro  
qr Quartzo Róseo  
qu Quartzo Rutilado  
qs Quartzossienito  
qxt Quartzo-xisto  
qu Queluzito  
qf Queratófito  
qi Quiastolita  
ra Radiolarito  
re Realgar  
rk Riebeckita  
rd Riodacito  
rl Riolito  
rm Rocha Metamórfica  
rms Rocha Metassedimentar  
rmv Rocha Metavulcânica  
rp Rocha Plutónica  
rs Rocha Sedimentar  
rv Rocha Vulcânica  
rck Rockalito  
rdc Rodocrosita  
rn Rodonita  
rc Roscoelita  
rb Rubi  
rt Rutilo  
sa Safira  
saf Safirina  
sf Saflorita

sg Salgema  
sal Salitre  
sm Samarskita  
sq Sambaqui  
snd Sanidina  
spn Saponito  
spp Sapropelito  
sd Sárdio  
sxd Sardónix  
sr Sarnaíto  
sas Sassolita  
sc Scheelita  
sx Seixos  
sen Selenita  
sep Sepiolita  
se Sericita  
sp Serpentina  
spt Serpentinito  
sk Shonkinito  
si Siderita  
sdl Sideromelana  
sn Sienito  
sna Sienitoaplito  
sl Silex  
slx Silexito  
st Silicotelito  
sll Sillimanita  
sto Silito  
sv Silvita  
skn Skarnito  
skt Skutterudita  
sth Smithsonita  
so Sodalita  
sfn Sodalitafonolito  
ssn Sodalitasienito  
stq Sodalitatraquito  
slb Solvsbergito

su Sturverita  
slf Sulfeto  
tn Taconito  
tct Tactito  
tc Talco  
tx Talcoxisto  
ta Tantalita  
tp Tapiolita  
taq Taquilito  
tw Tawito  
tec Tectito  
tfr Tefrito  
ten Tenantita  
te Tenorita  
tfu Terra Fuller  
ts Teschenito  
ty Tetradymita  
tet Tetraedrita  
thn Thenardita  
tr Theralito  
th Tholeito  
tv Thorveitita  
tt Tilaito  
tl Tillito  
td Tilóide  
tg Tinguaito  
ti Titanita  
tit Titanoaugita  
ttf Tonalito  
tz Topázio  
tb Torbernita  
tad Traquiandesito  
tra Traquibasalto  
tq Traquito  
tm Tremolita  
tdm Tridimita  
tpl Tripolito  
trc Troctolito

to Trona  
tj Trondhjemito  
tfo Tufo  
tf Turfa  
tu Turmalina  
tur Turquesa  
ty Tyuyamunita  
ul Ulexita  
um Ultramafito  
uk Umptekito  
ur Uraninita  
ut Urtito  
uv Uvarovita  
vn Vanadinita  
w Varvito  
va Vasa  
vm Vermiculita  
vs Vesuvianita  
vg Vogesito  
wa Wavellita  
wb Websterito  
wh Wehrlito  
wi Willemita  
wt Witherita  
wf Wolframita  
wo Wollastonita  
wu Wulfenita  
wr Wurtita  
xe Xenotima  
xl Xilolito  
xt Xisto  
xb Xisto Betuminoso  
zl Zeolita  
zw Zinwaldita  
zr Zircão  
zc Zirconita  
zs Zoisita

## Rochas Ígneas

Este grupo de rochas quando constituírem unidades de mapeamento deverá ser representado pelas suas letras símbolos precedidas de letras gregas tais como

- Intrusivas Ácidas	$\gamma$	(gama)
- Intrusivas Intermediárias	$\sigma$	(sigma)
- Intrusivas Básicas	$\tau$	(tau)
Intrusivas Alcalinas	$\lambda$	(lâmbda)
- Intrusivas Ultrabásicas	$\upsilon$	(ypsilon)
- Extrusivas Ácidas	$\alpha$	(alfa)
- Extrusivas Intermediárias	$\epsilon$	(epsilon)
- Extrusivas Básicas	$\beta$	(beta)
- Extrusivas Alcalinas	$\pi$	(phi)
- Extrusivas Ultrabásicas	$\psi$	(psi)
Básico Ultrabásicas	$\mu$	(mi)
Máfica Ultramáficas	$\nu$	(ni)
- Vulcânicas	$\theta$	(ômega)
- Metavulcânicas	$\delta$	(delta)

## Contatos



**1 1 1 Contato definido (só para os mapas básicos)** limite entre duas unidades geológicas perfeitamente definido por evidências diretas ou indiretas. Em mapas puramente litológicos serve para separar corpos geológicos homogêneos definíveis pela constância de seus caracteres. O contato definido representa a projeção da linha de interseção da superfície interfacial de duas unidades litoestratigráficas com a superfície topográfica. Para ser definido é preciso que a interface seja descrita por caracteres indiscutíveis de contraste litológico que permitam que seu traçado possa ser lançado sem dificuldade no mapa sempre dentro dos limites de precisão da cartografia usada. Por exemplo, em uma faixa de 25 metros na escala de 1 25 000 ou de 500 metros na escala de 1 250 000. Em princípio um contato só é definido com sua constatação em campo, na densidade de pontos adequados à escala ou quando é balizado por uma feição fisiográfica indiscutivelmente peculiar. Contatos obtidos através de aerogeofísica ou outros métodos indiretos são sempre aproximados, prováveis ou supostos.

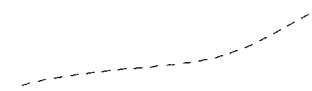


**1 1 2 Contato aproximado** Limite entre duas unidades geológicas distintas inseguramente definido. Permanece ainda imprecisa a posição geográfica exata do limite, geralmente por insuficiência de informações.

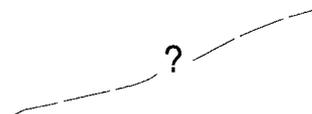


trabalhos de fotogeologia

**1 1 3 Contato provável** Limite entre duas unidades geológicas provavelmente distintas geograficamente bem posicionado, sendo porém carente de comprovação a real existência de unidades geológicas individualizadas. É normalmente aplicado em



**1 1 4 Contato encoberto** Limite entre duas unidades geológicas oculto sob coberturas coluviais, eluviais, aluviais, aquosas, espessa ou densa vegetação, etc., ou mesmo sob outra unidade geológica sobreposta.



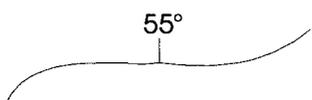
vinculada a trabalhos de reconhecimento em áreas de difícil acesso.

**1 1 5 Contato suposto** Limite conjuntural construído por inferências lógicas indicadas pelo condicionamento geológico, porém de difícil comprovação ou baseado em extrema insuficiência de dados. Poderá representar uma situação transitória, geralmente

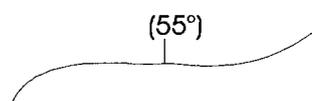


situações em que a sua indicação não só fornece o entendimento e clareza do mapa, como também ressalta a estética de apresentação.

**1 1 6 Contatos com mergulho indicado** Especialmente aplicados a limites entre rochas maciças ou discordantes, não sendo normalmente utilizados quando é representado o mergulho do acamamento das rochas vizinhas ao contato. Ressalvem-se, todavia, as



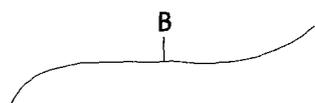
**1 1 6 1 Contato definido com mergulho medido**



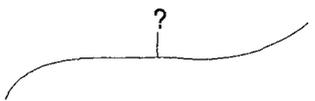
**1 1 6 2 Contato definido com mergulho aproximado**



**1 1 6 3 Contato definido com mergulho indicado**



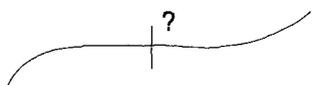
1 1 6 4 Contato definido com mergulho estimado



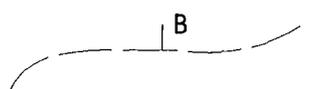
1 1 6 5 Contato definido com mergulho suposto



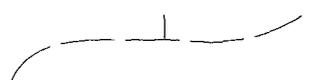
1 1 6 6 Contato definido com mergulho vertical



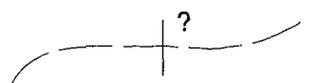
1 1 6 7 Contato definido com mergulho vertical suposto



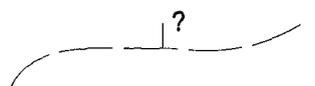
1 1 6 8 Contato aproximado com mergulho estimado



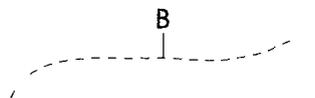
1 1 6 9 Contato aproximado com mergulho indicado



1 1 6 10 Contato aproximado com mergulho vertical suposto



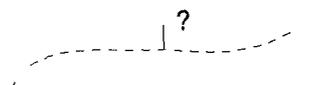
1 1 6 11 Contato aproximado com mergulho suposto



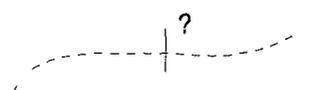
1 1 6 12 Contato provável com mergulho estimado



1 1 6 13 Contato provável com mergulho indicado



1 1 6 14 Contato provável com mergulho suposto



1 1 6 15 Contato provável com mergulho vertical suposto

**Observação:** Por mergulho medido aproximado indicado estimado e suposto subentende se respectivamente o seguinte

**Medido** Valor angular medido *in loco* diretamente sobre o plano por método instrumental de precisão razoável

**Aproximado** Valor angular medido no campo por método instrumental porém sob condições desfavoráveis a uma boa precisão não é possível a medida direta sobre o plano

**Indicado** Valor angular não determinado conhecendo se apenas o sentido do mergulho

**Estimado** Valor angular determinado visualmente segundo intervalos arbitrados sem a utilização do método instrumental (SH Subhorizontal < 5° B Baixo entre 5° e 30° M Médio entre 30° e 60° A Alto entre 60° e 80° e SV Subvertical > 80°)

**Suposto** Quando o sentido do mergulho não é observado diretamente sendo entretanto sugerido pelo condicionamento geológico

1 1 7 Limite litológico Representa o limite da área de predominância ou ocorrência de determinado tipo ou associação litológica sem se subordinar a limites estratigráficos porém sujeitando se sempre aos limites das unidades maiores

? ? ?

1 1 7 1 Limite litológico suposto Aplicado exclusivamente em trabalhos de reconhecimento como em fotointerpretação por exemplo



1 1 8 Contato transicional ou gradativo Representa o limite médio numa zona de transição ou gradação entre dois corpos geológicos Em geral é subordinado aos limites estratigráficos como por exemplo os limites interfaciológicos

? ? ?

1 1 8 1 Contato transicional suposto Aplicado exclusivamente em trabalhos de fotointerpretação

## Estruturas

### Estruturas Maiores

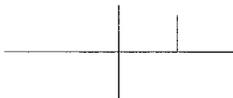
#### DOBRAS

#### 1 1 1 Dobra definida



a) Sem representação do mergulho do plano axial e do caimento do eixo

15°



b) Com mergulho do plano axial medido

(15°)



c) Com mergulho do plano axial aproximado



d) Com mergulho do plano axial indicado



e) Com mergulho do plano axial vertical



f) Com mergulho do plano axial estimado



g) Com mergulho do plano axial suposto



h) Com mergulho do plano axial vertical suposto



i) Com valor angular do caimento do eixo medido



j) Com valor angular do caimento do eixo aproximado



k) Com valor angular do caimento do eixo estimado



l) Com caimento do eixo indicado



m) Com caimento do eixo suposto

### 1 1 2 Dobra Aproximada.



a) Sem a representação do mergulho do plano axial e do caimento do eixo



b) Com mergulho do plano axial estimado



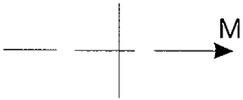
c) Com mergulho do plano axial indicado



d) Com mergulho do plano axial suposto



e) Com mergulho do plano axial vertical suposto



f) Com valor angular do caimento do eixo estimado



g) Com caimento do eixo indicado

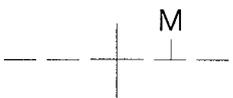


h) Com caimento do eixo suposto

### 1 1 3 Dobra provável.



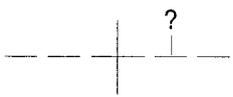
a) Sem representação do mergulho do plano axial e do caimento do eixo



b) Com mergulho do plano axial estimado



c) Com mergulho do plano axial indicado



d) Com mergulho do plano axial suposto



e) Com mergulho do plano axial vertical suposto



f) Com valor angular do caimento do eixo estimado

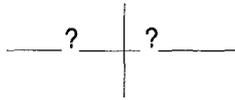


g) Com mergulho do eixo indicado

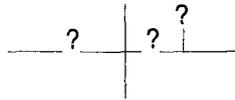


h) Com mergulho do eixo suposto

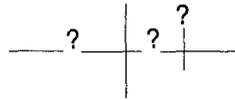
#### 1 14 - Dobra Suposta..



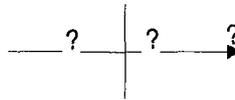
a) Sem representação do mergulho do plano axial e do caimento do eixo



b) Com mergulho do plano axial suposto



c) Com mergulho do plano axial vertical suposto



d) Com mergulho do eixo suposto

#### **Observações**

A distinção entre os principais tipos de dobras (definida aproximada provável suposta encoberta) é baseada nos conceitos estabelecidos para caracterização dos mesmos tipos de falhas ou seja

**Dobramento definido** quando perfeitamente comprovado através de dados diretos ou indiretos e a localização do traço do seu plano axial é satisfatoriamente preciso

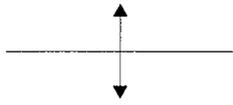
**Dobramento aproximado** quando comprovado através de dados diretos ou indiretos permanecendo todavia imprecisa a localização geográfica do traço do seu plano axial em geral devido à carência de provas

**Dobramento provável** quando as evidências do dobramento são constatadas porém duvidosa a sua definição carecendo de uma efetiva comprovação

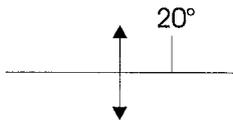
**Dobramento suposto** quando o condicionamento geológico sugere a existência do dobramento apesar de não serem constatadas evidências diretas do mesmo

**Dobramento encoberto** quando definido porém não visível por evidências indiretas ou dados de superfícies em geral oculta se sob depósitos de cobertura recente (colúvios elúvios alúvios etc ) não afetado pelos mesmos

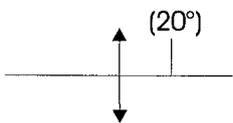
1 1 5 - Estrutura anticlinal definida representada pelo traço do plano axial.



a) Sem indicação do mergulho do plano axial e do caimento do eixo



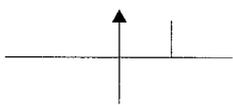
b) Com mergulho do plano axial medido



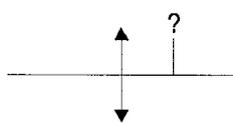
c) Com mergulho do plano axial aproximado



d) Com mergulho do plano axial estimado



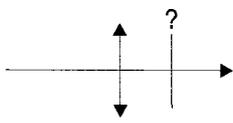
e) Com mergulho do plano axial indicado



f) Com mergulho do plano axial suposto



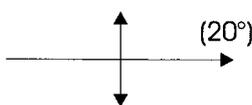
g) Com mergulho do plano axial vertical



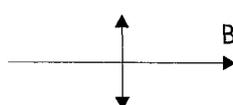
h) Com mergulho do plano axial vertical suposto



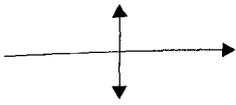
i) Com valor angular do caimento do eixo medido



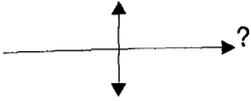
j) Com valor angular do caimento do eixo aproximado



k) Com valor angular do caimento do eixo estimado

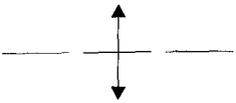


l) Com mergulho do eixo indicado

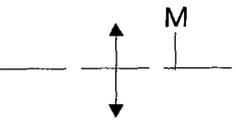


m) Com mergulho do eixo suposto

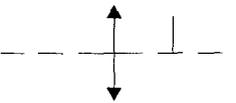
1 1 6 - Estrutura anticlinal aproximada representada pelo traço do plano axial.



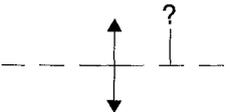
a) Sem indicação do mergulho do plano axial e do caimento do eixo



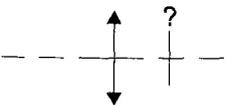
b) Com mergulho do plano axial estimado



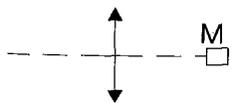
c) Com mergulho do plano axial indicado



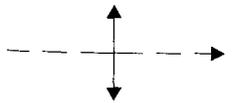
d) Com mergulho do plano axial suposto



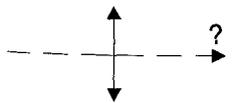
e) Com mergulho do plano axial vertical suposto



f) Com valor de mergulho do eixo estimado

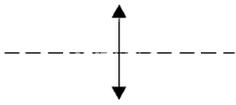


g) Com mergulho do eixo indicado

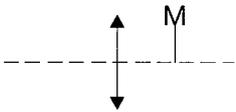


h) Com mergulho do eixo suposto

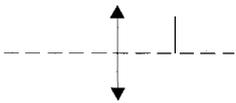
1 1 7 - Estrutura anticlinal provável representada pelo traço do plano axial.



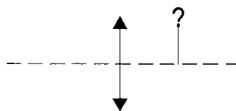
a) Sem indicação do mergulho do plano e do caimento do eixo



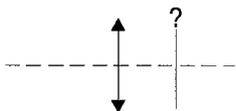
b) Com mergulho do plano axial estimado



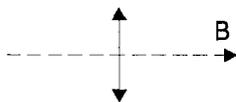
c) Com mergulho do plano axial indicado



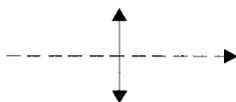
d) Com mergulho do plano axial suposto



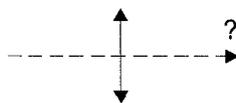
e) Com mergulho do plano axial vertical suposto



f) Com valor de mergulho do eixo estimado

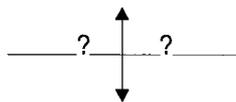


g) Com mergulho do eixo indicado

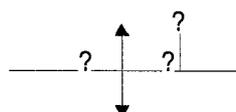


h) Com mergulho do eixo suposto

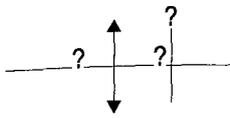
1 1 8 Estrutura anticlinal suposta representada pelo traço do plano axial.



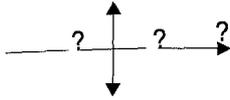
a) Sem indicação do mergulho do plano e do caimento do eixo



b) Com mergulho do plano axial suposto

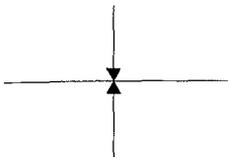


c) Com mergulho do plano axial vertical suposto

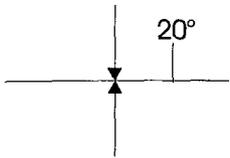


d) Com mergulho do eixo suposto

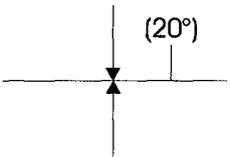
1 1 9 - Estrutura sinclinal definida representada pelo traço do plano axial:



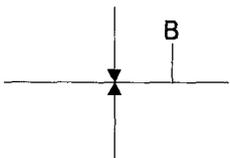
a) Sem indicação do mergulho do plano axial e do caimento do eixo



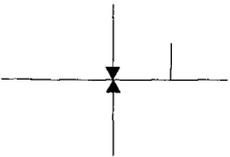
b) Com mergulho do plano axial medido



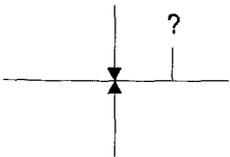
c) Com mergulho do plano axial aproximado



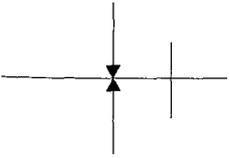
d) Com mergulho do plano axial estimado



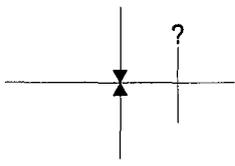
e) Com mergulho do plano axial indicado



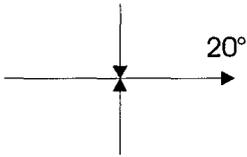
f) Com mergulho do plano axial suposto



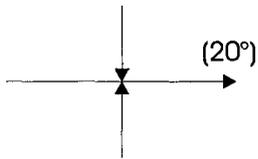
g) Com mergulho do plano axial vertical



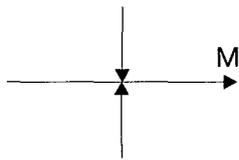
h) Com mergulho do plano axial vertical suposto



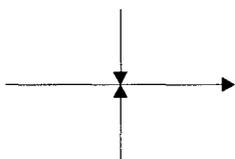
i) Com valor angular do caimento do eixo medido



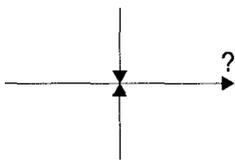
j) Com valor angular do caimento do eixo aproximado



k) Com valor angular do caimento do eixo estimado



l) Com mergulho do eixo indicado

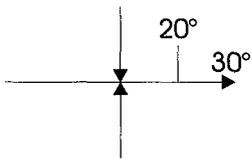


m) Com mergulho do eixo suposto

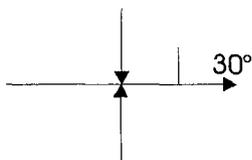
### Observação

Os símbolos apresentados poderão ocorrer conjuntamente definindo o padrão de dobramento

### Exemplos

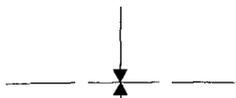


a) Sinclinal definido com mergulho do plano axial e valor angular do caimento do eixo medidos

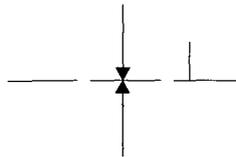


b) Sinclinal definido com mergulho do plano axial indicado e valor angular do caimento do eixo medido

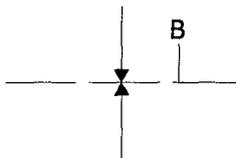
1 1 10 - Estrutura sinclinal aproximada representada pelo traço do plano axial.



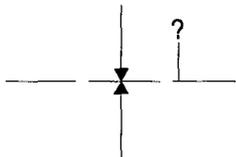
a) Sem indicação do mergulho do plano axial e do caimento do eixo



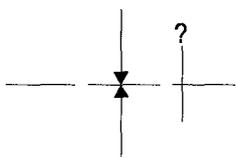
b) Com mergulho do plano axial indicado



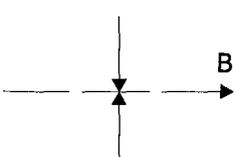
c) Com mergulho do plano axial estimado



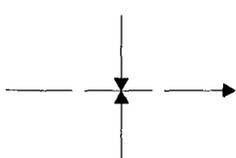
d) Com mergulho axial suposto



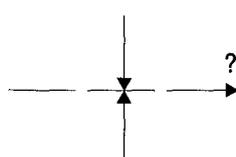
e) Com mergulho do plano axial vertical suposto



f) Com valor do mergulho do eixo estimado



g) Com mergulho do eixo indicado

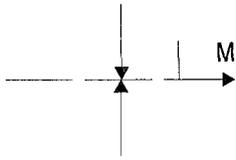


h) Com mergulho do eixo suposto

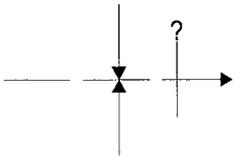
Observação

Os símbolos apresentados poderão ocorrer conjugados definindo o dobramento

Exemplos

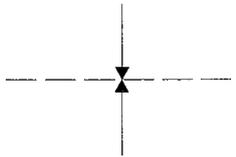


a) Sinclinal aproximado com mergulho do plano axial indicado e valor angular do caimento do eixo estimado

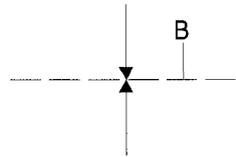


b) Sinclinal aproximado com mergulho do plano axial vertical suposto e mergulho do eixo indicado

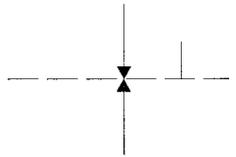
1 1 11 - Estrutura sinclinal provável representada pelo traço do plano axial.



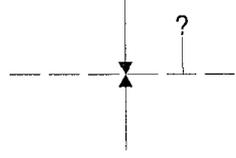
a) Sem indicação do mergulho do plano axial e do caimento do eixo



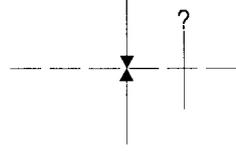
b) Com mergulho do plano axial estimado



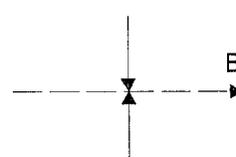
c) Com mergulho do plano axial indicado



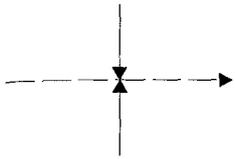
d) Com mergulho do plano axial suposto



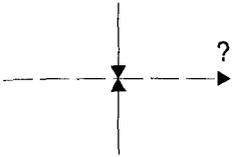
e) Com mergulho do plano axial vertical suposto



f) Com mergulho do eixo estimado



g) Com mergulho do eixo indicado

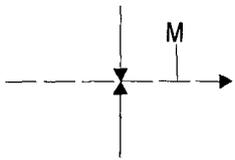


h) Com mergulho do eixo suposto

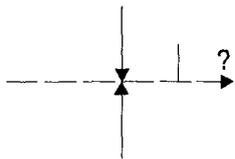
### Observação

Os símbolos apresentados poderão ocorrer conjugados definindo o dobramento

### Exemplos

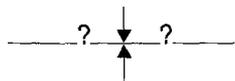


a) Sinclinal provável com mergulho do plano axial estimado e mergulho do eixo indicado

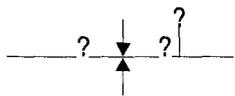


b) Sinclinal provável com mergulho do plano axial indicado e mergulho do eixo suposto

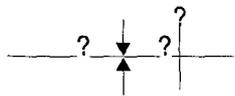
### 1 1 12 - Estrutura sinclinal suposta representada pelo traço do plano axial.



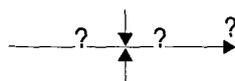
a) Sem indicação do mergulho do plano axial e do caimento do eixo



b) Com mergulho do plano axial suposto



c) Com mergulho do plano axial vertical suposto

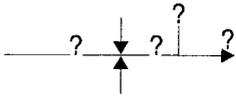


d) Com mergulho do eixo suposto

Observações

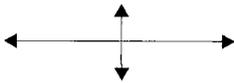
1 É possível a conjugação desses símbolos caracterizando o dobramento

Exemplo



a) Sinclinal suposto com mergulho do plano axial suposto e com mergulho do eixo suposto

2 A classificação (definido aproximado provável e suposto) usada para identificar estruturas dobradas anticlinais e sinclinais baseia se nos mesmos conceitos definidos para os dobramentos



1 1 13 - Anticlinal com duplo caimento.

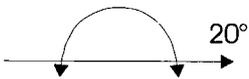
1 1 14 - Anticlinal com flanco invertido.



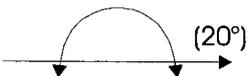
a) Sem indicação do mergulho do eixo



b) Com mergulho do eixo indicado



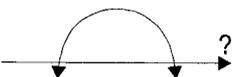
c) Com mergulho do eixo medido



d) Com mergulho do eixo aproximado

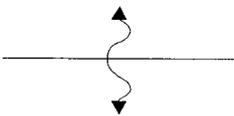


e) Com mergulho do eixo estimado

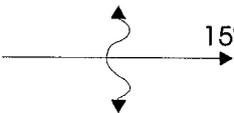


f) Com mergulho do eixo suposto

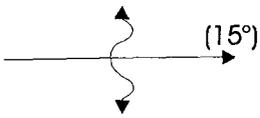
1 1 15 Anticlinal redobrado ou com flancos de camadas onduladas.



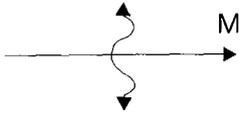
a) Sem indicação do caimento do eixo



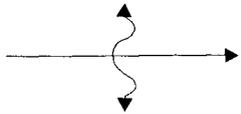
b) Com mergulho do eixo medido



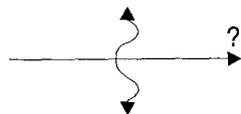
c) Com mergulho do eixo aproximado



d) Com mergulho do eixo estimado

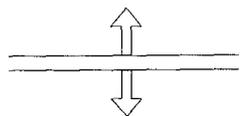


e) Com mergulho do eixo indicado

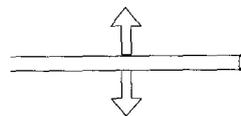


f) Com mergulho do eixo suposto

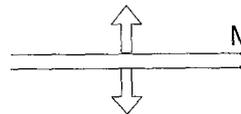
1 1 16 Anticlinório.



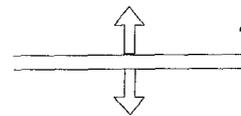
a) Sem indicação do mergulho do eixo



b) Com mergulho do eixo indicado



c) Com mergulho do eixo estimado



d) Com mergulho do eixo suposto

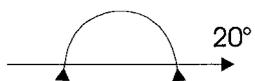


1 1 17 Sinclinal definido com duplo caimento.

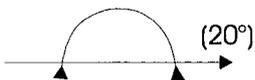
1 1 18 - Sinclinal definido com flanco invertido.



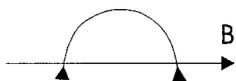
a) Sem indicação do mergulho do eixo



b) Com mergulho do eixo medido



c) Com mergulho do eixo aproximado



d) Com mergulho do eixo estimado

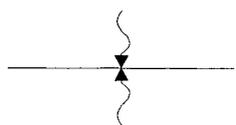


e) Com mergulho do eixo indicado

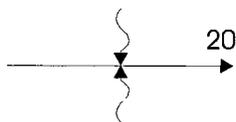


f) Com mergulho do eixo suposto

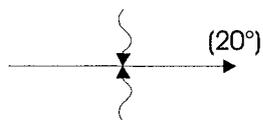
1 1 19 Sinclinal redobrado ou com flancos de camadas onduladas.



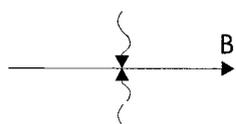
a) Sem indicação do caimento do eixo



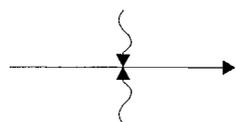
b) Com mergulho do eixo medido



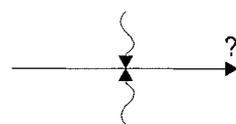
c) Com mergulho do eixo aproximado



d) Com mergulho do eixo estimado

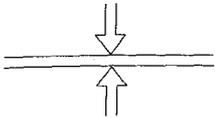


e) Com mergulho do eixo indicado

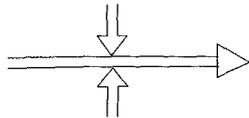


f) Com mergulho do eixo suposto

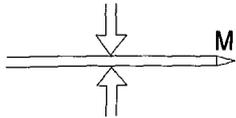
1 1 20 - Sinclinório.



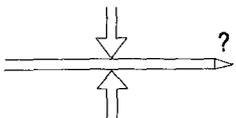
a) Sem indicação do mergulho do eixo



b) Com mergulho do eixo indicado



c) Com mergulho do eixo estimado

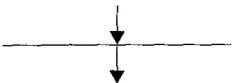


d) Com mergulho do eixo suposto



1 1 21 - Monoclinal.

1 1 22 - Homoclinal ou terraço estrutural.



a) Sem indicação do caimento do eixo



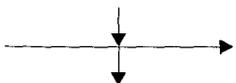
b) Com mergulho do eixo medido



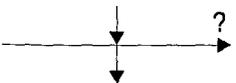
c) Com mergulho do eixo aproximado



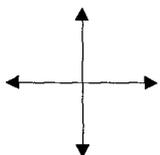
d) Com mergulho do eixo estimado



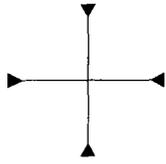
e) Com mergulho do eixo indicado



f) Com mergulho do eixo suposto



1 1 23 - Domo.



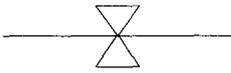
1 1 24 - Bacia Estrutural.



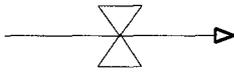
1 1 25 - Eixo de Antiforme.



1 1 26 - Eixo de Antiforme com caimento.

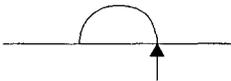


1 1 27 - Eixo de Sinforme.

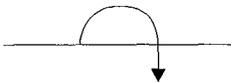


1 1 28 - Eixo de Sinforme com caimento.

1 1 29 - Dobras assimétricas Quando a inclinação máxima do flanco menor for de 90°



a) Sinclinal



b) Anticlinal



c) Dobra em "Z" (sentido horário) Aplicado geralmente em mapas estruturais de detalhe para indicar o sentido de rotação do flanco menor em relação ao flanco maior



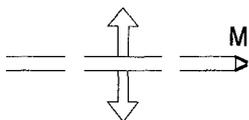
d) Dobra em "S" (sentido anti horário) Idem (em geral usado em mapas estruturais de detalhe)

### Observações.

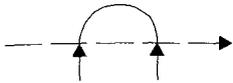
1 A representação da direção e caimento de eixos de dobras de pequena escala foram considerados no item lineação

2 Aqui ainda prevalece quando for o caso o emprego da classificação que define quanto ao grau de precisão a posição do traço do plano axial da estrutura seja definido, aproximado, provável, suposto e encoberto

### Exemplos



a) Anticlinório aproximado com mergulho do eixo estimado



b) Sinclinal provável com flanco invertido e mergulho do eixo indicado etc

## FRATURAS FALHAS

\_\_\_\_\_ 1 1 1 Falha definida É aquela perfeitamente caracterizada através de provas diretas ou indiretas e a localização de seu traço é precisa. Quando não for possível determinar o movimento relativo é dita indiscriminada

----- 1 1 2 Falha aproximada É caracterizada através de dados diretos ou indiretos permanecendo porém imprecisa a posição geográfica do traço do seu plano em geral por carência de provas

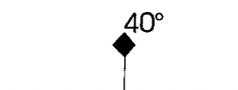
----- 1 1 3 Falha provável São observadas as evidências da existência do falhamento sendo porém de difícil determinação a direção do plano de falha por insuficiência de elementos. Permanece contudo a necessidade de uma efetiva comprovação

\_\_\_\_? \_\_\_\_? 1 1 4 Falha suposta O condicionamento geológico sugere o falhamento não sendo no entanto observadas evidências diretas do mesmo

----- 1 1 5 Falha encoberta Apesar de comprovada através de dados de subsuperfície ou de evidências indiretas e de posição geográfica definida, oculta-se sob coberturas mais jovens (colúvios, elúvios, alúvios), espelhos d'água, vegetação densa etc, não afetadas pela mesma

----- 1 1 6 Fratura definida, porém de natureza indeterminada (falha, geoclase, grande diáclase etc)

### 1 1 7 Planos de Falhas com representação do mergulho



1 1 7 1 Falha definida com mergulho medido



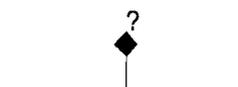
1 1 7 2 Falha definida com mergulho aproximado



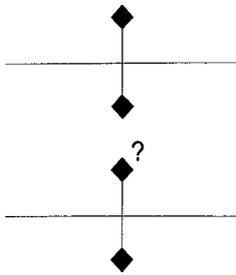
1 1 7 3 Falha definida com mergulho estimado



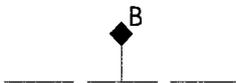
1 1 7 4 Falha definida com mergulho indicado



1 1 7 5 Falha definida com mergulho suposto



1 1 7 6 Falha definida com mergulho vertical



1 1 7 7 Falha definida com mergulho vertical suposto



1 1 7 8 Falha aproximada com mergulho estimado



1 1 7 9 Falha aproximada com mergulho indicado



1 1 7 10 Falha aproximada com mergulho suposto



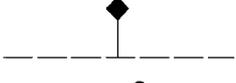
1 1 7 11 Falha aproximada com mergulho vertical suposto



1 1 7 12 Falha provável com mergulho estimado



1 1 7 13 Falha provável com mergulho indicado



1 1 7 14 Falha provável com mergulho suposto



1 1 7 15 Falha provável com mergulho vertical suposto



1 1 8 Falha Normal com indicação do movimento relativo vertical dos blocos.

A = bloco alto (indica movimento relativo para cima)

1 1 9 Planos de Falhas com indicação do verdadeiro movimento relativo.



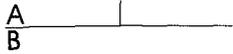
1 1 9 1 Falha de rejeito horizontal à direita



1 1 9 2 Falha de rejeito horizontal à esquerda



1 1 9 3 Falha de rejeito de mergulho normal (A = muro B = teto)



1 1 9 4 Falha de rejeito de mergulho inverso (A = teto B = muro)



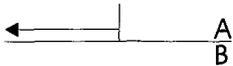
1 1 9 5 Falha de rejeito oblíquo (Falha de mergulho à direita normal ou falha normal de mergulho à direita)



1 1 9 6 Falha de rejeito oblíquo (Falha de mergulho à esquerda normal ou falha normal de mergulho à esquerda)



1 1 9 7 Falha de rejeito oblíquo (Falha de mergulho à direita inversa ou falha inversa de mergulho à direita)



1 1 9 8 Falha de rejeito oblíquo (Falha de mergulho à esquerda inversa ou falha inversa de mergulho à esquerda)

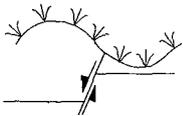
1 1 10 Planos de Falhas com indicação do movimento relativo aparente Define o deslocamento de camadas observado em mapa aerofoto em superfície como também em perfil ou em afloramento vertical no campo



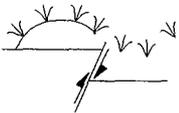
1 1 10 1 Falha de deslocamento à direita



1 1 10 2 Falha de deslocamento à esquerda



1 1 11 Falha de deslocamento de mergulho (Falha de deslocamento normal)



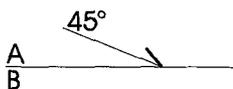
1 1 12 Falha de deslocamento de mergulho (Falha de deslocamento inverso)

Observação: as falhas dos itens 1 1 11 e 1 1 12 somente são representáveis em perfis ou seções



1 1 13 - Falhas com representação da direção e mergulho do rejeito.

1 1 13 1 Falha normal com representação da direção e mergulho do rejeito do teto



1 1 13 2 - Falha inversa com indicação da direção e mergulho do rejeito do teto



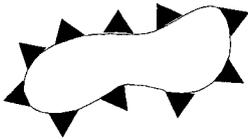
1 1 14 - Falha inversa, de empurrão, acavalamento ou cavalgamento. Falha em que um bloco eleva-se sobre o outro ao longo de um plano inclinado que lhe sotopõe. Quando o ângulo é maior do que 45° denomina-se falha inversa quando inferior ao valor citado denomina-se de empurrão. Os vértices das setas indicam o sentido de deslocamento do muro.



1 1 15 Falha de deslocamento (decollement detachment fault) Falha na base de um pacote de rochas causando o deslocamento sobre o seu embasamento e provocando quase sempre deformação independente no bloco deslizante.



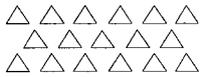
1 1 16 Testemunho estrutural (Klippe) as setas são colocadas no bloco que subiu (teto).



1 1 17 Janela estrutural (fenster) as setas são colocadas no bloco que subiu (teto).



1 1 18 Zona de cataclase ou milonitização Deve ser adotada quando os limites da faixa cataclástica ou milonítica não forem bem distintos e nítidos e a rocha pouco transformada.



1 1 19 Brecha de falha

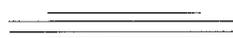
1 1 20 Falhas classificadas, segundo a componente significativa do movimento relativo. Em geral aplicadas aos grandes falhamentos regionais



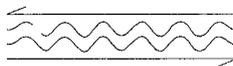
1 1 20 1 Falha Normal (Sin falha de gravidade) Adotar esta simbologia em lugar dos símbolos "A" (bloco alto) e "B" (bloco baixo) somente no caso da necessidade de ressaltar tais estruturas. As hachuras no bloco que baixou (teto) indicam o sentido do mergulho do plano de falha.



1 1 20 2 - Falha de rasgamento, transcorrente ou de deslocamento horizontal Onde o deslocamento mais evidente em superfície é horizontal longitudinal isto é ao longo do traço de falha e sua superfície é aproximadamente plana.



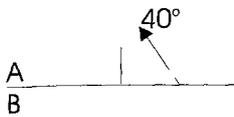
1 1 21 Zona cataclástica de grande amplitude Quando a faixa de cataclase é bem nítida e definida em mapa com largura de 2 a 3 milímetros encerrando cataclasitos transformados a filonitos blastomilonitos migmatíticos etc. A representação por duas linhas paralelas é equivalente ao respectivo limite da faixa. Os tipos litológicos são considerados como unidade distinta com posição definida na coluna estratigráfica.



1 1 22 - Amplas zonas de falhas transcorrentes Quando a amplitude da zona cataclástica que define os limites de uma unidade milonítica ultrapassar três milímetros no mapa.



1 1 23 - Falha normal com representação da direção e caimento da lineação no plano de falha.



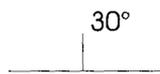
1 1 24 - Falha inversa com representação da direção e caimento da lineação no plano de falha



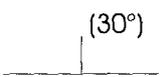
1 1 25 Falha preenchida por diques ou veios

## Feições Planares

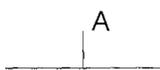
### ACAMAMENTO



1 1 1 Atitude da camada com valor de mergulho medido O valor angular é medido *in loco* diretamente sobre o plano por método instrumental direto ou indireto satisfatoriamente preciso



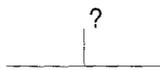
1 1 2 - Atitude da camada com mergulho de valor aproximado O valor angular é medido no campo por método instrumental direto ou indireto porém sob condições desfavoráveis a uma boa precisão Aplicado na representação de mergulhos aparentes



1 1 3 - Atitude da camada com mergulho de valor estimado O valor do mergulho é determinado visualmente Normalmente utilizado em trabalhos de fotointerpretação (SH Subhorizontal < 5° B Baixo entre 5° e 30° M Médio entre 30° e 60° A Alto entre 60° e 80° SV e Subvertical > 80°)



1 1 4 Atitude da camada com mergulho indicado O valor angular não é determinado sendo conhecido apenas o sentido do mergulho



1 1 5 Atitude da camada com mergulho suposto O sentido do mergulho não é observado diretamente sendo no entanto sugerido pelo condicionamento geológico



1 1 6 Atitude da camada com direção aproximada A direção é determinada sob condições desfavoráveis a uma boa precisão É compatível com a representação do mergulho aproximado estimado indicado ou suposto



1 1 7 - Atitude da camada com direção suposta A direção do acamamento não é observada diretamente sendo no entanto sugerida pelo condicionamento geológico Implica representação de mergulho também suposto



1 1 8 - Camada vertical.



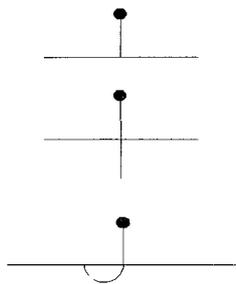
1 1 9 Camada horizontal.



1 1 10 - Camada invertida.



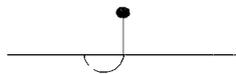
1 1 11 Camada ondulada ou crenulada.



1 1 12 Camada na posição normal confirmada por feições primárias características.

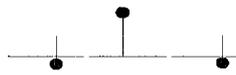


1 1 13 Camada vertical com indicação do topo estratigráfico.

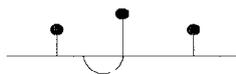


1 1 14 Camada invertida evidenciada por feições primárias características.

1 1 15 - Representação das feições indicativas do topo e base de camadas normais e invertidas.



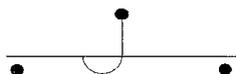
a) Símbolo indicativo de acamamento gradativo ou gradual em posição normal



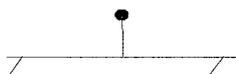
b) Símbolo indicativo de acamamento gradativo ou gradual em posição invertida



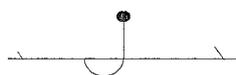
c) Símbolo indicativo de conglomerado basal em posição normal



d) Símbolo indicativo de conglomerado basal em posição invertida



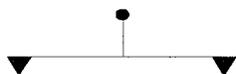
e) Símbolo indicativo de estratificação cruzada em posição normal



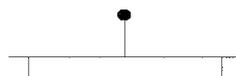
f) Símbolo indicativo de estratificação cruzada em posição invertida



g) Símbolo indicativo de marcas de onda em posição normal



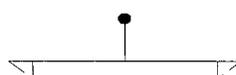
h) Símbolo indicativo de marcas de onda em posição invertida



i) Símbolo indicativo de *mudcracks* (fendas de ressecamento) em posição normal



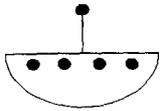
j) Símbolo indicativo de *mudcracks* (fendas de ressecamento) em posição invertida



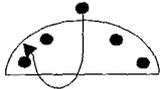
k) Símbolo indicativo de *flowcasts* em posição normal



l) Símbolo indicativo de *flowcasts* em posição invertida



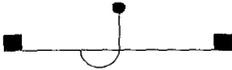
m) Símbolo indicativo de acanalamento em posição normal



n) Símbolo indicativo de acanalamento em posição invertida



o) Símbolo indicativo de superfície de solução normal



p) Símbolo indicativo de superfície de solução em posição invertida

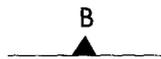
## FOLIAÇÃO



1 2 1 Foliação com valor de mergulho medido.



1 2 2 Foliação com valor de mergulho aproximado.



1 2 3 Foliação com valor de mergulho estimado.



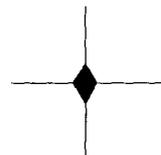
1 2 4 Foliação com mergulho indicado.



1 2 5 Foliação com mergulho suposto.



1 2 6 Foliação vertical.



1 2 7 Foliação horizontal.



1 2 8 Foliação com direção aproximada.



1 2 9 Foliação com direção suposta.

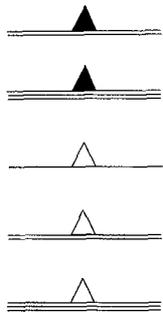
## Observação.

A distinção entre foliação e xistosidade deve ser feita através do símbolo característico sendo respectivamente o triângulo cheio para identificar a primeira (  foliação) e o vazio para identificar a segunda (  xistosidade)

Para a diferenciação dos vários tipos de foliação e de xistosidade (primária cataclástica etc) é conveniente a utilização de alguns símbolos conforme sugeridos:

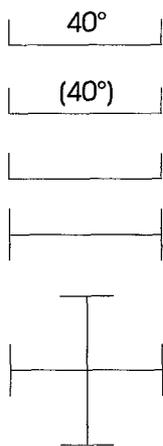


a) caracteriza um tipo de foliação



- b) caracteriza um segundo tipo de foliação
- c) caracteriza um terceiro tipo de foliação
- d) caracteriza um tipo de xistosidade
- e) caracteriza um segundo tipo de xistosidade
- f) caracteriza um terceiro tipo de xistosidade

**CLIVAGEM**



- 1 3 1 - Clivagem com indicação da direção e valor do ângulo de mergulho medido.
- 1 3 2 - Clivagem com mergulho de valor aproximado.
- 1 3 3 - Clivagem com mergulho indicado.
- 1 3 4 - Clivagem vertical.
- 1 3 5 - Clivagem horizontal.

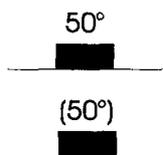
Observação.

Havendo necessidade da distinção no mapa entre os diferentes tipos de clivagens (clivagem ardósiana clivagem de fratura clivagem de crenulação *shear cleavage* etc ) sugere-se adotar além dos símbolos convencionais os tipos referidos abaixo

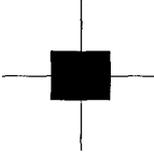
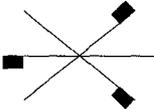
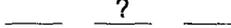


- a) Identificar um tipo de clivagem
- b) Identificar um segundo tipo de clivagem

FRATURAS, JUNTAS OU DIÁCLASES

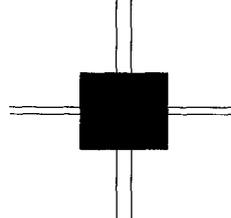


- 1 4 1 - Junta com indicação do valor de mergulho medido.
- 1 4 2 - Junta com indicação do valor de mergulho aproximado.

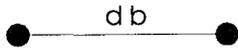
- |   |   |
|---|---|
|  | 1 4 3 <u>Junta com mergulho indicado.</u>   |
|  | 1 4 4 <u>Junta vertical.</u>  |
|  | 1 4 5 - <u>Junta horizontal.</u>  |
|  | 1 4 6 - <u>Sistema múltiplo de juntas.</u>  |
|  | 1 4 7 <u>Junta ou Diáclase em escala mapeável</u> Aplicada geralmente em trabalhos de fotointerpretação na representação de grandes fraturas ao longo das quais não se percebem deslocamentos |
|  | 1 4 8 - <u>Junta ou Diáclase em escala mapeável com indicação do mergulho.</u>  |
|  | 1 4 9 <u>Junta suposta em escala mapeável.</u>  |

Observação.

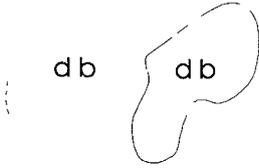
Sendo conveniente representar no mapa feições mais específicas poderão ser adotados os símbolos sugeridos abaixo

- |   |   |
|---|---|
|  | a) Símbolo que identifica um tipo de junta mais específico            |
|  | b) Símbolo que identifica um outro tipo de junta mais específico      |
|  | c) Símbolo que identifica um tipo de junta preenchida ou mineralizada |
|  | d) Símbolo que identifica um veio inclinado com indicação de mergulho |
|  | e) Símbolo que identifica um veio horizontal                          |
|  | f) Símbolo que identifica um veio vertical                            |

## Diques



1 5 1 - Dique com indicação do tipo litológico (db - diabásico).



1 5 2 Dique de contorno mapeável quando sua dimensão permitir na escala considerada o seu contorno deverá ser delimitado pelo tipo de contato indicado à situação sendo representada a identificação de sua litologia (db - Diabásio)



1 5 3 Dique indiscriminado (quando não se conhece o tipo litológico)

1 5 4 Dique outros tipos de representação



1 5 4 1 Dique de granito aplito ou pegmatito



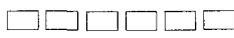
1 5 4 2 Dique de vulcânica ácida



1 5 4 3 Dique de vulcânica básica



1 5 4 4 - Dique de vulcânica alcalina



1 5 4 5 - Dique de rocha evaporítica calcária



1 5 4 6 - Diques de rochas intermediárias



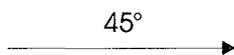
1 5 4 7 Diques de rochas ultrabásicas

### Observação.

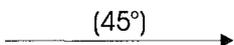
Quando necessário representar qualquer tipo específico de rocha do dique deve se conservar a simbologia básica designativa da sua natureza (ácida intermediária básica etc ) e acrescentar o código identificativo do tipo litológico considerado

## Feições Lineares

### Lineações



1 1 1 - Lineação com indicação do sentido e valor angular medido do caimento.



1 1 2 Lineação com indicação do sentido e valor angular aproximado do caimento.



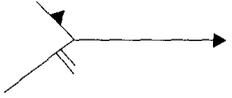
1 1 3 Lineação com caimento indicado. A ponta da seta indica o sentido do caimento da estrutura.



1 1 4 Lineação vertical.



1 1 5 - Lineação horizontal.



1 1 6 - Intersecção de acamamento e clivagem.



1 1 7 - Intersecção de duas clivagens.



1 1 8 - Slickenside horizontal a posição dos pontos indica o sentido do deslocamento

1 1 9 - Slickenside inclinado a lineação é considerada sobre o muro



muro abaixo



muro elevado

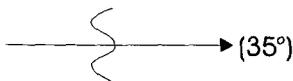


1 1 10 - Lineamento Estrutural Qualquer feição macroscópica linear devido a elementos estruturais não especificados e individualizados Traços de um determinado plano estrutural (acamamento clivagem foliação etc ) com a topografia representados por depressões saliências alinhamento de drenagem da vegetação etc Frequentemente empregado em fotointerpretação para salientar a foliação dos padrões litológicos

1 1 11 - Dobras menores Direção e caimento de eixos de dobras menores não individualizáveis na escala do mapa



a) Com valor angular de mergulho do eixo da dobra medido



b) Com valor angular de mergulho do eixo da dobra aproximado



c) Com mergulho do eixo da dobra indicado

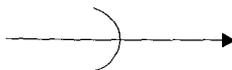


d) Com mergulho do eixo da dobra estimado

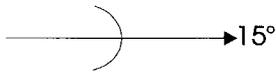


e) Com mergulho do eixo da dobra suposto

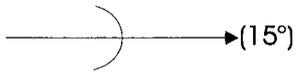
1 1 12 - Representação de eixos de dobras de pequena escala (em afloramento). É em geral aplicado em mapas estruturais



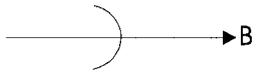
a) Estrutura anticlinal indicando a direção e mergulho do eixo



b) Estrutura anticlinal indicando a direção e mergulho do eixo medido



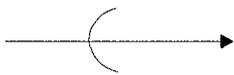
c) Estrutura anticlinal indicando a direção e mergulho do eixo aproximado



d) Estrutura anticlinal indicando a direção e mergulho do eixo estimado



e) Estrutura anticlinal indicando a direção e mergulho do eixo suposto



f) Estrutura sinclinal com indicação da direção e mergulho do eixo



g) Estrutura sinclinal com indicação da direção e mergulho do eixo medido



h) Estrutura sinclinal com indicação da direção e mergulho do eixo aproximado



i) Estrutura sinclinal com indicação da direção e mergulho do eixo estimado



j) Estrutura sinclinal com indicação da direção e mergulho do eixo suposto



1 1 13 - Tipo de lineação para caracterização de eixo de alongação de objetos deformados.

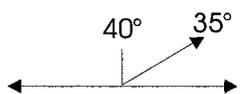


1 1 14 - Símbolo identificativo de lineação de minerais.

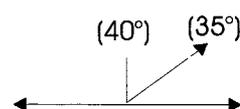


1 1 15 - Símbolo identificativo de eixo de boudinage.

1 1 16 Lineação e Acamamento.



a) Com valor angular do mergulho da camada e do caimento da lineação medido

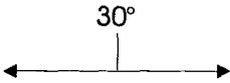


b) Com valor angular do mergulho da camada e do caimento da lineação aproximado

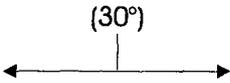


c) Com mergulho da camada e do caimento da lineação indicados

1 1 17 - Lineação Horizontal e Acamamento.



a) Com valor angular do mergulho da camada medido



b) Com valor angular do mergulho da camada aproximado



c) Com mergulho da camada indicado



d) Com mergulho vertical da camada

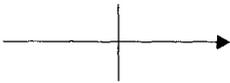
1 1 18 - Lineação e Acamamento Vertical.



a) Com valor angular do caimento da lineação medido



b) Com valor angular do caimento da lineação aproximado

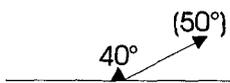


c) Com o caimento da lineação indicado

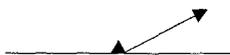
1 1 19 - Lineação e Foliação.



a) Com valor angular do mergulho da foliação e do caimento da lineação medido



b) Com valor angular do mergulho da foliação e do caimento da lineação aproximado

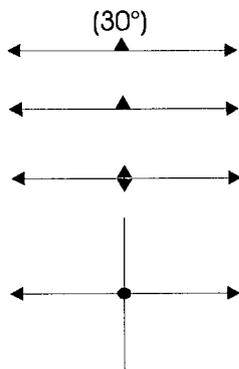


c) Com mergulho da foliação e do caimento da lineação indicado

1 1 20 - Lineação Horizontal e Foliação.



a) Com valor angular do mergulho da foliação medido



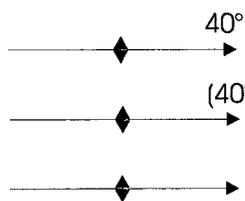
b) Com valor angular do mergulho da foliação aproximado

c) Com mergulho da foliação indicado

d) Lineação horizontal e foliação vertical

e) Lineação e foliação horizontais

#### 1 1 21 - Lineação e Foliação Vertical.

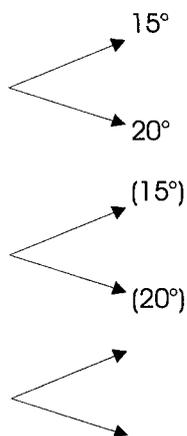


a) Com valor angular do caimento da lineação medido

b) Com valor angular do caimento da lineação aproximado

c) Com caimento da lineação indicado

#### 1 1 22 - Dupla Lineação.



a) Com valor angular do caimento medido

b) Com valor angular do caimento aproximado

c) Com caimento indicado

## Símbolos Complementares

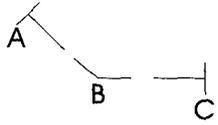
### Feições Estruturais

#### Representação das seções e perfis geológicos

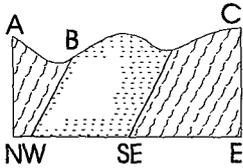
• **Indicação da seção geológica em planta** - A orientação do traço da seção geológica será determinada pela indicação dos extremos perfeitamente identificados através de letras maiúsculas



a) Simbologia da seção geológica em planta

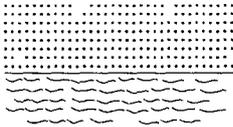


b) Simbologia representativa de seção geológica em planta com variação na direção do rumo

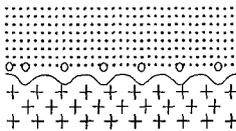


c) Representação da seção geológica indicando o perfil topográfico e registrando as mudanças de rumo na seção. As direções N, E, NE e SE ficarão sempre à direita do leitor. As direções S, W, NW e SW ficarão sempre à esquerda do leitor.

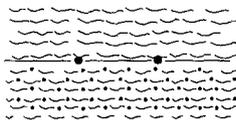
### Contatos em seções e perfis geológicos



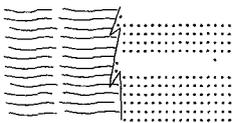
Contato normal ou concordante



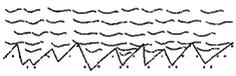
Contato discordante



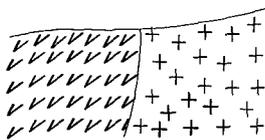
Contato de transição



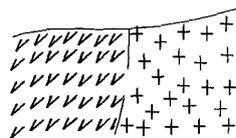
Contato faciológico



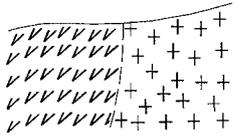
Contato interdigitado



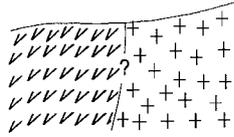
Contato definido



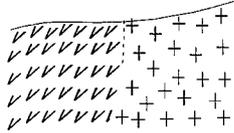
Contato aproximado



Contato provável



Contato suposto



Limite litológico

### Falhas em seções e perfis geológicos



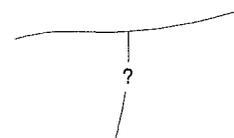
Falha definida



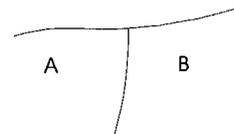
Falha aproximada



Falha provável

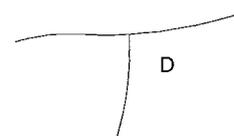


Falha suposta

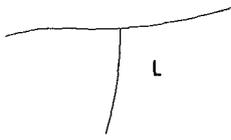


Falha com indicação do movimento relativo dos blocos

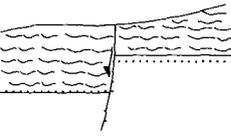
A = bloco alto



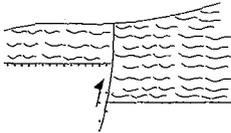
Falha de rejeito horizontal à direita



Falha de rejeito horizontal à esquerda

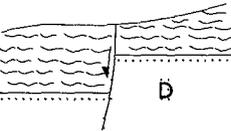


Falha de rejeito de mergulho normal

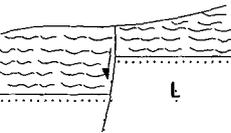


Falha de rejeito de mergulho inverso

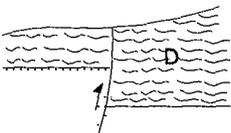
Falhas de rejeito oblíquo



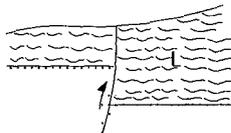
a) De mergulho à direita normal ou falha normal de mergulho à direita



b) De mergulho à esquerda normal ou falha normal de mergulho à esquerda



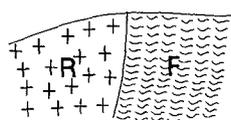
c) De mergulho à direita inversa ou falha inversa de mergulho à direita



d) De mergulho à esquerda inversa ou falha inversa de mergulho à esquerda

Falhas classificadas segundo o movimento relativo aparente

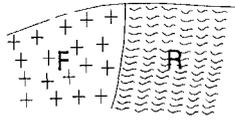
a) De deslocamento de direção



Falha de deslocamento à direita

R bloco recuado

F bloco avançado

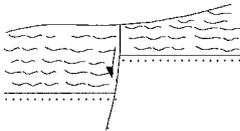


Falha de deslocamento à esquerda

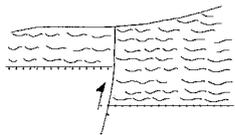
R bloco recuado

F bloco avançado

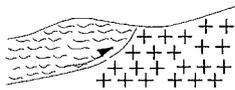
b) De deslocamento de mergulho



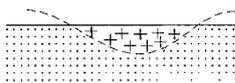
Falha de deslocamento normal



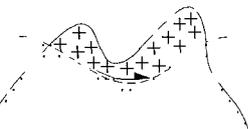
Falha de deslocamento inverso



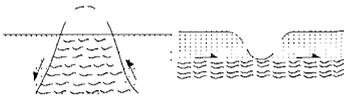
Falha de empurrão



Testemunho Estrutural (*Klippe*) representação de antigas feições geológicas ora erodidas



Janela estrutural (*fenster*)



- Deslocamento (*Decollement*)

## Minas

O ponto de cruzamento dos martelos determina o local da mina considerada



a) Mina subterrânea em atividade



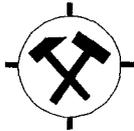
b) Mina subterrânea paralisada ou abandonada



c) Mina a céu aberto em atividade



d) Mina a céu aberto paralisada ou abandonada



e) Jazida

## Garimpos

O local do garimpo é determinado pelo ponto de cruzamento das pás



Garimpo subterrâneo em atividade



Garimpo subterrâneo paralisado ou abandonado



Garimpo em atividade



Garimpo paralisado ou abandonado

.Pb

- **Ocorrência Mineral** Sempre acompanhada do símbolo do mineral respectivo que caracteriza a ocorrência

## Poços



- Poço produtor de óleo



Poço produtor de óleo abandonado



Poço produtor de gás



Poço produtor de gás abandonado



Poço produtor de óleo e gás

## Bibliografia

- ALLUM J A E *Photogeology and regional mapping* Oxford: Pergamon Press 1966 107 p
- ASHWORTH J R *Migmatites* New York: B Glasgow and London 1985 295 p
- BELL T H HAMMOND R L On the internal geometry of mylonite zones *Journal of Geology*, Chicago v 2 p 67 86 1984
- BILLINGS M P *Structural geology*. 3 ed New York: Prentice Hall 1972 606 p
- BRIM R J P. Prospecção geoquímica In: MÉTODOS e técnicas de pesquisa mineral Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral 1985 355 p p 219 291
- BROWDEN L W PRUIT E L *Manual of remote sensing: interpretation and applications* Falls Church Va : American Society of Photogrammetry 1975 2 v
- CAMPBELL C V Truncated wave: ripple laminae *Journal of Sedimentary Petrology* Tulsa v 36 p 825 828 1966
- CARNEIRO C D R LIMA M O de *Análise de foliações em áreas dobradas* São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas 1990 (Publicação IPT v 1753)
- \_\_\_\_ SANTORO E Transferidor de atitudes na forma viena (CLAR) para mapas *Ciências da Terra* n 8 p 25 1983
- COBBOLD P R UINQUIS H Development of sheath folds in shear regime *Journal of Structural Geology* v 2 p 119 126 1980
- COMPTON R R *Manual of field geology* New York: J Wiley 1962 378 p
- CORDANI U G. Fundamentos de interpretação geocronológica *Boletim da Sociedade Brasileira de Geografia* Rio de Janeiro n 1 p 5 22 1980
- COWARD M P. The strain and textural history of thinshinned tectonic zones examples from Assynt region of the Moine thrust zones NW Scotland *Journal of Structural Geology* New York v 6 p 89 99 1984
- \_\_\_\_ Geocronologia: manual de coleta de amostras em geociências *Boletim da Sociedade Brasileira de Geografia* São Paulo n 2 p 23 27 1986
- DALLAGNOL R ARAUJO J F V DREHER A M *Petrografia e amostragem do bloco C I* Belém: Projeto RADAM 1975 73 p (Relatório interno RADAM 2 G) Anexo: Offset de mosaico de radar SC 21-Juruena

- DALY R A *Igneous rocks and the depths of the earth: containing some revised chapters of Igneous rock and their origin* (1914) 2 ed New York: McGraw Hill 1933 598 p
- DANA J D *Manual de mineralogia* Revisão por Cornelius S Hurlburt Junior; tradução de Rui Ribeiro Franco Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos 1974 2 v
- DEER W A HOWIE R A ZUSSMAN J *An introduction to the rock forming minerals* New York: J Wiley 1967 528 p
- DELLA FAVERA J C Eventos da sedimentação episódica nas bacias brasileiras: uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 33 1984 *Anais* [S.l.:s.n.] 1984 p 189 201
- DE SITTER L V *Structural geology* London: McGraw-Hill 1956 552 p
- DRURY S A *Image interpretation in geology* London: Allena Unwin 1987 237 p
- FIEBIGER W Conceitos básicos da pesquisa mineral In MÉTODOS e técnicas de pesquisa mineral Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral 1985 355 p p 15 34
- \_\_\_\_ *Prospecção geológica* In: MÉTODOS e técnicas de pesquisa mineral Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral 1985 355 p p 35 95
- FOLK R L Practical petrographic classification of limestones *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* Tulsa v 43 p 1 38 1959
- FRY N *The field description of metamorphic rocks* New York: J Wiley 1984 110 p (Geological Society of London Handbook Series)
- GUY M Quelques principes e quelques experiences sur la méthodologie de la photointerpretation In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL DE PHOTO INTERPRETATION 2 1966 Paris Actes Paris: Société Internationale de Photogrammétrie 1966 v 16 p 21 41
- HALL A *Igneous petrology* Essex: Longman 1987 573 p
- HASUI Y COSTA J B S *Zonas e cinturões de cisalhamento* Belém: Universidade Federal do Pará 1991 144 p
- \_\_\_\_ MIOTO J A *Geologia estrutural aplicada* São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia Votorantim 1992 459 p
- HYNDMAN D W *Petrology of igneous and metamorphic rocks* London: McGraw Hill 1972 533 p
- HOBBS W H Lineaments of the Atlantic Border Region *Geological Society of America Bulletin* New York n 15 p 482 506 1904
- HOBBS B E MEANS W D WILLIAMS P F *An outline of structural geology* New York: J Wiley 1976 571 p
- HORTON R E Erosional development of streams and their drainage basin: hidrological approach to quantitative morfology *Geological Society of American Bulletin* v 56 n 3 p 275 370 1945
- HOWARD A D Drainage analysis in geologic interpretation: summation *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* Tulsa v 5 n 11 p 2246 2259 1967
- JENSEN H et al Side looking airborne radar *Scientific American* San Francisco v 237 n 4 p 84 95 1977
- KAWASHITA K et al *Método radiométrico rubidioestrôncio: procedimentos das análises do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo* São Paulo 1974 106 p Publicação interna
- KNILL J L A classification of cleavages with special references to the craignish district of scottish highlands In: INTERNATIONAL GEOLOGY CONGRESS 21 1960 [S.l.:s.n.] 1960 pt 18 p 317 325
- KUNO H Differentiation of basalt magmas In: HESS H H POLDERVAART A (Ed) *Basalts the poldevaart treatise on rocks of basaltic composition* New York: Iterscience 1968 v 2 p 623 688
- LAHEE F H *Field geology* 5 ed New York: McGraw-Hill 1952 883 p
- LÉXICO estratigráfico do Brasil Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral/Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais 1984 541 p
- LIMA M I C de A importância das estruturas planares e lineares na interpretação radargeológica In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO 1 1978 São José dos Campos *Anais* São José dos Campos: Instituto de Pesquisas Espaciais 1978 v 2 p 500 509
- \_\_\_\_ *Introdução à interpretação radargeológica* Rio de Janeiro: IBGE 1995 124 p
- \_\_\_\_ *Metodologia de interpretação radargeológica: exemplo da sinéclise do Parnaíba e de seu embasamento* Belém 1995 426 p Tese (Doutorado) Centro de Geociências Universidade Federal do Pará 1995

- LIMA M I C de et al Geologia In: FOLHA SD 24 Salvador Rio de Janeiro: Projeto RADAMBRASIL 1981 624 p (Levantamento de recursos naturais v 24)
- LOCZY L de LADEIRA E A *Geologia estrutural e introdução à geotectônica* São Paulo: E Blucher; Rio de Janeiro: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico 1976 528 p
- LUEDER D R *Aerial photografic interpretation* New York: McGraw Hill 1959
- MABESOONE J M. *Sedimentologia* Recife: Universidade Federal de Pernambuco 1968 473 p
- MANUAL of remote sensing Falls Church Va : American Society of Photogrametry 1983 2 v
- MANUAL técnico de geologia Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral 1985 355 p
- MARANHÃO R J L *Introdução à pesquisa mineral* Fortaleza BNB ETENE 1983 680 p
- MATTAUER M *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre* Barcelona: [s n] 1976 425 p
- MEHNERT K R *Migmatites and the origin of granitic rocks* Amsterdam: Elsevier 1968 403 p
- MEKEL J F M The geological interpretation of radar images *ITC Text-book of photointerpretation* Netherlands v 8 p 1 61 1972
- MILLER V C *Photogeology* New York: McGraw-Hill 1961 248 p
- NICOLAS A *Principles of rock deformation* Dordrecht: D Reidel 1987 208 p
- NOVO E M L M *Sensoriamento remoto: produtos e aplicações* São Paulo: E Blücher 1989
- \_\_\_\_ KUX H J H AHERN F J *Introdução ao sensoriamento remoto por radar- PRORADAR: Brasil Canadá Mini Curso* [S1: s n] 1994 50 p
- PASSCHIER C W MYERS J S KRONER A *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau* Tradução de Mário C H Figueiredo São Paulo: Universidade de São Paulo 1993
- PETRI S et al Guia de nomenclatura estratigráfica *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo v 16 n 4 p 376 415 1986
- PETIJOHN F J *Sedimentary rocks* 2nd New York: Harper & Brothers 1957 718 p
- POPP, J H *Introdução no estudo da estratigrafia e da interpretação de ambientes de sedimentação* Curitiba: Scientia et Labor 1987 326 p
- PROJETO RADAMBRASIL: instruções técnicas Rio de Janeiro 1975/1981
- RAMSAY J G Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type *Journal of Geology* Chicago v 70 p 466 481 1962
- \_\_\_\_ *Folding and fracturing of rocks* New York: McGraw Hill 1967 568 p
- \_\_\_\_ HUBER M I *The techniques of modern structural geology* London: Academic Press 1987 v 2: Folds and fractures 700 p
- RAY R G *Fotografias aéreas na interpretação e mapeamento geológico* São Paulo: Instituto Geográfico e Geológico 1963 2 v
- RAYLEIGH J W S Theoretical consideration respecting the separation of gases by diffusion and similar process *Philosophical Magazine* London v 42 p 77 107 1896
- RICCI M PETRI S *Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica* São Paulo: Nacional 1965 226 p
- RIVEREAU J C Fotointerpretação *Revista da Escola de Minas* Ouro Preto v 28 n 4 p 157 175 1970
- ROSA H et al *Manual de geologia de superfície* Rio de Janeiro: PETROBRÁS 1968 125 p (Ciência técnica: petróleo Publicação n 2)
- ROUTIN D D *Sensores remotos y principios de percepcion remota* Bogotá: CIAF 1975 157 p
- SEDERHOLM J J On migmatites and associated pre cambrian rocks of South Western Finland Part I: The rellinge region *Bulletin de la Commisison Géologique de Finlande* n J8 p 1 153 1923
- SHAW D M *Interpretation géochimique des elements en trace dans les roches cristallines* Paris Masson 1964 237 p
- SIAL A N MCREATH I *Petrologia ígnea* Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia 1984 v 1 181 p
- SIMPSON E S W On the graphical representation of differentiation trends in Igneous rocks *Geological Magazine* London v 91 n 3 p 238 244 May/June 1954
- SOARES P. C FIORI A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia *Notícia Geomorfológica* Campinas v 16 n 32 p 71 104 1976

- STRECKEISEN A To each plutonic rock its proper name *Earth Science Review* Amsterdam v 12 p 1 33 1976
- SUGUIO K *Rochas sedimentares: propriedades gênese importância econômica* São Paulo: E Blucher: Universidade de São Paulo 1980 500 p
- THOMAZ FILHO A TORQUATO J R *Método radiométrico K-Ar: procedimento das análises no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo* São Paulo: Universidade de São Paulo 1974 77 p Publicação interna
- THORNTON C P TUTTLE O F Chemistry of igneous rocks: I Differentiation index *American Journal of Science* New Haven v 258 n 9 p 664 684 Nov 1960
- TUCKER M E *The field description of sedimentary rocks* New York: J Wiley 1982 112 p (Geological Society of London Hand book Series; 2)
- TURNER J F *Metamorphic petrology: mineralogical and field aspects* New York: McGraw Hill 1968 545 p  
 \_\_\_\_ 2 ed New York: McGraw Hill 1981
- \_\_\_\_ WEISS L E *Structural analysis of metamorphic tectonics* New York: McGraw Hill 1963 545 p
- VENEZIAN P ANJOS C E *Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia* São José dos Campos: Instituto de Pesquisas Espaciais 1981 76 p
- VERGARA M L L *Manual de fotogeologia* 2 ed Madrid: Servicio de Publicaciones de la Junta de Energia Nuclear 1971 308 p  
 Anexo: Lâminas
- WAGER L R DEER W A Geological investigations in east Greenland III The petrology of the Skaergaard intrusion Kangerdlugssuag East Greenland Meddellsu on Gronland Kobehavn v 105 n 4 p 1 352 1939
- WERNICK E Enclaves e seu significado geológico *Geociências*, São Paulo v 2 p 87 96 1983
- WHITTEN E H T *Structural geology of folded rocks* Chicago Mcnally 1969 678 p
- WILLIAMS H TURNER F J GILBERT C M *Petrografia: uma introdução ao estudo das rochas em seções delgadas* Traduzido por Ruy Ribeiro Franco São Paulo: Polígono Universidade de São Paulo 1970 424 p  
 \_\_\_\_ Mullion and rodding structures in the Moines Series of Scotland *Proceedings of the Geologists Association* London v 64 p 118 151 1953
- WILSON G The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field *Annales de la Société Géologique de Belgique* Liege v 84 p 423 548 1961  
 \_\_\_\_ *Introduction to small scale geological structures* [S l : s n] 1982 128 p
- WINKLER H G F *Petrogenesis of metamorphic rocks* New York: Springer Verlag 1965 220 p  
 \_\_\_\_ 2 ed New York: Springer Verlag 1967 237 p  
 \_\_\_\_ *Petrogênese das rochas metamórficas* Tradução de Carlos Burguer Junior São Paulo: E Blucher; Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul 1977 254 p
- WRIGHT J A A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis *Geological Magazine* London v 106 n 4 p 370 384 Aug 1969
- YARDLEY B W D *An introduction to metamorphic petrology* New York: Lyongman Scientific & Technical 1989 248 p
- YELLUR D D NAIR R S Assigning a magmatically defined tectonic environment to Chitradurga metabasalts India by geochemical methods *Precambrian Research* Amsterdam v 7 n 3 p 259 281 Nov 1978

# Se o assunto é Brasil, procure o IBGE

O IBGE põe à disposição da sociedade milhares de informações de natureza estatística (demográfica, social e econômica) geográfica cartográfica, geodésica e ambiental, que permitem conhecer a realidade física humana social e econômica do País

## ATENDIMENTO TELEFÔNICO

Ligação Direta Gratuita 0800-218181

## INTERNET

[http //www ibge gov br](http://www.ibge.gov.br)  
[http //www ibge org](http://www.ibge.org)

## PONTOS DE ATENDIMENTO

### Rio de Janeiro

Centro de Documentação e Disseminação de Informações CDDI  
Rua General Canabarro 706 20271 201 Maracanã  
Fax: (021)284 1109

### Livraria do IBGE

Avenida Franklin Roosevelt 146 loja 20021 120 Castelo  
Tel : (021)220 9147  
Avenida Beira Mar 436 2º andar 20201 060 Castelo  
Tel : (021)210 1250 Ramais: 41 / 420 / 422 / 425 e 427  
Fax: (021)240 0012

### Norte

RO Porto Velho Rua Tenreiro Aranhã 2643 Centro 78900 750  
Telefax: (069)221 3658

AC Rio Branco Rua Benjamin Constant 506 Centro 69900 160  
Tels : (068)224 1540/1490 Ramal 6; Fax: (068)224 1382

AM Manaus Rua Afonso Pena 38 Centro 69020 160  
Telefax: (092)232 1372; PABX: (092) 633 2433 Ramais 48 e 49

RR Boa Vista Av Getúlio Vargas 76 E Centro 69301 031  
Tel : (095)224 4103 Ramal 22; Telefax: (095)623 9399

PA Belém Av Gentil Bittencourt 418 Batista Campos  
66035 340 Tel : (091)242 0234; Fax: (091)241 1440

AP Macapá Rua Leopoldo Machado 2466 Bairro Central  
68908 120; Telefax: (096)223 2696

TO Palmas ACSE 01 Conjunto 03 Lote 6/8 Centro  
77100 040 Tel : (063)215 1907 Ramal 308; Fax: (063)215 1829

### Nordeste

MA São Luís Av. Silva Maia 131 Praça Deodoro 65020 570  
Tel : (098)221 5121; Fax: (098)232 3226

PI Teresina Rua Simplício Mendes 436 Centro 64000 110  
Tel : (086)221 4161; Fax: (086)221 6308

CE Fortaleza Av. 13 de Maio 2901 Benfica 60040 531  
Tel : (085)243 6941; Fax: (085)281 3353

RN Natal Av. Prudente de Moraes 161 Petrópolis 59020 400  
Tel : (084)211 5310 Ramal 13; Fax: (084)221 3025

PB João Pessoa Rua Irineu Pinto 94 Centro 68010 100  
Tel : (083)241 1560 Ramal 219 e 220; Fax: (083)241 7255

PE Recife Rua do Hospício 387 4º andar Boa Vista 50050 050  
Tel : (081)231 0811 Ramal 215; Telefax: (081)423 0056 / 423 0355  
Ramais 215 e 224

AL Maceió Praça dos Palmares s/nº Edifício do INAMPS 3º e 4º  
and 57020 000 Tel : (082)221 2385 221 1531;  
Fax: (082)326 1754

SE Aracaju Rua Riachuelo 1017 Térreo São José 49015 160  
Telefax: (079)222 3122 / 8197 / 8198

BA Salvador Av. Estados Unidos 476 4º andar Comércio  
Edifício Sesquicentenário 40013 900 Tel : (071)243 9277 Ramais  
2005 e 2008; Telefax: (071)241 2502

### Sudeste

MG Belo Horizonte Rua Oliveira 523 1º andar Cruzeiro  
30310 150 Tel : (031)223 0554 Ramais 1112 e 1113  
Telefax: (031)223 3381

ES Vitória Avenida dos Navegantes 675 9º andar Enseada do  
Suá 29056 900 Tel: (027) 324 4016; Fax: (027) 325 3857

SP São Paulo Rua Urussuí 93 3 andar Itaim Bibi 04542 050  
Tels : (011)822 2106 / 0077 Ramal 281; Fax: (011)822 5264

### Sul

PR Curitiba Alameda Dr Carlos de Carvalho 625 Térreo Centro  
80430 180 Tel : (041) 322 5500 Ramais 253 e 254;  
Telefax: (041)222 5764

SC Florianópolis Rua Victor Meirelles 170 Centro 88010 440  
PABX: (048)224 0733 Ramais 155 144 e 140  
Telefax: (048)222 0369

RS Porto Alegre Avenida Augusto de Carvalho 1205 Térreo  
Praia de Belas 90010 390 Tel : (051)228 6444 Ramais 211 213  
e 225; Fax: (051)228 8507; Telefax: (051)228 6444 Ramal 212

### Centro Oeste

MS Campo Grande Rua Barão do Rio Branco 1431 Centro  
79002 174 Tels : (067)721 1163/1902/1525 Ramais 32 e 42;  
Fax: (067)721 1520

MT Cuiabá Avenida Tenente Coronel Duarte 407 1º / 2º andares  
Centro 78005 750 Tels: (065)623 7121 / 7255  
Fax: (065)623 0573

GO Goiânia Avenida Tocantins 675 Setor Central 74015 010  
Tel : (062)223 3121; Telefax: (062)223 3106

DF Brasília SDS Ed Venâncio II BI H Quadra 06 / 1º andar  
70393 900 Tels : (061)223 1359 / 321 7702 Ramal 124;  
Fax: (061)226 9106

O IBGE possui, ainda, agências localizadas nos principais municípios



Se o assunto é Brasil,  
procure o IBGE

<http://www.ibge.gov.br>

<http://www.ibge.org>

---

atendimento  
0800 21 81 81

---