Campus de São Carlos

COMPORTAMENTO DEPENDENTE
DO TEMPO DE ROCHAS SULFÁTICAS
DE ANIDRITA E GIPSO

AUTOR: MAURICIO GIAMBASTIANI

ORIENTADOR: PROF. DR. TARCÍSIO BARRETO CELESTINO

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

**ESCOLA DE ENGENHARIA
DE SÃO CARLOS**

MAURICIO GIAMBASTIANI

**COMPORTAMENTO DEPENDENTE DO TEMPO DE
ROCHAS SULFÁTICAS DE ANIDRITA E GIPSO**

Tese apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Doutor em Geotecnia

Orientador: Prof. Dr. Tarcísio Barreto Celestino

São Carlos

2005

FOLHA DE JULGAMENTO

Candidato: Geólogo **MAURICIO GIAMBASTIANI**

Tese defendida e julgada em 07-06-2005 perante a Comissão Julgadora:

Prof. Dr. **TARCÍSIO BARRETO CELESTINO** (Orientador)
(Escola de Engenharia de São Carlos/USP)

Aprovado

Prof. Dr. **ANTÔNIO AIRTON BORTOLUCCI**
(Escola de Engenharia de São Carlos/USP)

aprovado

Prof. Associado **MILTON ASSIS KANJI**
(Escola Politécnica/USP)

APROVADO

Prof. Titular **ANDRÉ PACHECO DE ASSIS**
(Universidade de Brasília/UnB)

- APROVADO -

Prof. Associado **FÁBIO TAIOLI**
(Instituto de Geociências/USP)

- APROVADO -

Prof. Associado **LAZARO VALENTIN ZUQUETTE**
Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Geotecnia

Profa. Titular **MARIA DO CARMO CALIJURI**
Presidente da Comissão de Pós-Graduação

Dedico este trabalho a todas as crianças do mundo que sofrem as inúmeras injustiças humanas. Aos irmãos latino-americanos que lutam diariamente por um tratamento digno, por justiça e por igualdade de oportunidades. "Los hermanos sean unidos, porque esa es la ley primera, tengan unión verdadera, en todo tiempo que sea, porque si entre ellos pelean, los devoran los de afuera..." José Hernández en el Martín Fierro

AGRADECIMENTOS

Esta tese foi concluída após cinco anos de árduo trabalho físico e intelectual. Muitas pessoas contribuíram, de diversas maneiras, com o êxito deste processo. Para todos eles este agradecimento.

Em primeiro lugar a minha esposa Isabel, companheira fiel e inquebrantável, amorosa e compreensiva, cujo apoio, nos momentos mais críticos, foi vital. A minha filha Mariana que chegou para cobrir a vida de alegria, de emoção, carinho e paz, oásis e refúgio para recarregar baterias e humanizar os comportamentos. Amo muito as duas.

A meus queridos Pais, Guillermo e Loli, por todo o amor e carinho, por haver lutado para que pudesse me superar a cada dia e pelos valores éticos e morais ensinados. Obrigado por estar sempre presentes e nos dar seu apoio.

A meus amigos e irmãos Giulio Frigério e Patrícia Magna pela amizade, carinho e compreensão nos momentos agradáveis e difíceis que nos tocou viver, pelas gratificantes conversas e grandes aprendizados profissionais. Deus os abençoe e os mantenha com o coração e o espírito feliz.

Um agradecimento especial a meu eterno guia e orientador Dr. Cláudio Gallardo, por sua amizade e companheirismo, por honrar seus ideais e nunca claudicar no ideal de um mundo melhor, mais solidário e mais justo. Espero atingir algum dia sua altura moral meu amigo.

A meus orientadores Prof. Tarcisio B. Celestino e Prof. A. A. Bortolucci pela compreensão, ajuda e valiosos aportes sem os quais esta tese não haveria jamais chegado a bom termo. Agradeço-lhes por ter acreditado que poderia superar os desafios acadêmicos de uma tese.

A meus amigos Helano Fonteles e Victor Hugo Gaitan, quero lhes dizer que poucas pessoas conseguem reunir tantas virtudes juntas como vocês. Eu me considero abençoado por tê-los do meu lado e gozar pelo resto dos dias da sua amizade. Nunca renunciem a seus ideais, lutem com todas suas forças e sintam que a mudança não é uma utopia.

Aos Professores Luis Amarante Simões, José Jorge Nader, Benedito de Souza Bueno, Fabio Taioli, José Eduardo Rodrigues, Antenor B. Paraguassu, José Ângelo Cintra, Lázaro Zuquette, Gene Stancati, Orencio Monje Vilar, João B. Nogueira, Nelson Aoki e Nélcio Gaioto, pelo apoio e valiosos conselhos em momentos difíceis de “desorientação”.

Aos técnicos do Departamento de Geotecnia, sem exceção, pela ajuda sempre efetiva e oportuna nas situações complexas que apareceram durante a execução dos experimentos.

Especialmente para o grande Benedito de Souza pela sua simplicidade, honestidade, profissionalismo e paciência. A Herivelto pelos inúmeros “pepinos” que resolveu durante estes cinco longos anos. Aos Senhores Luis Vareda do Departamento de Estruturas da EESC e Alcides do IPT.

A meus amigos argentinos: Carlos “el negro” Carrizo, Marcelo, Viviana, Maximo, Elda, Jorge, Maria Eugenia, Daniel, Ana, Jose Sanchez, Juan Pablo, Carolina e Maria del Carmen.

A meus amigos Brasileiros Sara, Holden, Paulinho Lins, Miguel, Eliana, Leonardo, Dirlene, Jânio, Domingos, Célio, Ivan, Jean Carlos, Danieli, Edmundo, Adriana, Ricardo, Paulo Mauricio, Marcos, Sandrinha, Gracinete e Jocy, pelos belos momentos vividos, por abrir seus corações e por todo o carinho desinteressado.

Ao Programa PEC-PG de CAPES por incentivar o intercambio científico entre Brasil e Argentina, que me permitiu cumprir com um velho sonho. Igualmente a FAPESP e CNPq pelo financiamento da pesquisa. Agradeço a sociedade brasileira por ter recebido este humilde servidor como se houvesse nascido nesta terra.

Ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT-SP) por fornecer o pórtilco para executar os ensaios de fluência. Ao Eng. Felipe Genovese, da Universidad Tecnológica Nacional de Argentina, por ter facilitado gentilmente as amostras de anidrita e gipsita da Fm. Auquilco. A PETROBRAS por haver cedido as amostras da Fm. Muribeca. A FURNAS Centrais Elétricas por ceder o laboratório de mecânica de rochas para concretizar uma parte importante da pesquisa.

Aos profissionais da Biblioteca Central da EESC pela amabilidade, profissionalismo e disposição constante e efetiva no importante apoio que este serviço oferece aos pesquisadores.

RESUMO

GIAMBASTIANI, M. (2005). Comportamento dependente do tempo de rochas sulfáticas de anidrita e gipso. Tese (Doutorado) – Escola de Engenharia de São Carlos. Universidade de São Paulo. São Carlos. 2005.

A presente tese tem por objetivo contribuir para o conhecimento do comportamento dependente do tempo das rochas de anidrita e gipso. O maior interesse é fornecer argumentos convincentes sobre os mecanismos físicos responsáveis pelas deformações lentas observadas em algumas escavações subterrâneas realizadas em maciços dessas rochas na Europa, aspecto este que hoje está bastante confuso e escassamente estudado. A hipótese central desta pesquisa é que o comportamento dependente do tempo das rochas de anidrita e gipso deve-se parcial e/ou totalmente às propriedades reológicas (fluência) e não exclusivamente a expansão decorrente da transformação anidrita – gipso como a maioria dos autores sustenta. Este problema será analisado a partir de uma perspectiva experimental através de ensaios específicos. Os ensaios de expansão axial livre em rochas de anidrita permitiram concluir que quando submersas em água destilada, experimentam diminuição de volume por dissolução. Já as amostras de anidrita em contato com solução saturada em CaSO_4 mostram uma relação não linear entre deformação axial e o tempo indicando uma taxa de expansão que decresce com o tempo. As taxas de expansão axial variam entre 0,3 e 2,4%/ano. A novidade é que esta expansão se deve à deposição de uma camada contínua formada por neocristais de gipso e não a expansão por hidratação da anidrita como acontece com os argilominerais. O mecanismo de transformação consiste na dissolução da anidrita e posterior precipitação do gipso em condições de sobre-saturação da solução. A transformação mineralógica acontece, na natureza, em condições propícias de temperatura e saturação da solução com íons Ca^{2+} e SO_4^{2-} . Propõe-se uma teoria alternativa sobre deformações lentas de maciços sulfáticos baseada na força de cristalização decorrente da deposição de cristais de gipso nas juntas do maciço rochoso. Propõe-se utilizar as formulações termodinâmicas propostas para expansão de concretos por crescimento de etringita e gipso. Os ensaios de fluência uniaxial sob compressão axial constante mostram que ambos os tipos de rochas sulfáticas apresentam comportamentos elasto-visco-plásticos e taxas de deformação axial e lateral da ordem de 10^{-12} a 10^{-10} s^{-1} . A deflagração da fluência secundária acontece sob tensões de 4 – 6 MPa para gipsitas e de 25 – 40 MPa para anidritas. As análises sobre os possíveis mecanismos de

deformação por fluência foram inconsistentes e nenhuma conclusão definitiva foi atingida. Aparentemente a baixas tensões atuariam mecanismos de difusão e dissolução por pressão. A tensões intermediárias dominariam mecanismos de deslocamentos intra e intercristalinos e a altas tensões as rochas deformariam por propagação de microfissuramento. Ensaio de fluência acoplados a sensores de emissão acústica mostram a manifestação de eventos microsísmicos que usualmente se atribuem à propagação de microfraturas mas que podem dever-se a outros mecanismos. Tanto as taxas de expansão axial como de fluência são compatíveis com as taxas de convergência medidas em algumas obras subterrâneas escavadas em maciços sulfáticos, verificando a hipótese central da pesquisa.

Palavras Chaves: Fluência, deformação lenta, expansão, anidrita, gipsita, força de cristalização, modelos reológicos, mecanismos de deformação, túneis, obras subterrâneas, tensões residuais.

ABSTRACT

GIAMBASTIANI, M. (2005). Time-dependent Behavior of sulphatic rocks of the anhydrite and gypsum. Ph.D These – Escola de Engenharia de São Carlos. Universidade de São Paulo. São Carlos. 2005.

The purpose of this thesis is to contribute for the knowledge of time-dependent behavior of sulfatic rocks of anhydrite and gypsum. Emphasis is given to provide straightforward arguments about physical mechanisms responsible for creep observed in some underground excavations in those rocks in Europe. Explanation for this phenomena is not clear yet and studies about them are still scarce. The backbone idea behind this research is that the time-dependent behavior of anhydrite and gypsum is totally or at least partially due to rheological properties, and not exclusively due to swelling resulting from the anhydrite-gypsum transformation. This problem was investigated experimentally with specific tests. Free swelling tests on anhydrite led to the conclusion that when immersed into distilled water, volume decrease due to dissolution is observed. Anhydrite samples in contact with a saturated solution of CaSO_4 present a nonlinear relationship between axial strain and time, indicating swelling rate decreasing with time. Axial swelling rates vary between 0,3% and 2,4%/year. The new concept is that this swelling is due to the deposition of a continuous layer of gypsum composed by gypsum neo-crystals, and not due to hydration swelling of anhydrite, a usual with clay minerals. The transformation mechanism consists of anhydrite dissolution and later precipitation of gypsum under over-saturation condition of the solution. The mineralogical transformation takes place in nature under favorable conditions of temperature and solution saturation with Ca^{2+} and SO_4^{2-} ions. An alternative theory is proposed about creep of sulfatic rock masses based on crystallization forces resulting from the deposition of gypsum crystals in the rock masses joints. The use of thermodynamic formulations is proposed for concrete swelling due to the growth of ettringite and gypsum. Uniaxial compression creep tests show that both types of sulfatic rocks present elasto-visco-plastic behavior and axial and lateral strain rates of the order of 10^{-12} to 10^{-10} s^{-1} . Triggering of secondary creep takes places under stresses of the order of 4 – 6 MPa for gypsum and 25 – 40 MPa for anhydrite. The analyses about the possible creep mechanisms were not consistent and no definite conclusion has been reached yet. Apparently under low stresses diffusion and pressure dissolution mechanism dominate. Under intermediate stresses, intra- and inter crystalline displacement mechanisms

seem to dominate, and under high stresses rock deform due to microcrack propagation. Creep tests monitored with acoustic emission devices show the occurrence of microseismic events attributed to microcrack propagation. Both axial swelling and creep rock are compatible with convergence rocks measured in some underground works excavated in sulfatic rock masses, following the central idea of this thesis.

Key words: Creep, time-dependent deformation, swelling, anhydrite, gypsum, crystallization force, deformation mechanism, underground space, tunnels, residual stresses, rheologic models.

3.2.8. Ensaios de Compressão Uniaxial	31
3.2.9. Ensaios de Compressão Triaxial	32
3.2.10. Ensaio de Expansão Axial Livre	35
3.2.11. Ensaios de Fluência a Compressão Uniaxial Constante e Temperatura Normal	36
3.2.11.1. Instrumentação	41
3.2.11.1.1. Extensômetros Elétricos de Resistência	41
3.2.11.1.2. Manômetros	43
3.2.11.1.3. Células de Carga	43

CAPÍTULO IV

Características geológicas das rochas sulfáticas	45
4.1. Formação das Rochas Sulfáticas: Produtos da Evaporação	45
4.2.- Ambientes de deposição	46
4.3. Características geológicas das rochas sulfatadas	48
4.3.1. Mineralogia e Composição	48
4.3.2. Petrografia e Estruturas	48
4.4. Geologia Regional	56
4.4.1 Gipsitas da Formação Santana (Cretáceo inferior), Chapada do Araripe, (Pernambuco/Ceará, Brasil)	56
4.4.2. Anidrita do Membro Ibura, Formação Muribeca (Cretáceo Superior), Bacia Taquari – Vassouras (Sergipe - Brasil)	59
4.4.3. Anidrita e Gipsita da Formação Auquilco (Jurássico inferior) Los Molles/Las Leñas (Mendoza - Argentina)	62
4.4.4. Análise Petrográfica	66
4.4.4.1. Gipsita Alabastro (GA)	68
4.4.4.2. Gipsita Laminar (GL)	69
4.4.4.3. Gipsita Maciça (MSG)	70
4.4.4.4. Gipsita Bandeada (GIPARBA)	71
4.4.4.5. Gipsita Nodular (GIPARNO)	71
4.4.4.6. Anidrita Auquilco (MS)	72
4.4.4.7. Anidrita Muribeca (TV)	73
4.4.5. Difração de Raios-X	77

CAPÍTULO V

Propriedades índice e geomecânicas	81
5.1. Propriedades Índice	82
5.1.1. Massa Específica e Gravidade Específica	82
5.1.1.1. Trabalhos Anteriores	83
5.1.1.2. Resultados Experimentais	83
5.1.2. Porosidade	87
5.1.2.1. Trabalhos Anteriores	88
5.1.2.2. Resultados experimentais	88
5.1.3. Velocidade de propagação sônica	106
5.1.3.1. Trabalhos anteriores	107
5.1.3.2. Resultados experimentais	109
5.1.4. Índice de Resistência por Carga Puntiforme (I_s)	111
5.1.4.1. Trabalhos anteriores	111
5.1.4.2. Resultados experimentais	114
5.1.5. Dureza Schmidt	115
5.1.5.1. Trabalhos anteriores	115
5.1.5.2. Resultados experimentais	117
5.2. Propriedades de Resistência e Deformação	117
5.2.1. Estudos anteriores	118
5.2.2. Resultados experimentais	132
5.2.2.1. Conceitos	132
5.2.2.2. Parâmetros de resistência e deformação	134
5.2.2.2.1. Resistência à Tração	134
5.2.2.2.2. Resistência à Compressão Simples, Confinada, Módulo de Deformabilidade e Coeficiente de Poisson	138
5.2.2.3. Critério de Ruptura	147

CAPÍTULO VI

Comportamento dependente do tempo devido à transformação anidrita - gipso	167
6.1. Conceitos Termodinâmicos e Químicos	168
6.1.1. Parâmetros Termodinâmicos	168
6.1.2. Equilíbrio Químico	173

6.1.3. Propriedades das Soluções	177
6.1.4. Cristalização a partir de soluções	181
6.1.5. Sistema Aberto (não - isolado) e Sistema Fechado (isolado)	183
6.2. Aspectos Físico - Químicos da transformação Anidrita - Gipso	184
6.2.1. Fases e Estruturas	184
6.2.2. Parâmetros Termodinâmicos	185
6.2.3. Equilíbrio Anidrita $\leftrightarrow$ Gipso	186
6.2.3.1. Sistema $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O}$	187
6.2.3.2. Sistema $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O-NaCl}$	192
6.3. Aspectos Geológicos da Transformação Anidrita - Gipso	205
6.4. Antecedentes Experimentais	211
6.5. Ensaio de Expansão Axial Livre	215
6.5.1. Ensaio de expansão em água destilada e solução saturada em CaSO_4 , a 20°C e 1 atm.	216
6.5.2. Ensaio de expansão em solução saturada em CaSO_4 , a 20°C e 1 atm.	218
6.5.3. Observações macro e micro-estruturais	220
6.5.4. Mecanismos de Expansão	223
6.5.5. Modelos da Transformação Anidrita - gipso	224
6.6. Implicações em Obras Subterrâneas	233

CAPÍTULO VII

Comportamento Dependente do Tempo devido às Propriedades Reológicas	237
7.1. Introdução	237
7.2. Conceitos	238
7.3. Modelos reológicos	243
7.3.1. Modelos Reológicos Complexos	246
7.3.1.1. Modelo Viscoelástico	247
7.3.1.2. Modelo Elastoviscoso	250
7.3.1.3. Modelo Boltzmann (Viscoelástico)	252
7.3.1.4. Modelo Burger (Viscoelástico)	254
7.4. Modelos de fluência	256
7.4.1. Equações Empíricas de Fluência	256
7.4.2. Leis de Fluência Baseadas em Modelos Reológicos	257

7.4.3. Equações de Fluência baseadas em Mecanismos Físicos	259
7.4.4. Fluência Primária	266
7.4.5. Fluência Secundária	266
7.4.6. Fluência Terciária	268
7.5. Ensaio de laboratório para definir os parâmetros de fluência	268
7.5.1. Características básicas dos equipamentos	270
7.5.2. Controle da temperatura e Umidade	271
7.6. Identificação da fluência secundária	272
7.7. Antecedentes experimentais em rochas sulfáticas	275
7.8. Ensaio de fluência uniaxial em gipsitas e anidritas do Brasil e da Argentina	290
7.8.1. Obtenção dos parâmetros reológicos	291
7.8.2. Resultados dos Ensaio de Fluência sob Compressão Uniaxial a Tensão Constante	292
7.8.2.1. Módulo de Elasticidade e Coeficiente de Poisson	292
7.8.2.2. Modelos Reológicos	295
7.8.2.2.1. Anidrita Muribeca	303
7.8.2.2.2. Anidrita Auquilco	306
7.8.2.2.3. Gipsitas Araripe (bandeada e nodular)	310
7.8.2.2.4. Gipsita Laminar	312
7.8.2.2.5. Fluência Secundária	314
7.8.2.3. Resistência a longo prazo	316
7.8.3. Mecanismos físicos de deformação	318
7.8.3.1. Observações através de lâminas transparentes	319
7.8.3.2. Observações macroscópicas	320
7.8.3.3. Análise da degradação do módulo de deformabilidade	321
7.8.3.4. Determinação da Velocidade Sônica	326
7.8.3.5. Ensaio com emissão acústica	326
7.8.3.6. Análise da relação $\ln \dot{\epsilon}$ vs $\ln \sigma$	331
7.8.3.7. Discussão sobre mecanismos de deformação por fluência	334
7.8.4. Previsão das deformações lentas utilizando parâmetros reológicos e soluções analíticas fechadas.	335

XVIII

7.8.4.1. Solução analítica	336
7.8.4.2. Resultados	339
CAPÍTULO VIII	
Conclusões e sugestões para futuros estudos	343
8.1. Conclusões	343
8.2. Sugestões para futuros estudos	347
REFERÊNCIAS	349
APÉNDICE I	363
APÉNDICE II	369
APÉNDICE III	373
APÉNDICE IV	399

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1. Túnel Wagenburg.....	10
Figura 2.2. Perfil geológico do Túnel Belchen.....	11
Figura 2.3. Deformações observadas no túnel ferroviário Bözberg.....	12
Figura 3.1. Equipamento para extração de amostras	24
Figura 3.2. Vista geral (A) e em detalhe (B) do equipamento para retificação das bases dos corpos de prova.....	24
Figura 3.3. Vista geral do dispositivo para retificar a superfície lateral do corpo de prova.....	25
Figura 3.4. Dispositivo para determinar a rugosidade, planaridade e perpendicularismo nos corpos de prova.	26
Figura 3.5. Seqüência de trabalho para realização da análise modal e quantificação do tamanho dos grãos.....	27
Figura 3.6. Porosímetro Poresizer 9320 do Instituto de Física de São Carlos.....	28
Figura 3.7. Equipamento para medida da velocidade de propagação de ondas elásticas....	30
Figura 3.8. Dispositivo para realização de ensaios de compressão diametral.....	31
Figura 3.9. Instrumentação utilizada para medida das deformações e deslocamentos nos ensaios de compressão uniaxial.....	32
Figura 3.10. Sistema hidráulico servocontrolado de FURNAS Centrais Elétricas. Montagem para ensaio triaxial.....	33
Figura 3.11. Vista externa (a) e interna (b) da Câmara triaxial com a instrumentação associada para ensaio triaxial.....	33
Figura 3.12. Câmara triaxial marca Wykeham Farrance do laboratório de Mecânica das Rochas EESC-USP.....	34
Figura 3.13. Dispositivo para ensaios para determinação da expansão axial.....	35
Figura 3.14. Pórtico de reação tipo coluna.....	37
Figura 3.15. Dispositivo modular.....	38
Figura 3.16. Painel Regulador.....	38
Figura 3.17. Instrumentação do corpo de prova.....	39
Figura 3.18. Sistema de aquisição de dados e dispositivo para controle de temperatura e umidade.....	40
Figura 3.19: Registro da Temperatura e da Umidade no período 2/10/02 - 24/02/04.....	41

Figura 3.20. Esquema das células de carga.....	43
Figura 4.1. Sequência de cristalização de sais evaporíticas.....	46
Figura 4.2. Modelo de barreira proposto por Ochsenius.....	47
Figura 4.3. Aspecto de um cristal de gipso e anidrita.....	48
Figura 4.4. Microfotografias do gipso e da anidrita.....	50
Figura 4.5. Classificação das fábricas cristalinas homogêneas da anidrita.....	51
Figura 4.6. Fábrica equidimensional.....	52
Figura 4.7. Anidrita Laminar.....	52
Figura 4.8. Anidrita Nodular.....	53
Figura 4.9. Aspecto dos cristais de gipso selenita.....	55
Figura 4.10. Mapa de localização e esquema estratigráfico-Chapada do Araripe.....	57
Figura 4.11. Mapa Geológico da Chapada do Araripe (Pernambuco)	58
Figura 4.12. Gipsita bandeada (a) e gipsita nodular (b). Chapada de Araripe (PE).....	59
Figura 4.13. Mapa de localização da Bacia de Taquari – Vassouras (SE).....	60
Figura 4.14. Coluna estratigráfica das Formações Cretáceas da Sub-Bacia de Taquari Vassouras.....	61
Figura 4.15. Amostras de anidrita do marco 39, Formação Muribeca, Bacia de Taquari – Vassouras (SE).....	62
Figura 4.16. Imagem de satélite mostrando os principais afloramentos da Fm Auquilco e a localização dos locais de amostragem. Perfil esquemático direção leste – oeste.	63
Figura 4.17. Coluna Estratigráfica simplificada dos sedimentos Mesozóicos da Cordilheira Andina.....	64
Figura 4.18. Variedades de anidrita e gipsita da Formação Auquilco (Jurássico Superior) Cordilheira Principal, Mendoza, Argentina.....	65
Figura 4.19. Microfotografias de gipsita alabastro.....	68
Figura 4.20. Microfotografia gipsita laminar.....	69
Figura 4.21. Gipsita Maciça a) Aspecto macroscópico b) microfotografia.....	70
Figura 4.22. Microfotografia da Gipsita Bandeada.....	71
Figura 4.23. Microfotografia Gipsita nodular.....	72
Figura 4.24 Microfotografia anidrita Auquilco.....	73
Figura 4.25. Microfotografia anidrita Muribeca.....	74
Figura 4.26. Microfotografias. a) Maclas de deformação em cristais de anidrita - amostra MS13. b) Cristal de gipso com extinção ondulante	

produto de deslizamentos intracristalinos - amostra MS13.....	76
Figura 4.27. Microfotografia mostrando microfissuramento inter e intracristalino em amostra de gipsita bandeada (GIPARBA-1)	76
Figura 4.28. Microfotografia mostrando o microfissuramento em amostra de gipsita nodular (GIPARNO-1)	76
Figura 4.29. Difractograma típico de gipsita.....	77
Figura 4.30. Difractograma típico de anidrita.....	78
Figura 5.1. Curvas dV/dD vs D e Vol.Acum. vs D - gipsita tipo Alabastro.....	96
Figura 5.2. Curvas dV/dD vs D e Vol.Acum. vs D - gipsita maciça.....	97
Figura 5.3. Curvas dV/dD vs D e Vol.Acum. vs D - gipsita laminar perpendicular.....	98
Figura 5.4. Curvas dV/dD vs D e Vol.Acum. vs D - gipsita laminar paralelo.....	99
Figura 5.5. Curvas dV/dD vs D e Vol.Acum. vs D - gipsita laminar bloco 2.....	100
Figura 5.6. Curvas dV/dD vs D e Vol.Acum. vs D - anidrita Auquilco.....	101
Figura 5.7. Curvas dV/dD vs D e Vol.Acum. vs D - gipsita bandeada.....	102
Figura 5.8. Curvas dV/dD vs D e Vol.Acum. vs D - gipsita nodular.....	103
Figura 5.9. Curvas dV/dD vs D e Vol.Acum. vs D - anidrita muribeca.....	104
Figura 5.10. Porosidade Total vs resistência à compr. simples das anidritas e gipsitas.....	106
Figura 5.11. Porosidade Total vs resistência à Tração das anidritas e gipsitas.....	107
Figura 5.12. Velocidade sônica vs massa específica seca para gipsita e anidrita.....	110
Figura 5.13. Velocidade sônica vs porosidade total para gipsita e anidrita.....	112
Figura 5.14. Resistência à compressão simples vs Índice de Carga Puntiforme.....	114
Figura 5.15. Resistência à compressão simples vs Índice de dureza Schmidt.....	115
Figura 5.16. Resistência à compressão simples em função do tamanho dos corpos de prova a partir de informação publicada.....	123
Figura 5.17. Envoltória de Ruptura Mohr-Coulomb para Rochas de Anidrita.....	125
Figura 5.18. Envoltória de Ruptura Mohr-Coulomb para rochas de gipso.....	126
Figura 5.19. Envoltória de resistência Hoek-Brown para rochas de anidrita.....	127
Figura 5.20. Envoltória de resistência Hoek-Brown para rochas de gipso.....	128
Figura 5.21. Diagrama "p vs q" para anidrita e gipsita.....	129
Figura 5.22. Classificação das rochas de anidrita e gipso segundo o critério do Módulo Relativo.....	131
Figura 5.23. Diagrama tensão-deformação para definir a tensão de início do microfissuramento e da dilatância (Martin e Chandler 1994).....	133
Figura 5.24. Compressão Uniaxial - Curva Tensão – Deformação da Gipsita.....	140

Figura 5.25. Compressão Uniaxial - Curva Tensão – Deformação da Anidrita.....	141
Figura 5.26. Classificação da anidrita e gipsita segundo o módulo relativo.....	145
Figura 5.27. Porosidade total vs módulo relativo – rochas sulfáticas desta pesquisa.....	143
Figura 5.28. Envoltórias correspondentes a anidrita Auquilco.....	144
Figura 5.29. Envoltórias correspondentes a anidrita Muribeca.....	145
Figura 5.30. Envoltórias correspondentes a gipsita nodular.....	146
Figura 5.31. Envoltória de Ruptura no espaço tridimensional de tensões (Lade 1993).....	148
Figura 5.32. Envoltória de Ruptura no Espaço Triaxial (Lade 1993).....	148
Figura 5.33. Envoltória de ruptura no plano octaédrico (Lade 1993)	149
Figura 5.34. Envoltória de Ruptura no plano biaxial (Lade 1993)	150
Figura 5.35. Parâmetros de calibração do modelo Mohr-Coulomb.....	152
Figura 5.36. Parâmetros de calibração do modelo Drucker - Prager.....	153
Figura 5.37. Envoltórias de resistência de Griffith.....	155
Figura 5.38. Envoltórias de Ruptura para a Gipsita Alabastro.....	158
Figura 5.39. Envoltórias de Ruptura para a Gipsita Laminar.....	159
Figura 5.40. Envoltórias de Ruptura para a Gipsita Maciça.....	160
Figura 5.41. Envoltórias de Ruptura para a Gipsita Bandeada.....	161
Figura 5.42. Envoltórias de Ruptura para a Gipsita Nodular.....	162
Figura 5.43. Envoltórias de Ruptura para a Anidrita Auquilco.....	163
Figura 5.44. Envoltórias de Ruptura para a anidrita Muribeca.....	164
Figura 5.45. Dados experimentais de resistência a ruptura da anidrita e da gipsita.....	165
Figura 6.1. Diagrama de fase esquemático da anidrita e do gipso.....	173
Figura 6.2. Estruturas cristalinas do gipso e da anidrita.....	185
Figura 6.3. Solubilidade da anidrita e do gipso em função da temperatura e da pressão...	188
Figura 6.4. Energia Livre padrão de formação e temperatura de transição dão equilíbrio gipso = anidrita + água.....	191
Figura 6.5. Influência da concentração de NaCl na diminuição da temperatura de equilíbrio segundo cálculos termodinâmicos.....	192
Figura 6.6 a -b. Solubilidade da anidrita e do gipso em função da concentração de NaCl na solução. a) 30°C e 35 °C. b) 50 °C	193
Figura 6.6c. Solubilidade da anidrita e do gipso em função da concentração de NaCl na solução a 70°C e 1 bar de pressão. °C	194
Figura 6.7. Temperatura de equilíbrio gipso – anidrita para diferentes concentrações de NaCl, a 1 bar de pressão.....	196

Figura 6.8. Solubilidade do gipso e da anidrita em função da temperatura, a 1 bar de pressão e em uma solução com 2 moles de NaCl por kg de água.....	197
Figura 6.9. Solubilidade do gipso e da anidrita em função da temperatura, a 1 bar de pressão e em uma solução com 4 moles de NaCl por kg de água.....	197
Figura 6.10. Solubilidade do gipso e da anidrita em função da temperatura, a 1 bar de pressão e em uma solução com 6 moles de NaCl por kg de água.....	198
Figura 6.11. Atividade da água vs temperatura de equilíbrio gipso – anidrita a 1 bar de pressão (Hardie 1965).....	200
Figura 6.12. Atividade da água vs temperatura de equilíbrio gipso – anidrita, a 1 bar de pressão, propostos na literatura.....	200
Figura 6.13: Solubilidade do CaSO_4 em função da temperatura, a concentração de NaCl na solução e a pressão aplicada ao sistema (1, 500 e 1000 bar). Dados obtidos de Blount e Dickson (1969)	201
Figura 6.14. Relação da atividade da água vs temperatura de salmouras coexistentes com gipso e anidrita em depósitos evaporíticos Holocenos (modif. Hardie 1965).....	203
Figura 6.15. Relação pressão – temperatura para a reação gipso = anidrita + solução (água pura ou saturada em NaCl) (Macdonald 1953)	203
Figura 6.16. Diagrama de fases $\text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O}$ a partir de dados experimentais de Blount e Dickson (1973) e Yamamoto e Kennedy (1969).....	204
Figura 6.17. Ciclo Geológico de transformação gipso-anidrita-gipso (Murray 1964).....	206
Figura 6.18. Frente de gipsificação em anidrita (Lugli 2001).....	207
Figura 6.19. Substituição parcial (A) e total (B) da anidrita por gipso.....	208
Figura 6.20. Substituição de anidrita (cristais) em gipso (matriz) sem mudança de volume (Gipsita Laminar – Fm. Auquilco).....	208
Figura 6.21. Ensaio de pressão de expansão em margas anidriticas (Nüesch 1991 e Nüesch et al. 1995.	214
Figura 6.23. Ensaio de expansão realizados em água destilada e solução de sulfato de cálcio.....	217
Figura 6.24: Curvas Deformação axial vs tempo para anidrita e gipsita ensaiadas em solução de CaSO_4	218
Figura 6.25. Imagens obtidas na lupa binocular mostrando as transformações estruturais na amostra A5.....	220
Figura 6.26. a) Corpos de prova A2 e A4 mostrando a faixa esbranquiçada de gipso b e c) detalhe ao microscópio das amostras A4 e A1 respectivamente.....	221

Figura 6.27. Imagens do MEV de cristais de gipso monoclínicos formados por baixo do agregado microcristalino (amostra A4).	222
Figura 6.28. a) Imagem MEV mostrando a camada de cristais de gipso e por cima o agregado microcristalino de gipso. a) agregado microcristalino seguindo o formato da lâmina de vidro. (Amostra A4).	223
Figura 6.29. Transformação da anidrita em contacto com água destilada.....	226
Figura 6.30. Transformação da anidrita em contacto com solução saturada.....	227
Figura 6.31. Pontos de contato entre os cristais de gipso em crescimento e a lâmina de vidro (Amostra A5)	228
Figura 6.32. Curvas tensão de expansão vs deformação axial de margas anidriticas (modif. de Nüesch <i>et al.</i> 1995)	231
Figura 7.1. Curva teórica deformação – tempo para ensaios de fluência a tensão constante.....	239
Figura 7.2. Curvas de fluência em rochas de gipso mostrando a influência dos diferentes níveis de tensão sobre a taxa de deformação. (Fonte Griggs 1940).....	241
Figura 7.3. Fluência em rocha de gipso para condição seca e submersa em água e HCl, a tensão constante (20,5 MPa) (Modificado de Griggs 1940).....	243
Figura 7.4. Modelos Reológicos elementares.....	244
Figura 7.5. Diagrama tensão – deformação mostrando o comportamento de um Material rígido plástico perfeito.....	245
Figura 7.6. Diagrama tensão – deformação do Modelo elástico plástico com endurecimento (a) e rígido-plástico com endurecimento (b).....	245
Figura 7.7. Analogia mecânica e diagrama deformação – tempo do modelo viscoso (fluido newtoniano perfeito e generalizado)	246
Figura 7.8. Analogia mecânica do modelo viscoelástico de Kelvin-Voigt.	248
Figura 7.9. Curva deformação vs tempo para o modelo Kelvin-Voigt em carregamento e descarregamento.....	249
Figura 7.10. Analogia mecânica do modelo elastoviscoso de Maxwell.....	251
Figura 7.11. Curva deformação vs tempo do modelo elastoviscoso de Maxwell.....	252
Figura 7.12. Relaxação das tensões no modelo elastoviscoso de Maxwell.....	252
Figura 7.13. Relação deformação – tempo (a) e analogia mecânica (b) do modelo Boltzmann.....	253
Figura 7.14. Analogia mecânica do modelo Burger.....	254
Figura 7.15. Diagrama deformação – tempo para modelo Burger.....	254

Figura 7.16. a) Arranjos reológicos para rochas de sal. b) detalhes sobre o modelo reológico e as curvas de fluência (Dusseault e Fordham 1993).....	258
Figura 7.17. Microfotografia mostrando uma rede de microfissuras afetando um agregado polimineral (Rutter 1993)	260
Figura 7.18. Deformação elástica (a) e deslizamento intracristalino ou reticular (b) (Ramsay 1977)	261
Figura 7.19. Imagem do MET mostrando a configuração dos deslizamentos intracristalinos de uma olivina naturalmente deformada por processos de fluência a alta temperatura (Fonte: Rutter 1993).....	262
Figura 7.20. Microfotografia mostrando as alterações da fábrica original de um mármore por efeito do fluxo plástico por deslizamentos intracristalino depois de um experimento de fluência a 400°C e 150 MPa de tensão confinante (Fonte: Rutter 1993)	263
Figura 7.21. Deformação plástica por maclado mecânico (Fonte: Ramsay 1978).....	264
Figura 7.22. Diagrama padrão da taxa de deformação vs tensão desviatória para rochas de sal (Rutter 1993).	267
Figura 7.23. Tipos clássicos de ensaios de deformação lenta: a) tensão constante, b) taxa de deformação axial constante, c) ensaios de relaxação (Dusseault e Fordham 1993)	269
Figura 7.24. Gráfico bi-logaritmico deformação vs tempo.....	272
Figura 7.25. Curva $\log \dot{\epsilon}$ vs ϵ	273
Figura 7.26. Curva de fluência de má qualidade mostrando o fenômeno de Endurecimento por sobrecarregamento (Modificado de Wawersik e Preece 1981).....	275
Figura 7.27. Curva de fluência de gipso alabastro de um ensaio a compressão axial constante (10 MPa), temperatura 23°C, em estado seco e submerso em água destilada (Modif. Griggs 1939)	276
Figura 7.28. Curva de fluência da gipsita alabastrina obtida de um ensaio de fluência sob compressão a tensão constante (42 MPa) e temperatura de 24°C (Griggs 1940).	277
Figura 7.29. Taxa de deformação por fluência vs tensão desviatória para rochas de gipso alabastrino (Griggs 1940)	278
Figura 7.30. Curvas de fluência em gipso dos ensaios de ciclos de carga crescente	

(Bell 1994)	280
Figura 7.31. Curvas de fluência em gipsitas, sob compressão uniaxial para diferentes carregamentos.	281
Figura 7.32. Curvas de fluência de anidritas da Fm Castile – Projeto WIPP (Stowe 1985)	287
Figura 7.33. Curvas de fluência por ciclos de carga crescente. a) anidrita Sandwich, b) anidrita Newbiggin (Bell 1994)	288
Figura 7.34. Ciclos de carregamento e descarregamento.....	290
Figura 7.35. Variação do Módulo de deformabilidade com o nível de tensão aplicado....	293
Figura 7.36. Curvas deformação vs Tempo para anidrita Muribeca.....	298
Figura 7.37. Curvas deformação vs Tempo para anidrita Auquilco.....	299
Figura 7.38. Curvas deformação vs Tempo para gipsita bandeada.....	300
Figura 7.39. Curvas deformação vs Tempo para gipsita nodular.....	301
Figura 7.40. Curvas deformação vs Tempo para gipsita laminar.....	302
Figura 7.41. Viscosidade axial e radial vs Tensão – Anidrita Muribeca.....	304
Figura 7.42. Viscosidade axial e radial vs Tensão – Anidrita Auquilco.....	307
Figura 7.43. Curvas de fluência em anidrita Auquilco que apresentam expansão na direção axial.....	308
Figura 7.44. Tensões residuais calculadas para anidrita Auquilco.....	309
Figura 7.45. Viscosidade axial e radial vs Tensão – Gipsitas Araripe.....	311
Figura 7.46. Viscosidade axial e radial vs Tensão – Gipsita Laminar.....	313
Figura 7.47. Taxa de deformação vs Tensão em escala logarítmica... ..	314
Figura 7.48. Gráfico Porosidade vs tensão de fluência vs taxa de deformação para as anidritas e gipsitas desta pesquisa.....	316
Figura 7.49. Resistência a longo prazo da anidrita Auquilco e das gipsitas nodular e bandeada.....	317
Figura 7.50. Fraturamento da amostra MSC 17 durante o ensaio de fluência a 77MPa....	321
Figura 7.51. Evolução do Módulo de Deformabilidade em função da tensão de carregamento para ensaios de compressão uniaxial e de fluência – Anidrita Auquilco.....	323
Figura 7.52. Evolução do Módulo de Deformabilidade em função da tensão de carregamento para ensaios de compressão uniaxial e de fluência – Anidrita Muribeca.....	324
Figura 7.53. Evolução do Módulo de Deformabilidade em função da tensão de	

carregamento para ensaios de compressão uniaxial e de fluência – Gipsitas Bandeada e Nodular.....	325
Figura 7.54. Parâmetros da emissão acústica (Hardy 1981).....	327
Figura 7.55. Ensaio de emissão acústica em gipsita nodular com carregamento constante de 11,7 MPa e 1,22 hora de duração.	330
Figura 7.56. Ensaio de emissão acústica em gipsita nodular com carregamento constante de 12 e 22,5 MPa e 22,2 horas de duração.	330
Figura 7.57. Taxa de deformação <i>vs</i> tensão com resultados próprios e de outros autores.	332
Figura 7.58. Diagrama $\ln \dot{\epsilon}_{ss}$ <i>vs</i> $\ln \sigma$ dos resultados da presente pesquisa.....	332
Figura 7.59. Obtenção do módulo de deformabilidade secante do concreto a partir de ensaios de fluência.....	338
Figura 7.60. Variação do Módulo de Deformabilidade Secante de três concretos em função do tempo (Giovambattista E Zerbino 1993).....	338

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1. Características mineralógicas e petrográficas do gipso e da anidrita.....	49
Tabela 4.2. Análise petrográfica.....	67
Tabela 4.3. Espécies minerais encontradas na difração de raios X.....	79
Tabela 5.1. Gravidade específica da anidrita.....	84
Tabela 5.2. Gravidade específica da gipsita.....	84
Tabela 5.3. Massa específica da anidrita.....	85
Tabela 5.4. Massa Específica da gipsita.....	86
Tabela 5.5. Massa Específica e gravidade específica rochas desta pesquisa.....	87
Tabela 5.6. Porosidade absoluta da anidrita.....	89
Tabela 5.7. Porosidade absoluta da gipsita.....	89
Tabela 5.8. Porosidade efetiva da anidrita.....	90
Tabela 5.9. Porosidade efetiva da gipsita.....	90
Tabela 5.10. Resultados dos ensaios de Porosidade.....	93
Tabela 5.11 – Massa específica seca e porosidade total	105
Tabela 5.12. Velocidade sônica da anidrita.....	108
Tabela 5.13. Velocidade sônica da gipsita.....	108
Tabela 5.14. velocidade sônica das rochas desta pesquisa.....	109
Tabela 5.15. Índice de resistência por carga puntiforme da anidrita.....	113
Tabela 5.16. Índice de resistência por carga puntiforme da gipsita.....	113
Tabela 5.17. Dureza Schmidt da anidrita.....	116
Tabela 5.18. Dureza Schmidt da gipsita.....	116
Tabela 5.19. Propriedades deformacionais e resistentes da anidrita.....	119
Tabela 5.20. Propriedades deformacionais e resistentes da gipsita.....	121
Tabela 5.21. Resistência à Tração da Gipsita.....	136
Tabela 5.22. Comparação da Resistência à Tração.....	137
Tabela 5.23. Resistência à Tração da Anidrita.....	137
Tabela 5.24. Comparação da Resistência à Tração.....	138
Tabela 5.25 - Resistência à Compressão Uniaxial – Gipsita.....	139
Tabela 5.26 - Resistência à Compressão Uniaxial – Anidrita.....	140
Tabela 5.27. Validação critério de ruptura para gipsita alabastro... ..	158
Tabela 5.28. Validação critério de ruptura para gipsita laminar.....	159

Tabela 5.29. Validação critério de ruptura para gipsita maciça.....	160
Tabela 5.30. Validação critério de ruptura para gipsita bandeada.....	161
Tabela 5.31. Validação critério de ruptura para gipsita nodular.....	162
Tabela 5.32. Validação critério de ruptura para anidrita Auquilco.....	163
Tabela 5.33. Validação critério de ruptura para gipsita Muribeca.....	163
Tabela 5.34. Resumo validação critério de ruptura.....	164
Tabela 6.1. Nomenclatura do sistema $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O}$ (Chang et al. 1998).....	184
Tabela 6.2. Coeficientes das quantidades termodinâmicas para espécies e equilíbrios.....	186
Tabela 6.3. Pressão de expansão de rochas sulfáticas (Steiner 1993).....	213
Tabela 6.4. Resultados dos Ensaio de expansão axila livre.....	216
Tabela 6.5. Espessura da zona de transformação anidrita - gipso.....	223
Tabela 6.6. Pressão de Cristalização do gipso e da anidrita a diferentes concentrações.....	230
Tabela 7.1. Resultados experimentais de Griggs (1940).....	279
Tabela 7.2. Resultados experimentais de Gzovski apud Belousov (1979).....	279
Tabela 7.3. Resultados experimentais de Auvray et al. (2004).....	283
Tabela 7.4. Parâmetros termodinâmicos da lei de fluxo para anidrita (Muller e Briegel 1981).....	285
Tabela 7.5. Resultados dos ensaios de fluência publicados por Pfeifle e Hansen (1998)..	289
Tabela 7.6. Módulo de Deformabilidade e Coeficiente de Poisson – Ensaio de Fluência.	293
Tabela 7.7. Parâmetros reológicos – Fluência axial.....	298
Tabela 7.8. Parâmetros reológicos – Fluência radial.....	299
Tabela 7.9 - Parâmetros reológicos da anidrita Muribeca.....	305
Tabela 7.10 - Parâmetros reológicos da anidrita Muribeca.....	308
Tabela 7.11 – Tensões Residuais calculadas.....	310
Tabela 7.12 - Parâmetros reológicos gipsita Araripe (nodular e bandeada)	310
Tabela 7.13 - Parâmetros reológicos gipsita Laminar.....	313
Tabela 7.14 - Velocidade sônica após ensaios de fluência..	326
Tabela 7.15. Simulação analítica das convergências dos túneis Belchen e Bözberg.....	339
Tabela 7.16. Taxas de convergência de túneis em rochas sulfáticas.....	340

LISTA DE SIGLAS

IAEG – International Association for Engineering Geology

ISRM – International Society for Rock Mechanics

ASTM – American Society of Testing Materials

EESC – Escola de Engenharia de São Carlos

USP – Universidade de São Paulo

UNESP – Universidade Estadual Paulista

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo

LVDT – Linear Variable Differential Transformer

DNPM – Direção Nacional de Pesquisa Mineral

ASNT – American Society for Nondestructive Testing

AFTES – Association Française des Tunnels en Souterrain

IUPAC - International Union of Pure and Applied Chemistry

MET – Microscópio eletrônico de transmissão

MEV – Microscópio eletrônico de varredura

LISTA DE SÍMBOLOS

G	Gravidade específica
ρ	Massa específica
ρ_w	Massa específica da água
ρ_s	Massa específica dos sólidos
ρ_d	Massa específica seca
n	Porosidade
E	Módulo de deformabilidade
E_{t50}	Módulo de deformabilidade tangente
E_{SEC}	Módulo de deformabilidade secante
G	Módulo de cisalhamento
K	Módulo volumétrico
ν	Coefficiente de Poisson
σ_c	Resistência à compressão simple
σ_c	Resistência à tração
c	Coesão
ϕ	Ângulo de atrito
μ	coeficiente de atrito interno
$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$	Tensões principais
m, s	Parâmetros do critério de ruptura de Hoek – Brown (1980)
σ_{ci}	Tensão de início do processo de danificação
σ_{cd}	Tensão de início da dilatação
ε_{el}	Deformação elástica
ε_{pl}	Deformação plástica
p_a	Pressão atmosférica
J_1, J_2, J_3	Invariantes de tensão
J_{2D}, J_{3D}	Invariantes de tensão desviatória
σ_n	Tensão normal
τ_{oct}	Tensão octaédrica
$\Delta H_{\text{reação}}$	entalpia de reação
ΔH_f°	calor padrão de formação ou entalpia padrão de formação

C_p	Capacidade calorífica
S	Entropia
G	Energia Livre de Gibbs
S°	Entropia padrão de formação
ΔG_f°	Energia livre de Gibbs – padrão de formação
ΔG_r°	Energia livre padrão de reação
K	Produto de solubilidade
P_{solv}	Pressão de vapor do solvente na solução
P_{solv}°	Pressão de vapor do solvente puro
V_s	Volume molar do sal em cristalização ($\text{cm}^3 \cdot \text{mol}^{-1}$)
C/C_s :	grau de sobre-saturação
M_s	Peso molecular do produto
Ω	K_{sp}/K_{sp}° razão produto de solubilidade
K_{sp}	produto de solubilidade do produto de cristalização sob a pressão P_s
K_{sp}°	produto de solubilidade do produto de cristalização sob a pressão P_s°
σ_y	Tensão de plastificação
η	Viscosidade do fluido
ε_v	Deformação viscosa
ε_T	Deformação total
r	Tempo de retardo
$\dot{\varepsilon}, \dot{\varepsilon}_{ss}$	Taxa de fluxo estacionário
Q	Energia de ativação ($\text{J} \cdot \text{mol}^{-1}$)
R	Constante universal de gás ($\text{J} \cdot \text{mol}^{-1} \text{K}^{-1}$)
D_v	Coefficiente de difusão volumétrico
D_{gb}	Coefficiente de difusão na borda do grão
$\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$	Deformações principais
$\varepsilon_a, \varepsilon_r$	Deformações axial e radial
G_1	Quantidade elasticidade retardada (Modelo Burger)
G_2	Módulo de cisalhamento elástico (Modelo Burger)
η_1	Taxa de elasticidade retardada (Modelo Burger)
η_2	Taxa de fluxo viscoso (Modelo Burger)
σ_r	Tensão radial
σ_θ	Tensão tangencial

CAPÍTULO I

Introdução

1.1. Marco conceitual e exposição do problema

As primeiras evidências sobre deformações lentas de rochas de anidrita e gipso foram reportadas em meados do século XIX com a construção dos túneis na região de Baden-Württemberg na Alemanha e continuaram se manifestando durante todo o século XX em diferentes túneis escavados nas formações sulfáticas da Europa (Formação Keuper).

No estado atual do conhecimento sobre as propriedades dependentes do tempo das rochas de anidrita e gipso, não está claro ainda quais são os mecanismos físicos responsáveis pelas deformações lentas observadas em algumas obras subterrâneas.

De maneira unânime os autores concluíram que a origem deste fenômeno volumétrico “lento” poderia ser encontrada na expansão dos argilominerais e na expansão da anidrita durante o processo de transformação em gipso por hidratação. Como esta teoria explicava de maneira consistente o fenômeno observado, ela foi escassamente questionada e amplamente aceita na comunidade científica a tal ponto que ainda hoje é colocada como uns dos mais importantes problemas geotécnicos a serem superados (BRULARD 1999, BARLA 1999, AFTES 2003).

A teoria da expansão da anidrita foi proposta inicialmente pelos geólogos, a partir de evidências químicas, para explicar as dobras intraformacionais na Formação Castile nos Estados Unidos. De fato, foi demonstrando posteriormente não só que as

dobras eram produto de processos deposicionais mas também que o processo de hidratação da anidrita na natureza é isovolumétrico (BUNDY 1956, HOLLIDAY 1970, ORTI & ROSSELL 1981 e LUGLI 2001). Apesar de que este fato colocava em questionamento a teoria da expansão da anidrita aplicada a obras subterrâneas, ela continuou sendo utilizada em projetos de túneis. Novas idéias foram discutidas destacando-se aquelas que sugerem que a força de cristalização do gipso nas juntas e poros do maciço rochoso seria responsável pelas deformações e pressões de expansão medidas em túneis. Embora esta idéia tenha substituído aos poucos a idéia original da hidratação da anidrita, ainda não foi formulada uma equação que relacione tensão e deformação de expansão levando em conta os mecanismos físicos envolvidos.

As rochas evaporíticas em geral são rochas de grande interesse na engenharia geotécnica devido a suas propriedades reológicas, sendo amplamente conhecido o comportamento dependente do tempo que as caracteriza ainda com níveis de tensão baixos. Chama a atenção que não fossem formuladas teorias e/ou desenvolvidas pesquisas que instalassem a discussão sobre a possibilidade que a fluência das rochas sulfáticas fosse responsável parcial ou totalmente pelas deformações lentas naqueles túneis já comentados.

Contrariamente ao que acontece com as rochas de salgema, que ainda hoje são objeto de pesquisas de doutorado em centros universitários renomados dos Estados Unidos e outros países avançados procurando a obtenção de modelos constitutivos representativos, na literatura especializada existe um vácuo de conhecimento referente a modelos constitutivos, de curto e longo prazo, das rochas de anidrita e gipso. Com exceção dos poucos trabalhos que tratam da reologia destas rochas no contexto das deformações geológicas, sua abordagem em condições de temperatura e estado de tensões próprios das obras de engenharia tem sido quase ignorada.

Neste contexto, por que há interesse em estudar as deformações dependentes do tempo destas rochas em escala de obras de engenharia? Em primeiro lugar, porque é uma abordagem original que permitiria explicar os numerosos casos de escavações subterrâneas na região alpina que foram construídas nestas rochas e que apresentaram deformação dependente do tempo (Extrusão)¹ com graves conseqüências para a

¹ A EXTRUSÃO (“Squeezing”) foi definida pela International Society for Rock Mechanics (ISRM) como “um fenômeno de deformação dependente do tempo, que acontece em torno de escavações subterrâneas e que está essencialmente associado com deformação lenta causada pela mobilização da resistência cisalhante limite em torno da escavação; a deformação pode terminar durante a construção ou continuar por um longo período de tempo”.

estabilidade e operacionalidade das escavações. Em segundo lugar, porque existe uma tendência crescente de construir obras subterrâneas (túneis, minerações, reservatórios de resíduos, etc.) na América do Sul (FASCHING e BOFER 1997) e especialmente no Brasil nestas rochas potencialmente problemáticas onde é importante estimar corretos parâmetros de projeto.

Considerando que estas rochas apresentam comportamento dependente do tempo em escala geológica e que existem evidências de obras de engenharia com o mesmo comportamento (túneis no Alpes), as perguntas que surgem são: a deformação por fluência é também característica destas rochas em escala de tempo e nas condições ambientais das obras de engenharia? Qual será o nível de tensão limite a partir do qual estas rochas começam manifestar deformação viscoplástica ou viscoelástica? Será que as rochas de anidrita e gipso apresentam comportamento dependente do tempo semelhante às rochas de salgema em minerações subterrâneas? Que fenômenos deformacionais acontecem na transformação anidrita – gipso? Quais são os alcances relativos das deformações lentas por fluência e expansão?

1.2. Alcance da tese e objetivos

O objetivo principal desta tese é estudar a deformação dependente do tempo de rochas de anidrita e gipso devida aos processos de transformação anidrita – gipso e à fluência em condição uniaxial, sob temperatura ambiente, a partir de amostras de rochas do Brasil e da Argentina, para chegar a propor um modelo de resposta que justifique as deformações lentas observadas em escavações subterrâneas.

A hipótese que orientou esta pesquisa é:

As propriedades reológicas viscoelásticas e viscoplásticas das rochas sulfáticas e a transformação química anidrita – gipso são as responsáveis pelas deformações lentas observadas em obras de engenharia

Complementarmente foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- Apresentar um estado da arte sobre as propriedades índice e geomecânicas das rochas sulfáticas dada a grande dispersão da escassa informação disponível;
- Avaliar qualitativamente os mecanismos físicos da deformação por fluência.

1.3. Organização da tese

A tese foi dividida em oito capítulos e quatro apêndices. À continuação do presente capítulo que apresenta o marco conceitual da pesquisa, a formulação da hipótese de trabalho e os objetivos, segue-se o Capítulo II que contém sobre a revisão bibliográfica do assunto tratado com ênfase nos problemas geotécnicos associados às rochas sulfáticas.

O Capítulo III descreve os materiais, equipamentos e métodos utilizados na pesquisa, colocando especial ênfase no equipamento de fluência.

As características geológicas das rochas estudadas são analisadas no Capítulo IV. Nele são tratados assuntos como contexto geológico regional das unidades amostradas e características petrográficas das rochas estudadas.

O Capítulo V versa sobre as propriedades índice e geomecânicas abordando questões como a porosidade, massa específica, velocidade sônica etc., propriedades resistentes e de deformação e critérios de ruptura. Esta análise comparativa envolve as informações pertinentes colhidas na literatura e os resultados experimentais obtidos nesta pesquisa. Inclui importantes contribuições sobre o alcance dos parâmetros fornecidos pelos ensaios diagnósticos na formulação de um modelo constitutivo parcial representativo do comportamento a curto prazo.

O Capítulo VI inicia a discussão sobre o comportamento dependente do tempo das rochas sulfáticas com o tratamento das transformações mineralógicas decorrentes da hidratação da anidrita. Serão tratados assuntos relacionados com as condições termodinâmicas e químicas que governam esta transformação. Evidências geológicas e antecedentes experimentais serão colocados em discussão para enriquecer a análise. São apresentados os resultados experimentais dos ensaios de expansão axial livre realizados nesta pesquisa e proposto um modelo sobre os mecanismos de gipsificação observados. É discutida a teoria sobre deformações lentas de maciços sulfáticos baseada na força de cristalização decorrente da deposição de cristais de gipso nas juntas do maciço rochoso. Finalmente propõe-se explorar as potencialidades das equações de expansão em concreto para modelar o fenômeno de expansão das rochas sulfáticas.

O Capítulo VII completa a discussão sobre comportamento dependente do tempo apresentando os resultados sobre os ensaios de fluência uniaxial sob compressão constante e a formulação de um modelo de resposta reológico representativo das deformações lentas das rochas estudadas. Dados de convergência em túneis foram

comparados com resultados obtidos da solução analítica utilizando o modelo teórico proposto por GOODMAN (1980) para túneis circulares em materiais com comportamento reológico de Burger. Serão mostrados os resultados obtidos dos estudos diretos e indiretos sobre a identificação dos mecanismos físicos envolvidos no processo de fluência.

As conclusões sobre a validade da hipótese da pesquisa e sugestões sobre linhas futuras de investigação serão apresentadas no Capítulo VIII.

CAPÍTULO II

Deformações lentas e problemas Geotécnicos associados às rochas sulfáticas

Os problemas geotécnicos observados em rochas sulfáticas são devidos a fenômenos dependentes do tempo tais como dissolução, expansão e extrusão (*squeezing*). Numerosos casos foram reportados na literatura sendo apresentados na continuação os mais relevantes.

GIGNOUX e BARBIER (1955) apresentam vários casos de túneis escavados em maciços de anidrita e gipsita na França com problemas de expansão e dissolução. O túnel de derivação de L'Isère, Usina de Pomblière (França) apresentou problemas de afundamento por dissolução da rocha. O túnel de L'Arc, Usina de Saint-Felix (França) recebeu periódicos concertos do revestimento devido a colapsos ocasionados por cavidade de vários metros de diâmetro. O túnel de derivação de Tinée, Usina de la Courboise (França), que atravessa uma camada de anidrita seca e compacta de idade triássica, apresentou problemas com explosões de rocha atribuídas a tensões recentes liberadas durante o processo de expansão ou à liberação rápida de tensões residuais orogênicas (*popping*). Outros exemplos de explosões de rocha associados à expansão foram reportados nos taludes da rodovia nacional de Mont-Cenis na Savoia. Os autores perceberam que o processo de expansão podia ser rápido como no túnel rodoviário de Col du Galibies (Savoia) ou muito lento como na mineração subterrânea de gipsita Champ-Sur Drac (Grenoble). Outros casos reportados na França mas sem maiores

precisões são: Túneis de Derivação de L'Arvan (Maurienne) e L'Oued el Lil (Barragem Bem Métir) e o túnel ferroviário de Col de Tende.

SAHORES (1962) realizou o primeiro estudo abrangente sobre os fenômenos mecânicos associados à expansão da anidrita, questionando o conceito amplamente aceito na época de que a expansão da anidrita era a responsável por grandes deformações no revestimento de túneis e origem de elevadas tensões (em torno de 70 MPa). De certa maneira aquele autor desmistifica a magnitude da expansão da anidrita baseando-se em observações diretas em maciços de anidrita encontradas em diversas escavações subterrâneas antigas da França, como as localizadas nos Pirineus, montanhas Cévennes, Provence e nos Alpes. O autor inspecionou uma série de escavações onde foram reportados eventos atribuídos à expansão da anidrita, como levantamento de estribos de pontes e plataformas de ferrovias e quedas de blocos e danos em revestimentos de túneis, com o intuito de verificar a verdadeira magnitude do fenômeno. Conjuntamente realizou ensaios de expansão em amostra de anidrita pulverizada. Estas observações permitiram-lhe concluir que:

1. a expansão da anidrita é um fenômeno extremamente lento, superficial e sem conseqüências na estabilidade mecânica do maciço. A transformação da anidrita se manifesta na formação de uma delgada camada superficial de gipso (mina de gipsita de Grozon, galerias em Isère-Arc, ferrovias de Braus, galerias de adução de água de Arly, galerias de EDF em Monturin e em Arc des Tignes).
2. a anidrita *in situ* é pouco evolutiva, significando que a transformação em gipso é favorável a colmatção das fissuras e à consolidação do maciço, como acontece nas galerias de Monturin e de Arc des Tignes.
3. as manifestações relatadas não são provas cabais da existência de grandes pressões no maciço. Os fenômenos reportados no túnel de Braus (quedas de blocos, desprendimentos nas paredes, levantamento de 50 cm do arco invertido etc) podem ser conseqüências de pressões de ordem de grandeza habituais em escavações subterrâneas. Tal é o caso também das quedas de blocos em certas partes da galeria de Courbaisse. Certos deslocamentos de revestimentos atribuídos à expansão do maciço são na realidade efeitos de águas sulfatadas sobre o concreto do revestimento.
4. a máxima pressão de expansão, medida em laboratório, está em torno dos 2 MPa para a anidrita, valores razoáveis considerando que as tensões originadas pela

expansão da anidrita variam entre 0,2 e 3,8 MPa segundo observações de campo e laboratoriais (YUZER 1982).

Problemas geotécnicos em obras hidráulicas associadas a maciços de anidrita e gipsita nos Estados Unidos (Texas, Oklahoma e Nova México), foram reportados no artigo de BRUNE (1965). O autor cita eventos como “explosões de rocha” e levantamentos na área de Coleman, Texas, que relaciona com liberação de tensões acumuladas no maciço rochoso devido à expansão da anidrita sem proporcionar maiores evidências a este respeito. Também menciona problemas com cavernas de dissolução em camadas de gipsita que dão origem a subsidências e colapsos do terreno. Os maciços sulfáticos são de idade Permiana e pertencem às formações Blaine, Castile, Salado e Rustler entre outras. O gipso predomina até uma profundidade de 30 m, logo uma mistura de gipso e anidrita até 150 m e a maior profundidade domina a anidrita.

CALCANO e ALZURA (1967) *apud* JAMES e LUPTON (1978) citam numerosos casos de fenômenos de dissolução em fundações das barragens Hondo, MacMillan, Sandford e Redrock nos Estados Unidos, que revelaram grandes cavidades como consequência de dissolução de gipsita maciça por fluxo através de fissuras. Por outro lado, as barragens San Fernando, Olive Hills, Rattlesnake e Sandford apresentaram recalques e “piping” devido à dissolução por fluxo de água através de formas particuladas e permeáveis da gipsita, espécie de dissolução da matriz da rocha.

LORI e FROSIO (1972), no I Colóquio Internacional sobre Obras Públicas em Terrenos Gipsíferos (Espanha 1972), expuseram a experiência de 30 anos de observações na galeria de desvio da Central Hidroelétrica Idro-Vobarno (Itália) escavada em uma formação de anidrita (Camadas superiores do Raibl – Triássico superior) em estado de avançada gipsificação. A galeria teve sua escavação iniciada em 1926 e a partir de 1940 o revestimento de concreto, resistente a águas sulfatadas, começou a apresentar uma série de fissuras e trincas provocadas pelo contínuo levantamento do piso, no setor da anidrita. O trincamento também afetou a teto e as paredes da escavação. Este processo de deterioração do revestimento foi atribuído à expansão da anidrita devido a sua transformação em gipso. É importante comentar que na construção e operação da galeria foram tomadas providências para evitar o contato da anidrita com a água e que o material rochoso atrás o revestimento apresentava-se totalmente carente de coesão.

GÖTZ (1972) apresenta uma das primeiras contribuições sobre os problemas de levantamento dos arcos invertidos e altas pressões sobre revestimentos em túneis da

Alemanha, construídos em materiais da Fm Keuper (margas com gipsitas e anidritas). O autor não atribui este fenômeno só à hidratação da anidrita mas também à presença de um argilomineral chamado corrensitita. Reporta levantamentos do arco invertido da ordem 100 cm em 27 anos de medições nos trechos onde predominam os fenômenos de gipsificação no túnel Wagenburg (Alemanha) (Figura 2.1).

Figura 2.1. Túnel Wagenburg. Convergências do túnel na zona da anidrita (Modif. de KRAUSE 1976)

GROB (1972 e 1976) discute o problema das deformações por expansão nas rochas da Fm Keuper no túnel Belchen (Figura 2.2) e nos túneis Hauenstein e Bözberg (Figura 2.3). No túnel Belchen, de 12 m de largura e 10 m de altura e escavado em rochas mesozóicas da região alpina, foram registradas convergências totais de 65 cm do arco invertido do túnel principal e 75 a 90 cm no canal de drenagem nas camadas sulfáticas da Fm Keuper no período 1963 –1970 (GROB 1972 e 1976, EINSTEIN 1989). As tensões *in situ* medidas com células de carga mostraram valores médios entre 1,5 e 2,3 MPa (STEINER 1993). No túnel Hauenstein as camadas sulfáticas mostraram

taxas de levantamento do piso variáveis entre 1 e 14 mm/ano e as taxas de convergência do teto entre 1 e 4 mm/ano (GROB 1976, EINSTEIN 1989). As tensões in situ medidas no túnel de base mostram valores médios de $1,2 \pm 0,1$ MPa e $1,8 \pm 0,3$ MPa. As pressões de expansão obtidas em ensaios de laboratório variaram entre 0 e 4 MPa. Destacam que a expansão de anidrita pura não é importante por causa da sua impermeabilidade e que anidrita misturada com argilominerais apresentaram as maiores taxas de expansão.

Figura 2.2. Perfil geológico do túnel Belchen mostrando as camadas de rochas sulfáticas da Fm Keuper com as medições de deslocamento do piso (Modif. de Grob 1972)

Figura 2.3. Deformações observadas no túnel ferroviário Bözberg (Modif. de Grob 1972)

O túnel Bözberg, construído entre 1871 e 1875, apresentou taxas de levantamento do arco invertido nas camadas de anidrita de 1,4 a 7,1 mm por ano atingindo levantamentos totais de até 450 mm (GROB 1976 e EINSTEIN 1989).

DUNHAM (1976) mostra os resultados da instrumentação de tensões e deslocamentos em pilares de uma mina de anidrita da região de Sandwith (Inglaterra). Trata-se de rochas de idade permo-triássica da formação St. Bees. O local da instrumentação fica a 152,4 m de profundidade. Os gráficos deslocamento vs tempo dos pilares mostram um primeiro trecho de 50 a 170 dias de duração onde o pilar é fechado em torno de 0,25 mm. Logo experimenta uma “expansão” de 0,5 a 1,5 mm entre 150 a 300 dias de início das leituras. Posteriormente os deslocamentos se estabilizam e as taxas de deformação se anulam. As tensões mostram uma evolução contraditória nos primeiros 150 dias com valores máximos de 1 a 2 MPa no início das leituras. Depois experimentam uma contínua diminuição até se estabilizar em valores variáveis entre 0,25 e 1 MPa compatíveis com a sobrecarga rochosa.

No simpósio sobre problemas geotécnicos na construção de túneis em maciços de anidrita e gipsita, realizado em 1975 pela IAEG, foram apresentadas diferentes abordagens sobre o problema da expansão decorrente da transformação da anidrita em gipso. WÖHNLIICH (1976) analisou as rochas sulfáticas presentes na Suíça e apresenta

um método laboratorial para medir o grau de gipsificação da rocha baseado na perda de água de cristalização do mineral gipso. KRAUSE (1976) apresenta os problemas de levantamento do arco invertido e de formação de cavidades de dissolução em túneis da região de Baden-Württemberg (Alemanha), no período 1840-1975, escavados em rochas triássicas da Formação Keuper (anidrita/gipsita+argilitos). Trata-se de vários túneis entre os quais se destacam os túneis Wagenburg (70 cm de levantamento do piso em 2 anos), Kappellesberg (4,5m em 85 anos), Sohlstollen (1m em 25 anos), Hasenberg e Engelberg. MÜLLER-SALZBURG e GÖTZ (1976) enumeram uma série de causas que explicaria o levantamento do arco invertido de um túnel: pressões laterais, anisotropia do maciço, método de escavação, expansão por transformação da anidrita e expansão de argilominerais. Destas possíveis causas consideram que a expansão das argilas e minerais sulfáticos são as mais relevantes.

Um fato comum nos trabalhos apresentados no simpósio de 1975 da IAEG é a aceitação unânime da expansão de 60% decorrente da “hidratação” da anidrita.

FECKER (1981) considera que, à luz dos fatos apresentados por outros autores, a presença de rochas sulfáticas é um grande problema na estabilidade de túneis. Embora exista uma considerável quantidade de informação sobre as causas da expansão da anidrita, aquele autor considera que não há uma explicação lógica sobre as causas do fenômeno. Entre os fatores que governam a expansão e seu efeito em túneis estão: o estado tensional inicial, natureza e quantidade de água de infiltração, natureza tempo-dependente da expansão, percentagem de anidrita e argilominerais, distribuição de anidrita na rocha, profundidade da frente de gipsificação e forma e método de escavação. Ele acredita que a expansão é primariamente causada pela hidratação dos argilominerais, que a participação da anidrita acontece em prazos muito longos em rochas fraturadas e que em rochas pouco perturbadas a anidrita retarda a expansão das argilas.

JAMES (1977), GÖRUR *et al.* (1980) e SWAN (1978) *apud* IRFAN e ÖZKAYA (1981) reportam problemas de dissolução nas fundações das barragens Mosul (Iraque) e Dicle (Turquia) e em canais na Síria, respectivamente.

FABRE e DAYRE (1982) estudaram as propriedades geotécnicas das gipsitas e anidritas dos Alpes franceses. Observaram que a transição anidrita-gipso está fortemente influenciada pela topografia e pelo nível freático e que a gipsificação se inicia preferentemente nos planos de debilidade da rocha (fraturas, foliação, estratificação).

REIMANN (1984), analisando o processo de gipsificação *in situ*, concluiu que a anidrita se transforma em gipso por processos de dissolução – precipitação. Através de observações diretas sugere-se que a hidratação da anidrita não envolve aumento de volume sensível no interior do maciço e sim pequenos fenômenos superficiais. Em pequenas amostras o contacto anidrita – gipso não representa uma zona de debilidade mecânica e ao microscópio se apresenta como uma passagem progressiva entre uma massa de anidrita bem preservadas a uma massa mal cristalizada de gipso.

Em 1989 e 1993 EINSTEIN apresentou uma excelente síntese sobre projeto e análise de estruturas subterrâneas em rochas expansivas e com extrusão. Com relação à transformação anidrita/gipso como mecanismo de expansão, insiste no fato que o máximo volume de expansão da anidrita é 60% e só acontece se a anidrita completamente seca e massiva é exposta à água num sistema aberto; num sistema fechado a expansão seria mínima. Afirma que a transformação não acontece espontaneamente na fase sólida mas que a anidrita é primeiro dissolvida e quando atingida a saturação da solução se deposita o gipso. Assim a transformação depende da circulação de água, da cinética de reação, estado de tensões e pressão de poros. A expansão é potencializada quando a anidrita é acompanhada por argilominerais.

ORDOÑEZ *et al.* (1990) estudaram os mecanismos de expansão de margas anidriticas terciárias da Espanha correlacionando os processos geológicos que dão origem aos veios de gipso com os processos decorrentes da abertura de túneis. Assim propuseram um ciclo evolutivo que explicaria as convergências: escavação → formação fraturas extensionais por desconfinamento → fluxo de água subterrânea nas fraturas (crescimento de gipso fibroso e expansão das argilas) → debilitamento da rocha → abertura de fraturas. A evidência mais contundente desta conclusão é a precipitação de cristais de gipso fibroso nas fraturas abertas e a formação de veios de gipso nos ensaios de expansão. As pressões de expansão medidas de 4 MPa são coerentes com os 3 MPa de pressão de cristalização calculados por WINKLER e WILHELM (1970) e WINKLER e SINGER (1972) e as pressões de cristalização (2 MPa) medidas por ESTEBAN (1990).

WITTKE (1990) defende a teoria da expansão da anidrita quando a hidratação acontece em um sistema aberto isto é, quando a água acessa via planos de debilidade do maciço. A velocidade de expansão dependerá do grau de compacidade da anidrita.

WICHTER (1991) analisa que as elevadas tensões horizontais medidas em túneis alpinos são consequência da força de cristalização de gipso em fraturas

inclinadas. Sugere que a alteração da anidrita em gipso por simples incorporação da água não é possível posto que para isso acontecer deveria haver uma destruição da estrutura da anidrita e um rearranjo estrutural do gipso. Acredita que o aumento de volume e das pressões no maciço é devido à força de cristalização do gipso nas fraturas naturais e/ou induzidas. O estado de equilíbrio é alcançado quando, devido à compressão, a permeabilidade é reduzida e impedida a penetração de soluções sulfatadas. Neste estado as pressões de cristalização se igualam às tensões litostáticas.

GYSEL (1993) comenta que em condições naturais (sistema aberto) pode acontecer uma grande variedade de processos dependendo da circulação da água subterrânea e das condições cinéticas da reação, desde remoção de sulfatos por dissolução até hidratação da anidrita. No primeiro caso surgem feições de dissolução e no segundo deformações volumétricas. Também é possível acontecer a impermeabilização do maciço por selagem de juntas devido à precipitação de gipso sem aumento de volume. Estas diferenças não permitiriam estabelecer critérios sobre o aporte da anidrita nos processos de expansão. Questiona a validade dos ensaios de laboratório por não serem representativos das condições naturais especialmente no referente à circulação da água. Sugere que um modelo de expansão mecânico-hidráulico é inadequado e que este deveria incorporar o elemento químico. Finalmente comenta que não há evidências experimentais que validem a teoria da hidratação da anidrita e que os poucos resultados de investigações *in situ* não são claramente interpretáveis ou contradizem a teoria da anidrita.

STEINER (1993) apresenta uma excelente compilação sobre túneis escavados em maciços rochosos expansivos (argilitos, folhelhos, margas e anidritas margosas) apresentando resultados experimentais e de ensaios *in situ*. Problemas com expansão em anidritas misturadas com argilas foram constatados nos seguintes túneis:

- a) Túnel Hauenstein Superior (1853-1858) (Suíça): levantamento e ruptura do arco invertido. Taxa de levantamento > 10mm/ano;
- b) Túnel Hauenstein Base (1912-1916) (Suíça): duas reconstruções (1919 - 23 e 1980-86), levantamento do arco invertido, tensões de expansão entre 1 e 2,5 MPa;
- c) Túnel Belchen (1963-1970) (Suíça): ruptura do arco invertido, faixa de tensões de expansão entre 0 e 4 MPa;

- d) Mina de Gipsita de Felsenau (Suíça): 55 a 70 mm de convergência horizontal e vertical em 12 anos, taxa de deformação 4,5 – 5,8 mm/ano, 2 m de zona de plastificação em torno da escavação;
- e) Túnel Experimental Elgelberg (Alemanha): levantamento começou 45 dias depois da escavação quando a água começou a fluir; mais de 250 mm em 75 dias e em zonas de fluxo de água o levantamento chegou a 0,65 m com taxa de 0,15 m/dia;
- f) Túnel Ferroviário Expresso (Alemanha): <0,5 MPa de tensão no revestimento;
- g) Túnel Wagenburg (1942-1957) (rodoviário–Alemanha): >1m de levantamento entre 1942-1970, tensões medidas entre 2 e 3 MPa, seção reconstruída em 1987.
- h) Túnel rodoviário Heselach (Alemanha): tensões entre 1 e 3 MPa;
- i) Túnel Ferroviário de Alta Velocidade Freudenstein (desde 1987-Alemanha): arco invertido rígido em conjunto com arco invertido compressível. Tensões inferidas entre 1,4 e 2,4 MPa.

Conclui que há uma grande diferença entre as pressões de expansão medidas em laboratório e as medidas em campo. As pressões de expansão *in situ* das anidritas margosas indicam valores máximos de 2,5 MPa e valores médios entre 1,6 e 2 MPa sendo uma ordem de magnitude maior que as observadas em margas normais.

MAURY (1993) cita exemplos de levantamentos do arco invertido e excessos de convergência das paredes nos túneis Genevreuille (1855-1858), Bözberg (1871-1875), Krappelisberg (1878-1880), Ricken (1903-1908) e Hanenstein (1912-1915), mas não fornece maiores precisões sobre as características litológicas, magnitude e taxa do levantamento, medidas de tensões etc. Aquele autor também põe em evidência que existem casos onde estes levantamentos acontecem de maneira rápida (60 mm em 10 dias no Túnel Genevreuille) com taxas de vários milímetros a dezenas de milímetros por ano ou muito lentamente. Também defende a idéia que anidritas massivas e pouco perturbadas não experimentam expansão como nos casos do Túnel Fréjus, alguns túneis hidráulicos na França e a mina de anidrita em Billingham (Inglaterra). Esta mina, alagada parcialmente durante 1974, não registrou perturbações por expansão, com exceção de um material solto localizado na galeria de acesso que apresentou protuberâncias.

MADSEN e NÜESCH (1991), NÜESCH (1991) e MADSEN *et al.* (1995) realizaram os estudos de laboratório mais recentes com amostras contendo anidrita e argilominerais (AM) pertencentes à Formação Keuper e recolhidas nos túneis Belchen e Hauenstein. As conclusões mais relevantes são: a) a expansão de rochas com anidrita e AM misturados depende da pressão de sobrecarga, mas principalmente da composição mineralógica da rocha; rochas compostas só de anidrita, não expandem, entanto que rochas com 5 a 15% de AM, podem desenvolver pressões de expansão de 1 a 4 MPa; b) as rochas que contêm entre 10 a 15% de AM e 70 a 75% de anidrita apresentam as máximas pressões de expansão; c) uma certa quantidade de AM é necessária para gerar a dissolução da anidrita e a precipitação do gipso; d) margas com anidrita geram maiores pressões de expansão que margas sem anidrita mas com os mesmos tipos de argilas, demonstrando que o crescimento do gipso contribui notavelmente para o aumento da pressão de expansão; e) a hidratação da anidrita é lenta (vários anos).

GYSEL (2002) descreve três casos de túneis que apresentaram problemas severos de estabilidade atribuídos ao fenômeno de dissolução da anidrita, dois deles acontecidos na Suíça (Hidroelétrica Engadin: túneis Punt dal Gall-Ova Spin e Schanf-Ova Spin) e o terceiro na Guatemala túnel Pueblo-Viejo – Hidroelétrica Chixoy). Nos três casos se trata de túneis hidráulicos. O objetivo do autor é mostrar que as conseqüências de colapsos em túneis pela dissolução da anidrita, podem ser muito maiores que as decorrentes da expansão da mesma. Reafirma o conceito que a anidrita maciça e sem fissuras não expande. Distingue dois tipos de dissolução da anidrita, a tipo A, dissolução da anidrita massiva em um sistema fechado e tipo B, dissolução da anidrita no contacto com outras rochas assumindo um sistema aberto. No primeiro tipo a dissolução é lenta e no segundo pode ser muito rápida e produzir grandes danos. Finalmente sugere que na análise de estabilidade a longo prazo de túneis escavados em anidrita, gipso ou sal sejam cuidadosamente examinadas a concentração da água subterrânea, a velocidade de percolação e a solubilidade das rochas.

ALONSO *et al.* (2004) apresentam medidas de tensões e deformações no túnel ferroviário Lleida-Tarragona (Espanha) escavado em um maciço de idade Eocena formada por argilitos, anidrita e gipsita. Eles reportam levantamentos de até quase 800 mm em 450 dias em seções com um radier plano de concreto e levantamentos de 25 mm em 325 dias em seções com arco invertido. As tensões medidas *in situ* variam entre 5 e 2 MPa. Eles concluíram que a expansão é conseqüência da interação entre a rocha sulfatada e a água subterrânea rica em sulfatos. As descontinuidades abertas durante a

escavação são preenchidas pela água sulfatada e permitida a precipitação de minerais sulfatados que colmatam as trincas e exercem uma pressão de cristalização sobre as paredes da descontinuidade. A expansão seria devida em parte à expansão dos argilominerais e outra parte a crescimento de sulfatos nas trincas.

AUVRAY *et al.* (2004a), apresenta um estudo sobre a influência da higrometria sobre o comportamento ao longo do tempo de pilares de gipsita na mina de Grozon (França). As medidas de convergência e de extensometria mostram que as velocidades de deformação (1 a $2 \cdot 10^{-12} \text{ s}^{-1}$) são concordantes entre eles. A variação da umidade ambiente é coerente com as variações na convergência indicando uma relação entre aceleração e desaceleração das deformações com a época do ano. Ensaio de fluência em laboratório foram realizados por AUVRAY *et al.* (2004b) variando a idade do gipso e a higrometria. Observa-se que aumentando o teor de umidade aumenta a taxa de fluência de $1-7 \cdot 10^{-12} \text{ s}^{-1}$ a 1 a $4 \cdot 10^{-10} \text{ s}^{-1}$.

Dos numerosos casos onde se manifestaram problemas de extrusão em túneis em rochas brandas, só foram reportados casos em rochas de anidrita nos túneis Simplon (Suíça - Itália) e Tauern (Áustria) (STEINER 1996). Estes dois túneis estão localizados nos Alpes que, do ponto de vista geotectônico, guardam muitas semelhanças com a Cordilheira Andina. Neste último túnel, a anidrita está em contato com xistos calcíticos, cloríticos, grafiticos e quartzíticos e apresenta uma sobrecarga de 590 m a 609 m. As convergências totais em anidrita, medidas em seis estações apresentam uma média de $9 \pm 3,9 \text{ mm}$, com mínimo de 5 mm e máximo de 16 mm. Estes valores são muito inferiores aos registrados nos xistos que variam em média de 20 a 84mm, com sobrecargas entre 380 e 980m. O artigo de STEINER (1996) não especifica o período de leitura mas estima-se que corresponde com o período de construção entre 1970 e 1974. A presença de água subterrânea se deduz escassa devido à baixa permeabilidade das rochas.

Dos trabalhos citados resulta claro que existe uma tendência quase unânime a aceitar que a teoria da expansão da anidrita explica as deformações lentas observadas nas obras subterrâneas. De fato não há evidências conclusivas sobre se este fenômeno é operante em todos os casos devido aos numerosos fatores participantes e à suas complexas interações. Em poucos casos os autores consideram a possibilidade que a extrusão seja um mecanismo alternativo e até complementar para explicar estas deformações ao longo do tempo. Já EINSTEIN (1989) levanta esta possibilidade colocando como exemplo o túnel Czernitz construído em 1851. As grandes deformações observadas na seção escavada e o tipo de geologia do local (gipsitas, gipsitas com

argilas e areias) impedem decidir claramente se o fenômeno atuante é expansão ou extrusão. A quantidade de evidências poderia ser maior se as numerosas manifestações de deformações lentas em túneis escavados em rochas de anidrita, que os outros autores atribuem ao fenômeno da expansão, fossem revisados com a ótica da extrusão.

A fluência de rochas de anidrita e gipsita foi estudada experimentalmente por poucos autores em procura de informações que pudessem utilizar em modelos das deformações da crosta terrestre. No âmbito da engenharia poucos estudos foram realizados (BELL 1981 e 1994, STOWE 1985, PFEIFLE 1998, AUVRAY 2004) a pesar destas rochas formarem parte da família das rochas evaporíticas de notável comportamento dependente do tempo.

Estes dois fatos, a necessidade de verificar a teoria da expansão da anidrita e falta de informações sobre fluência de rochas sulfáticas, justificam tanto a hipótese deste trabalho quanto os objetivos fixados. As duas abordagens permitirão estabelecer novas idéias que ajudem a melhorar o projeto de obras subterrâneas em rochas sulfáticas.

CAPÍTULO III

Materiais, métodos e equipamentos

3.1. Materiais

Para a execução dos ensaios previstos foram utilizadas amostras de anidrita e gipsita do Brasil e da Argentina cujas denominações se detalham a seguir e cujas características geológicas serão descritas no Capítulo IV:

- ***Gipsita Alabastro - GA*** (*Fm. Auquilco, Jurássico inferior, Mendoza, Argentina*)
- ***Gipsita Laminar – GL*** (*Fm. Auquilco, Jurássico inferior, Mendoza, Argentina*)
- ***Gipsita Maciça - GM*** (*Fm. Auquilco, Jurássico inferior, Mendoza, Argentina*)
- ***Gipsita Nodular – Giparno*** (*Fm. Santana, Cretáceo inferior, Chapada do Araripe, PE, Brasil*)
- ***Gipsita Bandeada - Giparba*** (*Fm. Santana, Cretáceo inferior, Chapada do Araripe, PE (Brasil)*)
- ***Anidrita Auquilco - MS*** (*Fm. Auquilco, Jurássico inferior, Mendoza, Argentina*)
- ***Anidrita Muribeca - AN*** (*Fm. Muribeca, Cretáceo, Bacia Taquari-Vassouras, SE, Brasil*)

3.2. Métodos e equipamentos

3.2.1. Retirada e Armazenamento de Amostras

A fase de retirada, armazenamento e transporte dos corpos de prova de rochas evaporíticas é uma parte extremamente importante da pesquisa experimental dado que a falta de cuidado na manipulação dos corpos de prova produz alterações no comportamento geomecânico e resultados confusos nos ensaios, especialmente em

rochas evaporíticas que são susceptíveis ao incremento de umidade e temperatura (DUSSEAULT e FORDHAM 1993).

As amostras das gipsitas alabastro e laminar, foram coletadas em afloramentos na forma de blocos de 50x50x30cm. Os blocos foram protegidos com uma camada de parafina e várias camadas de filme de PVC para evitar efeitos indesejáveis por causa da mudança na umidade ambiente durante o traslado desde o local de amostragem.

Já as amostras das gipsitas bandeada e nodular foram coletadas de blocos existentes no Departamento de Geotecnia da EESC os quais permaneceram dentro de caixas de madeira durante vários anos. Apesar de a proteção não ter sido a ideal, os blocos apresentaram efeitos apenas de intemperismo superficial. Já os corpos de prova foram colhidos do núcleo intacto dos blocos.

As amostras de gipsita maciça e anidrita Auquilco foram coletadas de testemunhos de sondagem NX realizada na Cordilheira Andina. Esses testemunhos foram protegidos com uma camada de parafina no momento da extração do poço e guardados em caixas de madeira. As amostras seleccionadas para obtenção de corpos de prova foram protegidas com uma camada adicional de parafina e cobertas com filme de PVC.

As amostras de Anidrita Muribeca, de 55 mm de diâmetro, foram retiradas do núcleo de testemunhos de sondagem de $\phi 6''$ fornecidas por PETROBRAS. Não foi realizado tratamento nenhum de proteção antes dos ensaios. Os corpos de prova foram extraídos do núcleo dos testemunhos maiores.

Para o traslado via terrestre, as amostras foram convenientemente embrulhadas para impedir que vibrações e golpes bruscos alterassem a integridade das amostras.

3.2.2. Preparação de corpos de prova

Vários aspectos foram levados em conta no momento da preparação das amostras:

- O uso da água foi minimizado ou preferencialmente evitado no processo de extração de amostras, corte, retificação e polimento. Isto porque as anidritas e gipsitas são constituídas por minerais de alta solubilidade e susceptíveis a hidratação;
- Temperaturas maiores que 70°C foram evitadas para não alterar a composição mineralógica nem a estrutura interna da rocha. É importante lembrar que o gipso possui água estrutural que pode ser removida quando submetido a dessecação em estufa a temperatura maior que 105°C. Para determinação da massa específica seca foi

totalmente vedado o uso de estufas; como substituto foi utilizado um dessecador. Também foi evitado o uso de estufas para cura da cola dos extensômetros elétricos. Utilizaram-se colas de cura a temperatura ambiente à base de cianoacrilato (*superbonder*);

- Uso das tolerâncias sugeridas pela norma ASTM D4543-85 reprovada em 1991 "Standard practice for Preparing Rock Core Specimens and Determining Dimensional and Shape Tolerances" com relação às dimensões dos corpos de prova cilíndricos, a forma, a rugosidade das superfícies, o paralelismo entre as duas fases e perpendicularismo entre estas e o eixo axial dos corpos de prova.

3.2.2.1. Preparação de Lâminas Delgadas

Para cada litotipo foram confeccionadas três lâminas delgadas ortogonais entre si de modo a poder analisar da maneira mais representativa possível a variabilidade petrográfica do material.

A preparação de lâminas foi realizada no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP Rio Claro.

3.2.2.2. Corpos de Prova para Ensaios de Porosimetria de Mercúrio

Foram preparados corpos de prova de forma prismática de 1 cm de aresta na seção quadrada e 2 cm de altura. Posteriormente os corpos foram limpos e colocados num dessecador até o momento do ensaio para remover a água intersticial e evitar o depósito de partículas nos poros da rocha.

3.2.2.3. Preparação de corpos de prova cilíndricos para ensaios convencionais

A extração de amostras a partir de blocos foi realizada com equipamento mostrado na Figura 3.1 pertencente ao Departamento de Geotecnia da EESC-USP.

O equipamento consiste de uma broca diamantada de diâmetro interno de 55 mm que normalmente utiliza água como fluido lubrificante de refrigeração. Para evitar o uso de água utilizou-se um procedimento especial que envolveu o uso de ar comprimido para remover as partículas produto da abrasão e maior tempo de execução do corte para evitar aquecimento excessivo da ferramenta e aumento do atrito ferramenta-corpo de prova.

Figura 3.1. Equipamento para extração de amostras do Depto de Geotecnia EESC-USP

Com a amostra cilíndrica de 54 mm de diâmetro já retirada do bloco, preparam-se as bases dos corpos de prova. O corte foi realizado com o equipamento de corte de lâminas delgadas e a retificação foi executada na retífica do Depto de Geotecnia da EESC-USP ilustrada na Figura 3.2.

Figura 3.2. Vista geral (A) e em detalhe (B) do equipamento para retificação das bases dos corpos de prova.

O correto funcionamento deste equipamento deve garantir a planaridade das bases, seu paralelismo, o perpendicularismo das bases com relação ao eixo axial do CP e a rugosidade. Para isso deve verificar-se que a base metálica (a), aonde vai apoiada o dispositivo que prende o corpo de prova (b), esteja perfeitamente horizontal. O processo de retificação foi realizado a seco e com um rebolo diamantado.

Finalizada a retificação das bases do corpo de prova, procedeu-se a retificar a superfície lateral cilíndrica num torno como mostra a Figura 3.3.

Figura 3.3. Vista geral do dispositivo para retificar a superfície lateral do corpo de prova: a) corpo de prova, b) mordça, c) disco giratório e d) dispositivo para deslocamentos de precisão.

O corpo de prova (a) é preso à mordça (b) do torno que imprime um movimento giratório controlado. O desbaste da superfície lateral é realizado com o disco giratório (c) montado em um dispositivo de precisão (d) que permite deslocamentos horizontais com precisão da ordem de centésimo de milímetro. O disco (c) passa repetidas vezes ao longo do corpo de prova até atingir uma superfície cilíndrica adequada. O processo foi realizado integralmente a seco.

Finalmente os corpos de prova foram armazenados na sala com temperatura e umidade controladas, $20 \pm 1^{\circ}\text{C}$ e $30 \pm 5\%$, respectivamente.

3.2.2.4. *Qualidade dos Corpos de Prova (CP) – Tolerâncias*

Verificou-se se o acabamento final reunia as condições estipuladas sobre tolerâncias na forma, dimensões, rugosidade, paralelismo e perpendicularismo seguindo a norma ASTM D 4543-85.

O diâmetro médio dos corpos de prova foi calculado a partir de seis medidas realizadas com paquímetro ao longo do corpo de prova em posições equidistantes (0,1H, 0,2H, 0,4H, 0,6H, 0,8H e 0,9H). A altura média do corpo de prova foi obtida de seis medidas em posições distantes 60° entre si (0° , 60° , 120° , 180° , 240° e 300°).

Para verificar a rugosidade das superfícies e o perpendicularismo das faces com relação ao eixo foi montado o dispositivo da Figura 3.4.

Figura 3.4. Dispositivo para determinar a rugosidade, planaridade e perpendicularismo nos corpos de prova.

O dispositivo consta de dois relógios comparadores de 0,001mm de sensibilidade. Para medir a rugosidade e planaridade da superfície lateral e das bases, se desloca a base magnética que sujeita o relógio sobre uma superfície planar e perfeitamente horizontal. As leituras do relógio são realizadas a cada 5mm. Foram definidas 4 linhas separadas a 90° uma da outra.

3.2.3. *Análise Petrográfica*

Consistiu na descrição e quantificação da mineralogia, arranjo dos minerais, tamanho dos grãos e identificação das principais feições de deformação dúcteis e frágeis a nível intergranular e intragranular (análise microtectônica). O método utilizado foi o sugerido pela International Society of Rock Mechanics (ISRM 1977a).

O exame das lâminas foi realizado com microscópio petrográfico binocular, de luz transmitida marca Olympus (Depto de Geotecnia EESC-USP) e Carl Zeiss – Jena (UNESP-Rio Claro). Para a análise das lâminas utilizou-se o roteiro sugerido pela ISRM.

Para a quantificação do tamanho dos grãos, foram utilizadas imagens digitais. Em alguns casos, as imagens foram selecionadas a partir de uma malha regular traçada na lâmina (Figura 3.5a); em outros foram tomadas imagens sequenciais segundo linhas de um extremo a outro da lâmina. Logo em cada imagem foi traçado um reticulado quadrado (Figura 3.5b). Os cristais localizados na interseção das linhas foram

contabilizados segundo sua mineralogia e suas dimensões (L = comprimento maior e l = comprimento menor) (Figura 3.5c).

Figura 3.5. Seqüência de trabalho para realização da análise modal e quantificação do tamanho dos grãos.

Finalmente, foram reunidos os resultados da contagem de cada lâmina para seu processamento estatístico. Os resultados sobre tamanho de grão de cada fração mineral são apresentados na forma de percentagem de cristais equidimensionais, percentagem de cristais prismáticos, média aritmética de comprimento maior ($L_{\text{médio}}$) e média aritmética do comprimento menor ($l_{\text{médio}}$).

A determinação da composição mineralógica de cada rocha foi realizada através da análise modal, complementada com a quantificação volumétrica de cada fase mineral. Com as mesmas imagens, foi realizada a contagem de cada fração mineral e os resultados apresentados na forma de percentagens. Como a análise modal em rochas de textura porfírica pode dar resultados errados, complementou-se a análise modal com o cálculo do volume representativo de cada mineral, dando uma idéia mais representativa da composição mineralógica das rochas.

Para caracterizar a estrutura da rocha foi utilizada a classificação de MAIKLEM *et al.* (1969) que considera três parâmetros: a forma externa dos cristais de anidrita (*crystal-shape* e *not crystal-shape*), a relação cristais/matriz (agregados de anidrita totalmente separados da matriz, parcialmente separados, sem matriz), o acamamento (paralelo e não paralelo, planos, ondulados e curvados) e a distorção.

Para caracterizar as fábricas cristalinas da anidrita foi utilizada a proposta de ORTI CABO e ROSELL ORTIZ (1981) que classifica em fábricas homogêneas orientadas ou não orientadas e em hábito cristalino equidimensional ou alongado (prismático).

3.2.4. *Massa Específica Natural e Seca*

A massa específica natural e seca foi obtida usando os lineamentos propostos pelos métodos sugeridos pela ISRM (1977b) e ISRM (1999).

3.2.5. *Porosidade efetiva e Massa específica dos sólidos*

A medição da porosidade efetiva foi realizada utilizando um porosímetro de mercúrio PoreSizer 9320 V.1.0 (Micromeritics Instrument Co) pertencente ao Laboratório de Crescimento de Cristais do Instituto de Física de São Carlos – USP. O porosímetro tem uma capacidade de 207 MPa de pressão confinante e permite medir poros na faixa de 360 a 0,006 μm . O sistema consta de uma unidade com dispositivos para baixa e alta pressão e de um módulo de controle para coleta de dados, processamento e apresentação dos resultados (Figura 3.6)

Figura 3.6. Porosímetro PORESIZER 9320 do Instituto de Física de São Carlos.

O procedimento consiste em injetar, na primeira etapa, mercúrio a baixas pressões (0 – 0,207 MPa) para capturar os poros de tamanho entre 360 μm e 6 μm . Ao atingir os 0,207 MPa o sistema passa a injetar mercúrio a altas pressões (até 207 MPa) com o propósito de medir os poros de tamanho entre 6 μm e 0,006 μm . Nesta fase de intrusão o equipamento mede o volume de mercúrio que penetrou nos poros. Quando se alcança a pressão limite, o sistema inicia a chamada fase de extrusão que consiste em diminuir paulatinamente a pressão e medir o volume de mercúrio extrudado dos poros.

A porosimetria de mercúrio está baseada nas leis de capilaridade que governam a penetração de substâncias líquidas no interior de pequenos poros. Esta lei, para o caso

de líquidos como o mercúrio e para poros cilíndricos, é expressa pela equação de Washburn:

$$D = -\left(\frac{1}{P}\right)4\gamma \cos \varphi \quad (3.1)$$

D = diâmetro de poros

P = pressão aplicada

γ = tensão superficial do mercúrio

φ = ângulo de contato

O volume de mercúrio V que penetra nos poros é medido diretamente como uma função da pressão aplicada P . A informação P - V serve como caracterização da estrutura de poros. Como os poros são raramente cilíndricos, a equação de Washburn constitui um modelo especial. Apesar de ser um modelo que não representa as condições naturais é geralmente aceito como válido para tratar um problema que é de solução muito complexa.

3.2.6. Velocidade Sônica

Para medir a velocidade de propagação primárias em corpos de prova de laboratório foi empregado o método sugerido pela ISRM (1977c). O equipamento utilizado foi o MVOP Medidor de Velocidade de Ondas de Pressão desenvolvido pelo Agrupamento de Instrumentação do DMGA – IPT e pertencente ao Laboratório de Mecânica das Rochas da EESC-USP. O equipamento consta de um gerador de pulsos de alta tensão com relógio, sensores piezoelétricos para emissão e recepção de ondas de compressão ou longitudinais (P) e de ondas de cisalhamento ou transversais (S) e acessórios (cilindro padrão para calibração) (Figura 3.7). De posse do tempo de trânsito (T) e da distância entre os dois sensores (L), calcula-se a velocidade de propagação da onda compressional com a eq. (3.2):

$$V_p = \frac{L}{T} \quad (3.2)$$

Figura 3.7. Equipamento para medida da velocidade de propagação de ondas elásticas

3.2.7. Ensaios de Compressão Diametral

O objetivo deste ensaio foi medir a resistência à tração por meios indiretos através do ensaio de compressão diametral utilizando o método sugerido pela ISRM (1977d).

Foi utilizado o equipamento para ensaios de compressão diametral do Laboratório de Mecânica das Rochas do Depto de Geotecnia da EESC – USP (Figura 3.8). O dispositivo consta de um berço com duas mandíbulas de aço, projetado para que o arco de contato entre o corpo de prova e as superfícies curvas das mandíbulas seja de aproximadamente 10° . O raio das mandíbulas é 40.5mm e a largura de 29,7 mm, dimensões apropriadas para corpos de prova de 54 mm de diâmetro (Figura 3.8a).

A aplicação da carga compressiva sobre o dispositivo é feita através da prensa hidráulica servocontrolada MTS, modelo 815 do Depto de Geotecnia. Esta prensa permite realizar ensaios com controle da carga, dos deslocamentos ou com controle da deformação. A instrumentação da carga axial é realizada com a célula de carga incorporada à prensa servocontrolada. A medida dos deslocamentos axial e radial é feita com extensômetro e LVDT respectivamente (Figura 3.8b).

Utilizaram-se corpos de prova cilíndricos de relação altura/diâmetro 1:2, diâmetro não menor de 54 mm e que reúna as condições de rugosidade das superfícies e de planaridade e perpendicularismo das bases como já foi explicado no item 3.2.2.4.

Figura 3.8. Dispositivo para realização de ensaios de compressão diametral.

A aplicação da carga deve ser contínua, a taxa constante, de modo que a ruptura aconteça entre os 15 e 30 s. A resistência à tração foi calculada com a eq. (3.3):

$$\sigma_t = \frac{2}{3} \cdot \frac{P}{\pi \cdot l \cdot D} \quad (3.3)$$

sendo: P = carga aplicada (N)

l = altura do corpo de prova (mm)

D = diâmetro do corpo de prova (mm)

3.2.8. Ensaios de Compressão Uniaxial

A resistência à compressão não confinada (q_u), o módulo de deformabilidade tangente (D_{tg}) e coeficiente de Poisson (ν) foram determinados seguindo o método sugerido pela ISRM (1978).

Para a execução dos ensaios foi utilizada a prensa hidráulica servocontrolada MTS Modelo 815 para aplicação da carga e registro das deformações axial e radial. A instrumentação das deformações axiais foi realizada com extensômetros localizados MTS 632.94F-20 e as deformações radiais com o extensômetro diametral MTS 632.12f-20 (Figura 3.9).

Figura 3.9. Instrumentação utilizada para medida das deformações e deslocamentos nos ensaios de compressão uniaxial.

3.2.9. Ensaios de Compressão Triaxial

Estes ensaios foram realizados para obter os parâmetros de resistência e de deformação em condições confinadas. Para sua execução seguiram-se as diretrizes sugeridas no método da ISRM (1983).

Um grupo de ensaios foi executado no laboratório de Mecânica das Rochas de FURNAS Centrais Elétricas e outro grupo no Laboratório de Mecânica das Rochas do Depto de Geotecnia da EESC – USP.

O equipamento utilizado em FURNAS Centrais Elétricas é ilustrado na Figura 3.10. Consiste de um sistema hidráulico servocontrolado para aplicação de cargas axiais até 1000kN, com módulo de aquisição de dados ligado a um microcomputador e com uma câmara triaxial robusta associada a um sistema de dois intensificadores de pressão confinante, com capacidade para executar ensaios com pressão confinante até 70 MPa.

Figura 3.10. Sistema hidráulico servocontrolado de FURNAS Centrais Elétricas. Montagem para ensaio triaxial.

A Figura 3.11a mostra a câmara triaxial na configuração final antes do ensaio e a 3.11b mostra a montagem do corpo de prova com a instrumentação interna. A deformação axial é medida com LVDTs e a deformação radial com um extensômetro circunferencial.

Figura 3.11. Vista externa (a) e interna (b) da câmara triaxial com a instrumentação associada para ensaio triaxial (Furnas Centrais eElétricas)

O equipamento do Laboratório de Mecânica das Rochas do Depto de Geotecnia da EESC-USP está constituído por uma câmara triaxial da firma Wykeham Farrance Inc com capacidade de 50 MPa de pressão confinante (Figura 3.12).

Figura 3.12. Câmara triaxial marca Wykeham Farrance do laboratório de Mecânica das Rochas EESC-USP

A câmara triaxial é montada no prensa MTS modelo 815 para aplicação da carga axial e para registro das deformações axial e radial. A pressão confinante é aplicada com uma bomba hidráulica manual marca Yellow Power. A instrumentação interna consta de extensômetros elétricos de resistência colados ao corpo de prova.

A ISRM sugere três tipos de ensaios triaxiais: tipo I para ensaios individuais, tipo II para ensaios de múltiplos estágios e tipo III para ensaios de estado contínuo de ruptura. Os mais frequentes são os tipos I e II, posto que o tipo III requer operadores com vasta experiência devido à complexidade da execução. Os três métodos diferem entre si na maneira em que é obtida a envoltória de ruptura. Para esta pesquisa foi escolhido o método II porque permite obter vários pontos da envoltória de ruptura com a execução de um ensaio. A carga axial foi incrementada continuamente de modo a resultar uma taxa de deformação constante na faixa entre 0.01 s^{-1} e 0.00001 s^{-1} . Atingido o primeiro pico de resistência, a pressão de confinamento é aumentada para dar início à segunda fase de carregamento. Esse passo é repetido uma vez mais até atingir um terceiro pico de resistência. Desta forma obtêm-se três valores de resistência pico para três tensões confinantes diferentes.

3.2.10. Ensaio de Expansão Axial Livre

Este ensaio foi executado para medir a expansão axial não confinada de corpos de prova de anidrita e gipsita imersos em água e avaliar os mecanismos físico – químicos envolvidos no processo de expansão. O objetivo é analisar o processo de transformação da anidrita ao longo do tempo. Constitui assim um dos ensaios chaves desta pesquisa.

O método empregado foi o sugerido pela ISRM (1999) e como equipamento foi desenvolvido um pequeno pórtico de PVC que inclui um reservatório, onde é colocado o corpo de prova imerso em água ou em uma solução saturada com CaSO_4 , e uma trave que prende o relógio comparador que mede o deslocamento axial do corpo de prova (Figura 3.13).

Foram preparados corpos de prova com altura entre 20 a 30 mm e diâmetro entre 45 e 55 mm, os quais foram introduzidos no interior do reservatório contendo água destilada ou uma solução saturada com CaSO_4 . O ensaio foi executado numa sala com temperatura ambiente controlada a $20 \pm 1^\circ\text{C}$. O reservatório foi coberto com filme de PVC para minimizar as perdas por evaporação durante o ensaio e evitar que alterações na concentração da solução alterem o processo de transformação da anidrita. As leituras de temperatura e deslocamento foram realizadas diariamente.

Figura 3.13. Dispositivo para ensaios para determinação da expansão axial

3.2.11. Ensaio de Fluência a Compressão Uniaxial Constante e Temperatura

Normal

Este ensaio tem como propósito a obtenção de parâmetros de deformação dependentes do tempo (fluência) na condição não confinada, sob carga constante e temperatura normal controlada. Para o projeto, montagem e execução do ensaio foi empregada a Norma ASTM D 4405-93 (*Standard Test Method for Creep of Cylindrical Soft Rock Core Specimens in Uniaxial Compressions*).

O equipamento utilizado é uma adaptação do desenvolvido pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT) durante a campanha de ensaios de fluência em rochas evaporíticas da mineração Taquari – Vassouras. Do equipamento original foram aproveitados o pórtico de aço tipo coluna, as bases metálicas e os macacos tóricos.

Segundo a norma o equipamento deve reunir as seguintes condições:

- O sistema de carregamento deve ter capacidade de aplicar a carga de maneira sustentada no lapso de 20 s e de manter a carga especificada em $\pm 2\%$;
- O dispositivo de ensaio deve estar inserido num ambiente com controle rigoroso da temperatura e da umidade especificada, com desvio de $\pm 1^\circ\text{C}$;
- O dispositivo de medição da temperatura deverá ter uma precisão de $\pm 1^\circ\text{C}$ com uma resolução de 0.1°C ;
- As placas de aço para transmitir a carga axial para o corpo de prova devem ter uma dureza não menor de 58 HRC. A não planaridade das faces não deverá exceder 0,015 mm. O diâmetro das placas deverá estar na faixa de 1 a 1,5 do diâmetro do corpo de prova. O Paralelismo entre as faces deverá manter-se em 0,0005mm/mm do diâmetro da placa;
- O sistema de medição das deformações deverá ter uma resolução de ao menos de 25 $\mu\epsilon$ e uma precisão de 2% para valores de leitura acima de 250 $\mu\epsilon$ e uma precisão e resolução entre 5 $\mu\epsilon$ para leituras abaixo de 250 $\mu\epsilon$.

O equipamento em seu conjunto consta de:

- a) pórtico de reação tipo coluna formado por 5 separadores de aço, de geometria triangular unidos por três barras rosqueadas localizadas nos vértices das placas .

Cada placa de aço serve para separar os 4 módulos onde são ensaiados os corpos de prova. As extremidades do pórtico foram encostadas nas lajes de concreto armado da sala de ensaios de forma a outorgar maior estabilidade ao sistema (Figura 3.14);

- b) O conjunto modular consta de um macaco plano tórico que aplica a carga, bases metálicas dureza 90 HRB que transmitem a carga aplicada pelo macaco para o corpo de prova, esferas metálicas para melhor transmissão da carga axial, suportes metálicos para posicionar os relógios comparadores que medem os deslocamentos axial e radial; corpo de prova cilíndrico e uma célula de carga a base de extensômetros elétricos para medir a carga real aplicada no corpo de prova (Figura 3.15).
- c) O sistema de aplicação, controle e regulação da carga consta de um cilindro de gás nitrogênio com capacidade até 20 MPa, ligado a um painel de controle constituído por válvulas de registro, reguladores, manômetros e tubulações para altas pressões (Figura 3.16). O gás nitrogênio é conduzido para o macaco tórico através do dispositivo de regulação feita no painel. A resolução dos manômetros é de 0,05 MPa e a sensibilidade do regulador permite realizar ajustes precisos da carga aplicada ao corpo de prova.

Figura 3.14. Pórtico de reação tipo coluna

Figura 3.15. Dispositivo modular

Figura 3.16. Painel Regulador

- d) A instrumentação dos deslocamentos e deformações dos corpos de prova é feita por relógios comparadores e por extensômetros elétricos respectivamente (Figura 20). A medição das cargas é feita através de células de carga à base de extensômetros elétricos, projetados e fabricados no laboratório de Mecânica das Rochas.

Figura 3.17. Instrumentação do corpo de prova

- e) O sistema de aquisição de dados consta de um módulo de aquisição Sistema 5000, conectado a um microcomputador (Figura 3.18); este sistema foi montado para adquirir automaticamente as leituras dos extensômetros elétricos e das células de carga; O Sistema 5000 modelo 5100 é um sistema de aquisição e digitalização de 20 canais de entradas analógicas. Ele pode ser configurado para extensômetros elétricos de resistência, termopares, LVDT e sensores de alto nível.

Tanto o sistema de aquisição como o microcomputador, estão conectados a um *no-break* cujo propósito é fornecer uma fonte de energia alternativa no momento de ocorrerem cortes no fornecimento elétrico. A autonomia do sistema com o *no break* funcionando é de três horas. Desde o início desta pesquisa em maio de 2002, aconteceram cinco cortes programados e três não programados no campus da EESC – USP, que não alteraram o normal funcionamento do ensaio.

Figura 3.18. Sistema de aquisição de dados e dispositivo para controle de temperatura e umidade

Como as propriedades dependentes do tempo em rochas evaporíticas são altamente sensíveis a mudanças na temperatura, dado que a fluência é um fenômeno termicamente ativado, a execução de ensaios de fluência deve considerar algum dispositivo para controle da temperatura e da umidade. Neste caso optou-se pela montagem de uma pequena sala de 12 m² de área, revestidas as paredes por placas de isopor de 10 cm de espessura e vedadas as juntas da porta de acesso para evitar flutuações indesejáveis da temperatura e da umidade interior. Para controlar a temperatura foi instalado um sistema de ar condicionado tipo split set (Figura 3.18), que manteve controle automático da temperatura em $\pm 1^{\circ}\text{C}$ e para controlar a umidade instalou-se um deumidificador marca ARSEC (Figura 3.18) que manteve de maneira eficiente a umidade relativa do ar entre 30 e 40% (Figura 3.19).

O registro das variações da temperatura e da umidade na sala foi feito pelo registrador marca Oakton modelo 35710-10 com sensor de temperatura para faixa entre -30°C e 50°C resolução de $0,3^{\circ}\text{C}$ e precisão de $\pm 0,6^{\circ}\text{C}$ e sensor de umidade para faixa de 0 a 100%, resolução de 0,5% e precisão de $\pm 3\%$ para HR acima de 90% e de $\pm 6\%$ para HR abaixo de 90%. Este registrador tem memória para armazenar 16000 dados.

A Figura 3.19 mostra a variação da temperatura e umidade relativa do ar no período 2/10/2002 a 24/2/2004. Pode-se observar que o controle da temperatura foi bem sucedido verificando-se flutuações de $\pm 1^{\circ}\text{C}$ da temperatura fixada de 18°C . Já o controle da umidade foi mais dificultoso e os valores mais frequentes oscilaram entre 30 e 40%. Os pronunciados pico de umidade correspondem a variações temporárias por permanência de pessoas durante períodos prolongados e a uma não muito eficiente vedação das aberturas.

Figura 3.19: Registro da Temperatura e da Umidade no período 2/10/02 - 24/02/04

3.2.11.1. Instrumentação

3.2.11.1.1. Extensômetros Elétricos de Resistência

O uso de extensômetros elétricos de resistência foi projetado inicialmente para complementar os relógios comparadores. Depois eles se constituíram na instrumentação principal devido às deficiências mostradas pelos relógios.

Os extensômetros elétricos de resistência são dispositivos de medição de deformação de grande versatilidade por ser de tamanho reduzido, grande precisão, sensibilidade e custo compatível com qualquer projeto de pesquisa.

Nesta pesquisa foram utilizados extensômetros de tipo roseta dupla (Figura 3.17) formada por dois extensômetros ortogonais entre si para medir as deformações no sentido axial e circunferencial ao corpo de prova. Eles são posicionados à metade da altura do corpo de prova e em posições opostas, isto é a 180° . Foram usados extensômetros da firma Excel Sensores Ltda, tipo PA-06-250TG-350-L ou 120-L, base de poliamida com filme metálico de constantan, 350 ou 120 Ohms de resistência, tamanho da grelha 6,35mm x 6,35mm e fator de sensibilidade entre 2,19 e 2,06 dependendo do lote.

Dois aspectos devem ser cuidadosamente levados em conta quando da utilização de extensômetros elétricos: a preparação da superfície onde serão colados e a escolha do adesivo. A superfície de colagem deve ser lisa e livre de poeira e/ou gorduras, por isso a superfície retificada durante a preparação do corpo de prova recebe, no local da colagem, uma mão com lixa muito fina (600) para adquirir baixa rugosidade.

A cola utilizada nas rochas de anidrita foi o adesivo KBR 610, tipo epóxi formado por dois componentes, que devem ser previamente misturados antes da aplicação. Após a sua aplicação é necessária uma cura a aproximadamente 120 a 175° C, por duas horas, com o extensômetro sob pressão de grampos de 1 a 5 kg/mm². Após a colagem, o adesivo resiste a temperaturas ambientes entre -200° C a $+300^\circ$ C. É recomendado para a utilização em transdutores e em ensaios de grande precisão e de longa duração. Para colagem na gipsita laminar, utilizou-se uma cola rápida à base de cianoacrilato ou um adesivo lento à base epóxi com cura a temperatura ambiente. O uso de extensômetros elétricos na gipsita alabastrina não é recomendado devido à alta porosidade da rocha.

A variação da temperatura pode provocar variações da deformação indicada pelo extensômetro, pois sendo diferentes os coeficientes de dilatação térmica do extensômetro e do material onde ele foi fixado, a diferença de deformação entre os dois materiais produz uma deformação adicional no extensômetro. Quando o ensaio é de longa duração e as amplitudes térmicas grandes, deve-se fazer uma correção dos valores de deformação. Como os ensaios de fluência foram executados numa sala com controle da temperatura, a compensação das leituras por mudanças na temperatura não foi

necessária dado que as variações em $\pm 1^{\circ}\text{C}$ são praticamente desprezíveis e da ordem de 1 a 6 $\mu\epsilon$ (TAKEIA 2001).

3.2.11.1.2. Manômetros

O controle da pressão aplicada nos macacos tóricos foi realizado através de manômetros de precisão. O painel regulador de carga (Figura 3.1 8) consta de cinco manômetros marca SALCAS NACIONAL, com sistema Bourdon, caixa de aço inoxidável, aro frontal tipo baioneta, soquete em aço AISI 304, diâmetro do amostrador de 150 mm, rosca reta $\frac{1}{2}$ " BSP, ponteiro tipo faca, escala 0 – 100 kgf/cm^2 e subdivisão 0.5 kgf/cm^2 . Os manômetros foram aferidos tomando como padrão um manômetro da Wykeham Farrance com escala 0 – 140 kgf/cm^2 e um manômetro da Salcas Nacional de escala 0 - 20 kgf/cm^2 .

3.2.11.1.3. Células de Carga

Para medir a carga real aplicada sobre os corpos de prova e poder manter controle constante da tensão, foram projetadas e construídas células de carga, à base de extensômetros elétricos de resistência, de 50 a 200 kN da capacidade. O principal componente do instrumento é um elemento estrutural (aço) ao qual deve ser transferida a ação da grandeza física a ser medida (força), que provoca nesse elemento uma deformação elástica. Os extensômetros elétricos convenientemente localizados transformam essa deformação em sinal elétrico que é proporcional à grandeza física (TAKEIA 2001).

As células de carga foram construídas em aço 1020, de geometria cilíndrica e com um estrangulamento na porção média onde foram colados os extensômetros (Figura 3.20).

Figura 3.20. Esquema das células de carga

A calibração foi feita no Departamento de Estruturas da EESC-USP, utilizando uma célula de carga mecânica de referência com capacidade de 250 kN, um módulo indicador de deformação T 832 da Transdutech para registrar a saída da célula de carga a calibrar e uma bomba hidráulica manual para aplicar as cargas progressivas. Constou de 5 a 6 ciclos de carregamento onde foram registradas a força (com a célula de carga de referência) e a saída em mV ou $\mu\epsilon$ com o módulo indicador de deformação. Com os valores de carga e de saída, foi construído um gráfico para estabelecer a equação de correlação e obter a sensibilidade da célula de carga. Os dados de sensibilidade das células de carga foram posteriormente introduzidos na configuração do sistema de aquisição Sistema 5000.

CAPÍTULO IV

Características geológicas das rochas sulfáticas

4.1. Formação das Rochas Sulfáticas: Produtos da Evaporação

As rochas sulfáticas pertencem à família das rochas evaporíticas que são rochas sedimentares de origem química formadas pela precipitação contínua de sais minerais, produto da evaporação, em regiões de climas secos, de grandes corpos de água salgada (salmouras) retidos em bacias isoladas total ou parcialmente e localizadas tanto em ambientes marinhos como continentais. A salmoura é uma solução de sais minerais (cloretos, sulfatos e carbonatos de sódio, cálcio, potássio e magnésio), que começam a precipitar quando a evaporação remove a água da solução, aumenta a concentração salina e os diferentes sais atingem a condição sobre-saturada.

A cristalização dos sais, a partir da água do mar, apresenta algumas dificuldades de compreensão e interpretação quando se pretende compatibilizar o entendimento físico-químico dos processos envolvidos com a realidade de uma seqüência geológica.

A natureza mineralógica de uma seqüência evaporítica é o resultado tanto da combinação dos eventos ocorridos no momento de formação da seqüência (condições ambientais da evaporação, concentração da salmoura, duração dos ciclos de evaporação e recarga da bacia, etc.) como dos eventos desenvolvidos durante a evolução da seqüência na história geológica (diagênese, metamorfismo, deformação tectônica, circulação de fluídos etc.).

Dentre as numerosas propostas existentes na literatura a respeito da seqüência de precipitação de uma salmoura marinha, cabe destacar a apresentada por VALYASHKO (1972) (Figura 4.1), dado que relaciona as mudanças nos volumes da água do mar e da densidade, com a seqüência e campos de cristalização dos sais.

Figura 4.1. Seqüência de cristalização a partir de um corpo de água de mar (VALYASHKO 1972)

Nesta figura se destaca que os sulfatos são os produtos iniciais de deposição no sedimento evaporítico junto com os carbonatos (calcita e dolomita).

4.2.- Ambientes de deposição

As rochas evaporíticas podem ser de origem marinha, terrestre ou mista. A diferença fundamental entre estes ambientes é a composição mineralógica dos depósitos. Nas águas continentais dominam os sais de Na₂CO₃ e Na₂SO₄ sobre os CaCO₃, CaSO₄ e cloretos predominantes nas salmouras marinhas. De acordo com a explicação de SONNENFELD (1984), o gipso não pode precipitar completamente em presença de bicarbonatos de sódio e em seu lugar precipitam os sais de sódio como a mirabilita, thenardita ou glauberita.

O gipso é o sulfato primário que deposita na bacia evaporítica e a anidrita é o produto de desidratação do gipso por processos diagenéticos.

SONNELFELD & PERTHUISOT (1989) apresentam sete modelos de bacias evaporíticas propostos por diferentes autores e que foram elaborados para justificar os espessos pacotes sedimentares de evaporitos. Os modelos são os seguintes: 1) modelo “olho de boi” (bull’s eye); 2) modelo “gota de lagrima” (Tear-drop); 3) modelo “open shelf”; 4) modelo de barreira (barred basin) proposto por Ochsenius; 5) modelo de bacia profunda (deep basin); 6) modelo de bacia profunda seca (deep dry basin ou giant flood) e 7) modelo de subsidência sin-sedimentar. De todos eles, merece destaque o modelo de barreira lateral proposto por OCHSENIUS (1877) *apud* SONNELFELD & PERTHUISOT (1989)¹ (Figura 4.2), que consiste de uma bacia ampla, pouco profunda e com uma barreira lateral que a isola parcialmente do mar e que acomoda bastante melhor com a precipitação de evaporitos em bacias de águas pouco profundas por: a) influxo de grandes volumes de água de mar através da barreira; b) evaporação da água de mar a uma taxa maior que os aportes; c) limitação das saídas para que a bacia permaneça salgada.

Figura 4.2. Modelo de barreira proposto por Ochsenius (SONNENFELD & PERTHUISOT 1989)

¹ OCHSENIUS, K. 1877. Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze unter spezieller Berücksichtigung der Floze von Douglasshall in der Egelnschen Mulde. Halle/Saale, C.E.M Pfeffer Verlag. 172 pp.

4.3. Características geológicas das rochas sulfatadas

4.3.1. Mineralogia e Composição

Dos minerais evaporíticos de composição sulfatada, os mais importantes são o gipso e a anidrita. A Tabela 4.1, apresenta as características cristalográficas e petrográficas do gipso e da anidrita, resumidas dos livros de HURLBUT (1971) e de KERR (1959). A Figura 4.3 mostra a forma cristalina de ambos os minerais.

Figura 4.3. Aspecto de um cristal de gipso (a) e anidrita (b)

4.3.2. Petrografia e Estruturas

Para CAROZZI (1953) o gipso constitui massas homogêneas de cor branca, sendo rosa ou marrom quando contém impurezas de argilas e/ou óxidos de ferro em escala macroscópica. A anidrita aparece ao olho nu como uma massa de cor branca a cinza, as vezes azul ou vermelha. Sua cristalização muito grosseira é o resultado da agregação de cristais prismáticos com forma de tijolo (textura equigranular) e/ou dispersos numa matriz de grãos finos da mesma composição (textura porfírica). Esta estrutura é característica da anidrita primária; ela é raramente pura e contém uma grande quantidade de inclusões, tais como romboedros de dolomita.

Segundo PETTIJOHN (1980), o gipso varia desde cristalino grosso até granular fino, sendo esta última a textura mais comum. Pode apresentar planos de acamamento evidente ou existir como um corpo compacto carente de acamamento e de fraturas. No microscópio, o gipso pode ter textura pseudoporfírica ou pseudoofítica; a primeira se caracteriza por cristais grandes, prismáticos, engastados em uma pasta finamente cristalina do mesmo material. A textura pseudoofítica se caracteriza por cristais laminares grandes que envolvem cristais eudrais pequenos, bem formados. Os cristais maiores, variedade selenita, provavelmente são de origem posterior à da matriz. Estes cristais parecem ser mais de caráter porfiroblástico que fenocristais.

TABELA 4.1. Características mineralógicas e petrográficas do gipso e da anidrita

Propriedades	Anidrita	Gipso
Composição		
Química	SO₄Ca (CaO 41,2% - SO ₃ 58,8%)	SO₄Ca.2H₂O (CaO 32,6%, SO ₃ 46,5%, H ₂ O 20,9%)
	Ortorrômbico	Monoclínico
	2/m2/m2/m	2/m
Cristalografia	Cristais raros; quando aparecem tem forma tabular em {010}, {100} e {001}, também prismáticos paralelos a eixo b. Usualmente maciços ou em massas cristalinas semelhantes a um mineral isométrico com clivagem cúbico. Também se apresenta com formas fibrosas, granulares ou maciças.	Cristais de hábito simples; tabulares segundo {010}; formas de diamante com eixos {120} e {-111}.
Clivagem	{010} perfeito	{010} perfeito
	{100} quase perfeito	{100} superfície conchoidal
	{001} bueno	{011} fractura fibrosa
Dureza	3 - 3,5	2
Densidade Relativa	2,89 - 2,98	2,32
Brilho	Vítreo a perolado no plano de clivagem	Usualmente vítreo; também perolado e sedoso. incolor, branco, cinza; transparente a translúcido;
Cor	Azulado a violeta; também branco ou tingido com rosa, marrom ou vermelho	Alabastro é uma variedade de grão fino e massivo Selenita é uma variedade que produz folhas de clivagem incolores e delgadas
Birrefringência	Positiva	Positiva
	a = 1,570, b = 1,575; c = 1,614 ângulo 2V = 44°	a = 1,520, b = 1,523; c = 1,530 ângulo 2V = 58°
Características Diagnósticas	Quando misturado com CIH e esquentado, da uma flama cor laranja-vermelho do cálcio; esta caracterizada por apresentar 3 direções de clivagem em ângulo reto; distingue-se da calcita por seu maior gravidade específica e do gipso por maior dureza. Em lâminas delgadas se distingue do gipso pelo maior releve e forte birrefringência.	Distingue-se por sua baixa dureza e por suas três direções de clivagem desiguais. Solúvel em CIH diluído e quente; em solução com Cl ₂ Ba da um precipitado branco de sulfato de bário. Em um tubo fechado torna-se branco e libera água. Sua solubilidade em ácido e a presença de muita água distingue-o da anidrita
Características Petrográficas	<u>Cor</u> : Incolor em lâmina delgada <u>Hábito</u> : grão fino a meio, cristais anedrais a subedrais. Cristais euedrais raros. <u>Releve</u> : moderado, n > bálsamo. <u>Birrefringência</u> : forte. Cor de interferência varia em torno do verde de terceira ordem. <u>Extinção</u> : paralela às traças de clivagem. <u>Alteração</u> : freqüentemente alterado a gipso entre grãos e pode ficar dentro do gipso como remanente.	<u>Cor</u> : Incolor em lâmina delgada <u>Hábito</u> : agregados anedrais a subedrais. Frequentemente em grãos pouco uniformes. Às vezes com estrutura fibrosa. <u>Releve</u> : baixo, n ligeiramente < bálsamo. <u>Birrefringência</u> : bastante débil. Maior cor de interferência é branco o amarelo. <u>Extinção</u> : paralela a melhor clivagem em seção normal {010}. <u>Alteração</u> : freqüentemente alterado a gipso entre grãos e pode ficar dentro do gipso como remanente.

A anidrita aparece em algumas partes formando estratos potentes e extensos. Sua textura pode ser granular, mas também se reconhecem massas fibrosas e grosseiramente cristalinas. Em algumas partes os cristais de gipso encontram-se disseminados em toda a

anidrita, dando um aspecto porfírico. Ao microscópio, a anidrita aparece grosseiramente cristalina, observando-se freqüentes substituições por gipso (PETTIJOHN 1980),

A Figura 4.4 mostra algumas características mineralógicas e texturais do gipso e da anidrita em lâminas delgadas (ADAMS, MACKENZIE & GUILFORD 1984).

Figura 4.4. Microfotografias da anidrita e do gipso. (a-b) Cristais de gipso preenchendo uma cavidade em dolomito mostrando a típica cor de interferência cinza de primeira ordem. (a) nicol paralelo, (b) nicol cruzado. (c-d) Rocha evaporítica totalmente formada por cristais tabulares de anidrita. Distingue-se do gipso por sua forte birrefringência e cores de interferência de 2^a ordem. (c) nicol paralelo, (d) nicol cruzado (ADAMS, MACKENZIE & GUILFORD 1984).

Um aspecto geológico interessante pelas implicações geotécnicas envolvidas, referem-se às estruturas sedimentares e tectônicas presentes nas rochas de anidrita e gipso. É sabido que qualquer heterogeneidade presente na rocha intacta, por exemplo, planos de acamamento, estruturas de fluxo, alinhamentos minerais, etc., provocam anisotropia nas propriedades resistentes e de deformação da rocha e até do maciço rochoso.

O arranjo dos minerais em camadas, nódulos, massas uniformes etc., observáveis em escala do afloramento, recebe o nome de macroestrutura. O arranjo observável no

microscópio ótico recebe o nome de microestrutura ou fábrica (ORTI CABO & ROSELL ORTIZ 1981). Geralmente as duas estruturas são interdependentes.

Com relação às microestruturas, ORTI & ROSELL (1981) realizaram um estudo exaustivo das fábricas cristalinas das anidritas laminares e nodulares, de depósitos de origem e idades diferentes. Destacam a existência de dois hábitos cristalinos principais que definem as fábricas deste mineral: *fábrica equidimensional (granular)* e a *fábrica prismática – alongada (prismático)* (Figura 4.5). Na primeira predominam seções equidimensionais correspondentes a cristais quadrados – retangulares. Na segunda predominam as seções alongadas, de cristais tabulares.

		FABRICAS HOMÔGÊNEAS		
		Componentes Petrográficos	não orientadas	orientadas
L/A > 4	CRISTALINO ALONGADO (Prismático-alongado) ("laths")	Prismas individualizados (sem limite de tamanho)	DESORIENTADA ("decussate", "felted")	PRISMATICO-ALINHADA (-subalinhada)
		Agregados de Prismas - em haces - em paralelo - em leque - em esferulitos	FASCICULAR (microfascicular L > 150 λ) FIBROSO-RADIADAS ESFERULITICA	
L/A = 4				
L/A < 4	HABITO EQUIDIMENSIONAL (quadrado-retangular) ("pile of bricks", "blocky")	Mosaico Cristalino	GRANULAR (Microgranular L<60λ)	GRANULAR-ALINHADA (-subalinhada)
		Cristais Individualizados (destacados sobre uma "matriz" de menor tamanho)		MICROGRANULAR -ALINHADA (-subalinhada)

Figura 4.5. Classificação das fábricas cristalinas homogêneas da anidrita em suas litofácies laminadas, nodulares e intermediárias (ORTI & ROSELL 1981)

Quando predomina um único hábito cristalino de tamanho de grão uniforme, a fábrica chama-se de homogênea (ORTI & ROSELL 1981).

As seções equidimensionais dão origem a fábricas relativamente homogêneas. Os tipos de fábrica resultantes de cristais quadrado-retangulares, recebem o nome clássico de *pile of bricks* ou *pilha de tijolos* (Figura 4.6). A tendência idiomórfica dos cristais e a porosidade tendem a perder-se com o aumento da compactação.

Figura 4.6. Fábrica equidimensional (ORTI & ROSELL 1981)

As seções alongadas dão origem às fábricas prismáticas homogêneas chamadas: desorientada, fascicular (e micro fascicular), fibroso – radiada e esferulítica (Figura 4.4 c-d). Distinguem também as fábricas mistas, formadas de dois ou mais hábitos cristalinos diferentes. Uma textura mista típica é a chamada porfiroblástica, onde um cristal quadrado – retangular relativamente grande está imerso em uma matriz anidritica microgranular o de hábito prismático. Também é possível achar agregados de prismas seja em grupos paralelos ou em leque ou formando esferulitos.

A macroestrutura foi descrita em numerosas publicações e é muito discutida sua gênese. As duas macroestruturas ou fácies mais frequentes nos depósitos de anidrita e gipso de qualquer idade são a estrutura *laminar* (Figura 4.7) e a estrutura *nodular* (ORTI CABO & ROSELL ORTIZ 1981) (Figura 4.8).

Figura 4.7. Anidrita Laminada (PERYT *et al.* 1993)

Figura 4.8. Anidrita Nodular (PERYT *et al.* 1993)

A estrutura *laminar* foi descrita inicialmente por UDDEN (1924) para as anidritas rítmicas da formação Castile (Texas), como de provável deposição primária. A mesma estrutura foi descrita por OGNIBEN (1955) para depósitos de gipso na Itália, como sendo uma camada densa, microcristalina, de camadas delgadas sucessivas, rítmicas, de cor branca a cinza, aparência sedosa e freqüentemente físsil.

Posteriormente RILEY & BYRNE (1961) classificaram as anidritas jurássicas e cretáceas de “Gulf Coast”, em 6 tipos estruturais: laminar, mosaico, floculadas, contornadas, budinadas e autoclástica. As laminares estão formadas por camadas subparalelas entre si, de dezenas de milímetros a dezenas de centímetros de espessura, freqüentemente interestratificados com calcários.

MURRAY (1964) simplifica as macroestruturas dos depósitos de gipso e anidrita como sendo de dois tipos básicos: estruturas laminares e estruturas nodulares. Os evaporitos laminares mostram contínuas laminações de espessuras milimétricas. Por outro lado, as estruturas nodulares podem ser desde nódulos isolados em uma matriz calcária até camadas de nódulos muito próximas, separadas entre si por delgadas camadas de calcários ou material clástico.

RICHTER-BERNBURG (1972) destaca que a estrutura mais freqüente nos depósitos evaporíticos (anidrita) da Formação Zechstein (Alemanha), é a estrutura

varvítica, que é um tipo de estrutura laminar formada por finas camadas interestratificadas de anidrita - halita ou anidrita – calcário. PERYT *et al.* (1993) e PERYT (2000) identificam estas estruturas nos depósitos de gipso e anidrita da Formação Werra superior (Zechstein) do oeste da Polônia e nos depósitos de anidrita badenianas (Mioceno médio) do sul da Polônia.

As estruturas *nodulares* foram descritas por MURRAY (1964), PERYT *et al.* (1993), TESTA e LUIGI 2000 e PERYT (2000).

Outras estruturas foram descritas por RILEY & BYRNE (1961), RICHTER-BERNBURG (1972) (brechas de anidrita e estruturas de crenulação), PERYT *et al.* (1993) (nodular-bandeada, nodular-fluidal, nodular intercalada com mosaico, gradada laminar, lenticular e brechas) e PERYT (2000) (brechas de anidrita, anidrita bandeada, anidrita cristalizada).

Quanto ao gipso, uma fácies muito citada na bibliografia é a chamada *selenita*. Ela foi reconhecida por OGNIBEN (1955) na Itália, MURRAY (1964) na Formação Castile (Texas) e por TESTA & LUIGI (2000) nas formações Radicondoli e Ripaiola (evaporitos messinianos da região da Toscana - Itália). O gipso selenita geralmente acontece em camadas volumosas, de poucos decímetros a vários metros de espessura. Normalmente apresenta cristais compridos em disposição vertical, perpendiculares à base da camada, formando agrupamentos em estruturas típica 'couve-flor' (Figura 4.9).

O topo de cada camada pode exibir estruturas de deformação atribuídas ao crescimento dos cristais por transformação de anidrita em gipso. Segundo PETTIJOHN (1980) a expansão resultante produz efeitos tais como o dobramento enterolítico das camadas delgadas de anidrita confinadas em outros estratos. Às vezes o dobramento localizado pode ocorrer sem muito efeito sobre os estratos vizinhos. Sob o microscópio petrográfico, os cristais de selenita mostram extinção óptica afiada e homogênea.

Figura 4.9. Aspecto dos cristais de gipso selenita formando a típica estrutura couve-flor (TESTA e LUIGI 2000)

Outra fácies muito comum é o *Gipso maciço e nodular microcristalino* (TESTA e LUIGI 2000). O termo “gipso microcristalino” descreve uma rocha de gipso composta de um agregado de microcristais de gipso. É mais bem conhecido como *gipso alabastrino*. Esta estrutura foi também descrita por OGNIBEN (1955) como uma rocha branca, de textura sacaroidal e com estruturas de expansão (“knotlike”) motivo pelo qual foi classificada como gipso secundário.

Segundo TESTA & LUIGI 2000, nas formações Radicondoli e Ripaiola o gipso microcristalino forma camadas de nódulos maciços de vários decímetros a vários metros de espessura. As camadas estão formadas por nódulos com disposição vertical e formas alongadas ou sub - esféricas. Esta característica foi reportada primeiro por BOSSIO *et al.* (1978) para uma camada de gipso, depois por TESTA (1996) na Formação Ripaiola. Em muitos casos o espaço de internodular está irregularmente cheio por fragmentos de dolomicrita. Sua laminação distorcida sugere que eles foram possivelmente apertados pelo crescimento dos cristais quando ainda não estavam litificados. Camadas indeformadas de dolomicrita geralmente aparecem intercaladas com as camadas de gipso.

4.4. Geologia Regional

Este item tem como propósito apresentar os principais aspectos geológicos e petrográficos das formações geológicas onde foram recolhidas as amostras de anidrita e gipsita estudadas nesta pesquisa, de modo a fornecer os elementos de análise pertinentes para entender o complexo comportamento geomecânico apresentado por estas rochas.

4.4.1 Gipsitas da Formação Santana (Cretáceo inferior), Chapada do Araripe, (Pernambuco/Ceará, Brasil)

A Bacia do Araripe é a bacia interior mais extensa do Nordeste brasileiro situada na divisa dos Estados do Ceará e Pernambuco no Brasil (Figura 4.10). É constituída por quatro seqüências estratigráficas distintas, limitadas por discordâncias (ASSINE 1992 e DNPM 1996). A seqüência Paleozóica (Siluriano - Devoniano) está constituída pela Formação Mauriti. A seqüência Juroneocomiana, composta pelas formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara foi a resposta sedimentar ao conjunto de graben e horst decorrentes da abertura Gonduanica do Oceano Atlântico.

A seqüência Aptiana - Albiana (Cretáceo Inferior), formada pelas Formações Barbalha e Santana, corresponde a um ciclo transgressivo-regressivo com ingressão marinha de curta duração responsável pelas extensas camadas de gipsita. Finalmente a seqüência Albiana - Cenomaniana correspondente aos sedimentos aluviais da Formação Exu que indicam a reativação tectônica epirogênica da região (ASSINE 1992 e DPNM 1996). A Figura 4.11 mostra o mapa geológico e uma seção transversal com a distribuição espacial das unidades citadas.

A *Formação Santana* está caracterizada na parte inferior por uma seção pelítica-carbonática própria de ambientes lacustres de baixa energia, com influxo terrígeno. Por sobre os calcários laminados, acham-se presentes evaporitos associados a folhelhos verdes e/ou pretos.

Evento Tectono Sedimentar	Sequência Tectono Sedimentar	Cronoestratigrafia					Litoestratigrafia					
		Era	Período	Andar		Grupo	Formação					
				Internacional	Local							
		Cenozoica ————— Quaternário					Aluviões					
								Coberturas				
								Arenosas				
								Areno-argil.				
Estágio	Sequência	Mesozoica	Cretáceo	Médio	Aptiano	Alagoano	Araripe	Exu				
Pós-rifte	Pós-rifte				Albiano			Arajara				
								Santana				
								Rch. Da Batateira				
Discordância Pré-Aptiana												
Estagio	Sequência	Mesozoica	Cretáceo	Inferior	Barremiano	Baiano	Vale do	Abaiara				
Rifte	Rifte				Neocomiano							
Estágio	Sequência				Jurássico			Superior	Maiam	Domjoaniano	Cariri	Missão Velha
Pré-rifte	Pré-rifte											Brejo Santo
Discordância Pré-Mesozoica												
Ciclo Gama	Sequência	Paleozoica	Devoniano					Mauriti				
	Gama		Siluriano									
Discordância Pré-Siluriana												
Embasamento Cristalino												

Figura 4.10. Mapa de localização e esquema estratigráfico - Chapada de Araripe (DNPM 1993)

Figura 4.11. Mapa Geológico da Chapada do Araripe (Pernambuco) (Modif. de Assine 1992)

Os evaporitos são interpretados como originários de ambientes costeiros (supramaré), sujeitos a variações relativas do nível do mar, em condições de clima árido a semiárido (ASSINE 1992). É importante destacar a grande complexidade faciológica deste intervalo devido às repetidas interações de processos subaéreos e subaquosos. Formam camadas lenticulares de 30 m de espessura máxima e apresenta-se na forma de sulfato de cálcio. Podem-se distinguir duas fácies principais: a) gipsita laminada primária com cristais colunares dispostos em paliçadas (palisades) (Figura 4.12a) gipsita secundária representadas pelas variedades alabastro, porfiroblástica (rosetas de gipso incolor) e nodular (Figura 4.12b) (ASSINE 1992). Variedades fibrosas são produtos de recristalização a partir de soluções ricas em sulfato de cálcio mobilizadas nos processos de diagênese.

Tanto a fácies laminada como a secundária foram amostradas e ensaiadas chamando-as de agora em mais GIPSITA BANDADA e GIPSITA NODULAR respectivamente.

Figura 4.12. Gipsita bandeada (a) e gipsita nodular (b). Chapada de Araripe (PE)

4.4.2. Anidrita do Membro Ibura, Formação Muribeca (Cretáceo Superior), Bacia Taquari – Vassouras (Sergipe - Brasil)

A seqüência evaporítica de idade cretácea localizada no Estado de Sergipe (Figura 4.13) tem sua origem, como as outras bacias irmãs do litoral atlântico, na abertura do oceano Atlântico no Jurássico inferior.

Várias sub-bacias estão presentes na região mas só se faz menção à sub-bacia Taquari – Vassouras por ser ela onde foram recolhidas as amostras de anidrita utilizadas na pesquisa.

Figura 4.13. Mapa de localização da Bacia de Taquari – Vassouras (SE)

A seqüência litoestratigráfica da Bacia de Sergipe se apóia num embasamento ígneo – metamórfico de idade Pré-cambriana e Eopaleozóica (MARQUES DE CERQUEIRA *et al.*, 1997). Brevemente, a história deposicional começa com sedimentos permo-carboníferos em ambiente continental intracratônico. Posteriormente, registram-se sedimentos Jurássicos correspondentes à fase chamada de pré-rift precursora da abertura do Atlântico Sul. A fase de rift ou de ruptura crustal do Gondwana durante o Cretáceo Inferior, foi caracterizada por uma tectônica extensional com formação de estruturas típicas em horst e graben e responsável pela deposição de

sedimentos deltáico – lacustrinos. O erguimento da porção ocidental da bacia deu origem a um processo erosivo intenso de idade pré-aptiana.

Paralelamente a este processo erosivo nos altos estruturais localizados na atual Sergipe, as áreas baixas (Alagoas) recebiam uma carga sedimentar importante de tipo terrígena que se intercalava com os primeiros pacotes evaporíticos, registros das primeiras incursões marinhas. Posteriormente a este ciclo erosivo estendia-se por quase toda a bacia uma transgressão marinha que propiciou a deposição da sequência evaporítica do Membro Ibura da Formação Muribeca (Figura 4.14).

Figura 4.14. Coluna estratigráfica das Formações Cretáceas da Sub – Bacia de Taquari Vassouras (MARQUES DE CERQUEIRA *et al.*, 1997)

Nesta época, as condições de restrição imperantes na Bacia de Sergipe junto com subsidências localizadas e contínuas, formaram uma série de sub-bacias como as de Taquari-Vassouras e Santa Rosa de Lima. Finalizada a fase de deposição de evaporitos tipo halita, carnallita e silvinita (ciclos I a VI), a bacia começa a apresentar sedimentação terrígena competindo com os evaporitos, desta vez principalmente de tipo anidrita (ciclos VII a IX). No Albiano se estabeleceram condições de oceano aberto abandonando-se as condições de restrição do proto-oceano Atlântico Sul. A partir do

Campaniano e até o Mioceno, foram depositados sedimentos típicos de margem continental, isto é sedimentação costeira (fácies de borda alta, fácies de talude e de plataforma rasa) arenitos, folhelhos, siltitos e calcários respectivamente. Discordantemente aos sedimentos antigos dispõem-se os depósitos pliocênicos e quaternários.

A seqüência sedimentar foi afetada por tectonismo exclusivamente extensional (falhas normais), e por estruturas halocinéticas devido ao fluxo dos depósitos salinos infrajacentes.

As camadas de anidrita presentes nesta bacia constituam parte da Formação Muribeca, Membros Ibura e Oiteirinhos (Figura 4.14). Estas camadas foram depositadas durante os ciclos evaporíticos VII a IX do Membro Ibura (Marcos 36 a 39) em ambiente lacustre semifechado e de planície costeira e no ambiente lacustre aberto do membro Oiteirinhos (Marcos 41 e 42).

As amostras utilizadas na pesquisa correspondem ao marco 39 e consistem de anidrita nodular com matriz carbonática como mostrado na Figura 4.15. As amostras, fornecidas pela empresa PETROBRAS correspondem ao poço 9-GTP-48-SE perfurado no local onde posteriormente foi desenvolvida a Mina de cloreto de potássio Taquari – Vassouras.

Figura 4.15. Amostras de anidrita do marco 39, Formação Muribeca, Bacia de Taquari – Vassouras (SE).

4.4.3. Anidrita e Gipsita da Formação Auquilco (Jurássico inferior), Los Molles/Las Leñas (Mendoza - Argentina)

A Formação Auquilco, de idade Jurássica Inferior, está constituída basicamente por rochas evaporíticas de anidrita e gipso. Esta unidade geológica está distribuída ao

longo do setor central da Cordilheira dos Andes (Argentina-Chile) nas Províncias argentinas de San Juan, Mendoza e Neuquén, formando parte das chamada Cordilheira Principal. Estas rochas foram fator essencial no desenvolvimento dos grandes cavalgamentos terciários, devido a suas propriedades reológicas viscoplásticas em escala das deformações geológicas. A cordilheira andina constitui junto com os Alpes e os Himalaias, uma das estruturas tectônicas mais dinâmicas e complexas da Terra. Estruturada tal como a vemos hoje, a partir do Terciário, ela apresenta variadas formações geológicas de origem sedimentar e ígneo-intrusivas e volcânicas. A estratigrafia e estruturas regionais da área de amostragem podem ser observadas no mapa e perfil das Figuras 4.16 e 4.17.

Figura 4.16. Imagem de satélite mostrando os principais afloramentos da Fm Auquilco e a localização dos locais de amostragem. Perfil esquemático direção leste – oeste obtido de Davidson e Vicente (1973). Em preto Fm. Auquilco.

Figura 4.17. Coluna Estratigráfica simplificada dos sedimentos Mesozóicos da Cordilheira Andina

A Formação Auquilco foi descrita pela primeira vez por SCHILLER (1912) no perfil de Puente del Inca (Mendoza) que a chamou “yeso principal”, atribuindo-lhe idade Oxfordiano - Kimmeridgiano. Posteriormente WEAVER (1931) a denominou Formação Auquinco, sendo finalmente modificada a Formação Auquilco por GROEBER (1946).

Os depósitos evaporíticos desta formação correspondem a um ambiente marinho hipersalgado até supracotidal relacionado a uma fase póstuma de sedimentação, durante um período de restrição do meio marinho mas sem perda de comunicação com o mar aberto (GULISANO *et al.*, 1984 *apud* LO FORTE 1996). O limite inferior desta unidade é paraconcordante com a Formação La Manga e o limite superior estaria conformado pela discordância intramálmica (fase diatrófica Araucana) que a põe em contato com a Formação Tordillo. O conteúdo fossilífero da Formação La Manga indica idade Oxfordiano tardio enquanto que discordância intramálmica produz hiatos variáveis entre o Oxfordiano médio a tardio e o Kimmeridgiano prematuro. Desta forma a idade da Formação Auquilco ficaria restrita ao período Oxfordiano tardio a Kimmeridgiano prematuro (LO FORTE 1996).

Está composta por anidrita laminar e estratificada, anidrita nodular a mosaico-nodular e em forma subordinada por camadas de sedimentos clásticos vermelhos e por camadas de calcários micríticos (LO FORTE 1996). A intensa deformação tectônica que sofreram as rochas desta unidade dificulta bastante tanto a definição das litofácies que a

compõem como as relações espaciais. Em sentido amplo podem ser definidas três litofácies (LO FORTE 1996):

a) Litofácies 1: Anidrita laminar e estratificada: camadas finas a médias, de geometria tabular a irregular de grande continuidade lateral e vertical, compostas por anidrita esbranquiçada de aspecto sacaróide por intemperismo (TOULEMONT 1980 *apud* LO FORTE 1996). Internamente as camadas apresentam laminação paralela mediana a fina. Às vezes alterna com finas camadas de calcários micríticos suavemente crenulados.

b) Litofácies 2: Anidrita nodular e clásticos vermelhos: composta por camadas de anidrita nodular a mosaico-nodular que alternam com camadas de pelitos e arenitos vermelhos. As camadas de anidrita são tabulares a irregulares, finas a médias, com contatos definidos e planos. Internamente apresentam textura laminar, marcada pela presença de lâminas de carbonatos de cor cinza escuro, às vezes mascarada por texturas nodulares a mosaico-nodular.

c) Litofácies 3: Calcários micríticos: localizada no tramo médio da sequência estratigráfica. Composta por argilitos maciços e por *bindstones* algais, de cores cinza escuro ou preto. Possuem grande continuidade lateral na bacia.

Para a realização deste estudo, foram retiradas amostras de forma a representar as principais litofácies definidas em parágrafos anteriores. Assim foram definidos três grupos de amostras: a) anidrita nodular; b) gipsita massiva alabastrina; c) gipsita laminar; d) gipsita maciça (Figura 4.18).

Figura 4.18. Variedades de anidrita e gipsita da Formação Auquilco (Jurássico Superior) Cordilheira Principal, Mendoza, Argentina

As amostras de anidrita nodular e gipsita maciça correspondem a testemunhos de sondagem diâmetro NX (46 mm) da sondagem SE-AC-001 realizado no local denominado Arroyo Colorado, Província de Mendoza (Argentina).

As amostras de gipsita alabastro foram colhidas de uma pedreira no local denominado Los Molles (Mendoza – Argentina) e as amostras de gipsita laminar foram obtidas em forma de blocos do interior de uma caverna cárstica no local denominado Valle Hermoso (Mendoza – Argentina).

4.4.4. Análise Petrográfica

A análise petrográfica foi realizada através da inspeção de lâminas delgadas, com auxílio de um microscópio de luz transmitida.

Os objetivos desta análise foram:

- Determinar a mineralogia principal e acessória;
- Definir a textura cristalina quanto à forma, tamanho e arranjos dos grãos;
- Identificar e quantificar as feições de deformação dúcteis e rúpteis (microfissuras).

Os resultados desta análise são apresentados na Tabela 4.2 onde foram sintetizados os parâmetros petrográficos considerados relevantes.

Para a caracterização da estrutura macroscópica das rochas, foi utilizada a classificação estrutural proposta por MAIKLEM *et al.* (1969) que relaciona a forma e a relação espacial das massas de anidrita dentro da rocha. Os tipos são definidos e classificados com base em quatro parâmetros:

a) Forma externa: duas categorias: *com forma cristalina* (crystal – shaped) onde a forma externa da anidrita é definida por faces cristalinas ou *sem forma cristalina* (non crystal shaped) onde a forma externa das massas de anidrita é irregular e não podem ser reconhecidas formas cristalinas originais;

b) Relação Matriz - Anidrita: As anidritas com formas cristalinas são normalmente completamente separadas da matriz, enquanto que para o tipo sem forma cristalina distinguem-se 3 categorias: massas de anidrita completamente separadas da matriz; parcialmente separadas e aquelas sem matriz;

c) Acamamento: podem apresentar acamamento ou ser maciças. Para os casos das rochas com acamamento utiliza-se a classificação de CAMPBELL (1967) que distingue entre acamamento paralelo e não paralelo, contínuo ou descontínuo, plano, ondulado ou curvado.

TABELA 4.2 - ANALISE PETROGRÁFICA

Rocha	Estrutura	Mineralogia					Tamanho dos Grãos					Textura
		Anidrita %Vol.	Gipso %Vol.	Carbonatos %Vol.	Acessórios %Vol.	%	Matriz Equidimensional L médio (mm)	I médio (mm)	%	Matriz Prismática (C/L>1.25) L médio (mm)	I médio (mm)	
Gipsita Alabastro	Maciça	0	73	25	2	17	0.062	0.056	83	0.1	0.046	Prismática mosaico
Gipsita Laminar	Foliada	0.5	71	22.5	5.5	20-40	<0.05	-	60-80	0,1-0,2	0,05-01	Prismática Alineada
Gipsita Maciça	Maciça	0	93	8	1	74	0.06	-	-	-	-	equigranular Levem. Porfírica
						17	0.12					
						9	0.21					
Gipsita Bandeada	bandeada	2	95	3	0	-	-	-	62	0.67	0.46	Prismática
									38	0.11	0.06	
Gipsita Nodular	Nodular	5	85 a 90	5 a 10	1	43	0,032 a 0,037	0.035	57	0,25 - 0,75	0,09 - 0,14	Prismática
Anidrita Auquilco	Distorted bedded mosaic a distorted mosaic	68 (62 - 74)	19 (8,1 - 29)	10 (8,3 - 20)	3 (2 - 7)	17	0.075	0.071	82	0.169	0.055	Prismática alineada Clivagem crenulação grão fino
Anidrita Muribeca	Mosaic, Nodular e Massive	75 (55 - 88)	0	25 (12 - 45)	0	-	-	-	100	0.042 (0,023-0,077)	0.027 (0,0067 - 0,1)	Prismática alineada grão fino

d) Distorção: distinguem-se duas categorias: distorcidas e não distorcidas. A distorção pode ser o resultado da conversão anidrita-gipso, compactação diferencial, dissolução e outros processos diagenéticos e a processos tectônicos.

As fábricas cristalinas das anidritas e por extensão das gipsitas, foram descritas e classificadas seguindo a proposta de ORTI CABO e ROSELL ORTIZ (1981). Os autores sugerem que as microestruturas que apresentam as anidritas tanto nas litofácies laminadas como nas litofácies nodulares, mostram o predomínio de dois tipos de hábito (Figura 26) texturas equidimensionais, correspondentes a cristais quadrado-rectangulares e texturas alongadas, correspondentes a cristais ou fragmentos cristalinos tabulares que ao microscópio dão texturas prismático – alongadas.

4.4.4.1. Gipsita Alabastro (GA)

A gipsita alabastro é uma rocha formada quase integralmente de gipso (73%), de cor branca, consistência mole, com finas camadas corrugadas de carbonato milimetricamente espaçadas, sem forma cristalina, sem matriz e estrutura maciça (Figura 4.19).

Figura 4.19. Microfotografias de gipsita alabastro mostrando as camadas corrugadas de carbonatos e a matriz de gipso em cristais prismáticos. Nícoles paralelos (a,c) e nícoles cruzados (b,d)

Na Figura 4.19 observam-se as camadas dobradas de carbonato imersas numa matriz equigranular de cristais prismáticos de gipso. As camadas de carbonato são estruturas primárias que não exercem influência apreciável nas propriedades geomecânicas da rocha. Não se observam feições deformacionais claras com exceção de fraturas intracristalinas seguindo a clivagem do gipso.

4.4.4.2. Gipsita laminar (GL)

A gipsita laminar está formada principalmente por gipso, cor cinza claro a escuro, estrutura foliada segundo planos paralelos ondulados e parcialmente distorcidos (wavy parallel), de espessura variável entre alguns milímetros e dezenas de milímetros, sem forma cristalina, sem matriz, estrutura foliada (Figura 4.18).

Texturalmente esta rocha apresenta uma marcada foliação penetrativa como pode observar-se na Figura 4.20 formada por cristais aciculares de gipso com carbonatos e argilominerais como acessórios. A foliação é provavelmente devida à tectônica halocínética dos corpos de evaporitos andinos. São frequentes também as cavidades de dissolução produto da remoção de sulfatos e carbonatos por ação da água subterrânea. Tanto a foliação como as cavidades influenciam as propriedades geomecânicas desta rocha. Assim é de esperar anisotropia das propriedades resistentes e de deformação, redução da resistência e aumento da deformabilidade.

Figura 4.20. Fotografia mostrando a textura foliada com cristais prismáticos e aciculares de gipso do domínio C – GIPSITA LAMINAR GL4-3 (luz transmitida e nicoles paralelos)

Distinguiram-se quatro domínios texturais:

1. *Domínio A*: formado por agregados equigranulares de gipso, de grão fino, gipso com extinção ondulante e abundante dolomita disseminada;
2. *Domínio B*: agregado policristalino de gipso prismático e orientados segundo a foliação. Extinção ondulante e bordas ameboidais;
3. *Domínio C*: faixa de cisalhamento, com gipso defumado, aplainado e alongado, nódulos de carbonatos pré-tectônicos e localmente observam-se vazios. 1 mm de espessura. Associada a massa indiferenciada de sulfetos e argilominerais;
4. *Domínio D*: cristais de gipso equigranulares com bordas curvas ameboidais, possivelmente devido a processos de recristalização pós ou pré-tectônico.

A matriz equigranular representa entre 20 a 40% e o tamanho dos cristais é $<50\mu\text{m}$ (domínio B) e $100\mu\text{m}$ a $200\mu\text{m}$ (domínio D). A matriz prismática representa entre 60 e 80% e o tamanho dos cristais $L_m = 100\mu\text{m} - 200\mu\text{m}$ e $l_m = 50\mu\text{m} - 100\mu\text{m}$.

4.4.4.3. Gipsita Maciça (MSG)

Rocha formada por gipso (93%), cor branca amarelada, moderadamente resistente, estrutura maciça, sem forma cristalina, sem matriz e não distorcida (Figura 4.21a).

Figura 4.21. a) Aspecto macroscópico b) microfotografia mostrando um veio de gipso de grão maior e a matriz de textura equigranular levemente porfírica – Amostra MS3 (luz transmitida e nicols cruzados)

Nesta rocha predomina o mineral gipso (93%) com carbonatos (dolomita?) como acessórios (8%). A textura é equigranular levemente porfírica e a avaliação estatística

mostra que 74% dos cristais tem comprimento médio de $60\mu\text{m}$, 17% apresenta $L_m = 120\mu\text{m}$ e 9% com $L_m = 210\mu\text{m}$.

4.4.4.4. *Gipsita Bandeada (GIPARBA)*

Esta variedade de gipsita apresenta cor bege amarelo, moderadamente resistente, estrutura bandeada com alternâncias de camadas de gipso de grão fino e camadas de grão grosso de espessuras milimétricas, sem matriz e camadas ligeiramente onduladas (Figura 36a). Do ponto de vista mineralógico predomina o mineral gipso (95%), 3% de carbonatos indiferenciados e 2% de anidrita como inclusões nos cristais de gipso. As camadas de grão grosso representam 62% da rocha e as de grão fino representam 38% (Figura 46). No interior de cada camada a textura é equigranular com desenvolvimento de cristais prismáticos. 62% dos cristais tem comprimento médio maior (L_m) de $670\mu\text{m}$ e comprimento menor médio (l_m) de $460\mu\text{m}$ e 38% dos cristais apresenta $L_m = 110\mu\text{m}$ e $l_m = 60\mu\text{m}$ (Figura 4.22).

Figura 4.22. Estrutura bandeada com alternância de camadas de gipsita de grão fino e grão grosso. Frequentes inclusões de anidrita nos cristais maiores. GIPLAAR-1. Nícoles cruzados.

4.4.4.5. *Gipsita Nodular (GIPARNO)*

Rocha formada por nódulos elipsoidais de gipso de grão fino e cor branco amarelado, imersos numa matriz cristalina de gipso possivelmente secundário de cor amarelado e tamanho de grão maior; moderadamente resistente (Figura 4.16b). A composição mineralógica é 85-90% de gipso, 5 -10% de carbonatos, 5% de anidrita e 1% de quartzo (Figura 4.23).

Figura 4.23. Gipsita nodular mostrando os nódulos (agregados de grão fino) e o gipso secundário rodeando os nódulos de grão grosso – GIPARMA 2b (luz transmitida e nicoles cruzados).

A estrutura é nodular, textura equigranular de grão fino nos nódulos e equigranular, prismática de grão grosso na matriz. Cinquenta e sete % dos cristais (fração grossa) apresentam L_m variável entre 250 – 750 μm e $l_m = 90 - 140 \mu m$; 43% dos cristais (fração fina equidimensional) apresenta $L_m = 32 - 37 \mu m$ (Figura 4.23).

4.4.4.6. Anidrita Auquilco (MS)

A anidrita auquilco é uma rocha formada basicamente por anidrita, matriz carbonática, cor cinza escuro azulado, resistente, sem forma cristalina, escassa matriz, com acamamento incipiente a nulo e distorcida. A estrutura segundo a classificação de MAIKLEM *et al.* (1969) é mosaico acamado distorsido (*distorted bedded mosaic*) ou mosaico distorsido (*distorted mosaic*).

A rocha apresenta 68 a 71% de anidrita, 17 a 19% de gipso, 10% de carbonatos (dolomita e calcita) e 3 a 4% de minerais acessórios (alunita, sulfetos, polihalita). A textura é prismática alineada com clivagem de crenulação (Figura 4.24 a,b) e consiste de 16% de matriz equigranular afanítica, 80% de matriz prismática e 4% de porfiroblastos. O tamanho de grão está distribuído em: matriz equigranular: $L_m = 75 \mu m$ e $l_m = 71 \mu m$; matriz prismática: $L_m = 169 \mu m$ e $l_m = 55 \mu m$ e porfiroblastos: $L_m = 206 \mu m$ e $l_m = 123 \mu m$

Figura 4.24 Microfotografia mostrando a textura prismática alineada com clivagem de crenulação (S2) afetando a foliação primária (S1) – MS14 e MS7 (luz transmitida e nicoles cruzados)

Acredita-se que a clivagem de crenulação é a resposta dúctil do material durante as fases de tectônica orogênica dos Andes. Cabe esclarecer que esta anidrita foi localizada no interior de uma importante estrutura de empurrão de direção N-S e mergulho para oeste.

4.4.4.7. Anidrita Muribeca (TV)

Rocha formada essencialmente por anidrita de cor cinza esbranquiçado, matriz carbonática e argilosa de cor escura, sem forma cristalina, matriz em proporção variável, estrutura mosaic, nodular e massive (Figura 4.15).

Do ponto de vista microscópico esta rocha apresenta em média 65% de anidrita, 35% de matriz carbonática (dolomita), sulfetos, argilominerais e provavelmente halita. A estrutura é principalmente nodular ainda que também se apresente com estruturas maciças. A textura é equigranular com cristais prismáticos cuja relação comprimento (Lm) – largura (lm) de 4/1 variando de 23µm a 77µm no eixo maior e de 6.7µm a 11µm no eixo menor. A Figura 4.25 mostra as duas texturas predominantes isto é a nodular (a) e a maciça (b).

No interior dos nódulos a anidrita apresenta a clássica textura em crista de galo (chickenwire felty anhydrite) correspondente à substituição secundária do gipso primário durante a diagênese do sedimento. A matriz dos nódulos está formada por uma massa marrom escura de dolomita, argilominerais e provavelmente halita (Figura 4.25a). A estrutura de fluxo tanto no interior dos nódulos como na matriz é atribuída a pressões extrusivas durante a transformação do gipso em anidrita (CAROZZI 1993). A Figura 4.25b apresenta um agregado microcristalino de anidrita na clássica textura pilha

de tijolos (pile-of-brick) com abundantes cristais rômnicos de dolomita. A presença de dolomita é atribuída à dolomitização da calcita (CAROZZI 1993).

Figura 4.25. Microfotografias mostrando as duas texturas predominantes a) nodular (amostra TV2) b) maciça (amostra TV5) (luz transmitida e nicoles cruzados).

Outro aspecto relevante na análise petrográfica e de grande importância para a pesquisa é o estudo das feições deformacionais dúcteis e rúpteis. Um dos objetivos desta pesquisa é correlacionar o fenômeno da fluência com os mecanismos físicos de deformação em nível intra e intergranular. A premissa desta hipótese é que as diferentes fases da fluência, isto é, fluência primária, secundária e terciária respondam a mecanismos de deformação cristalina que os caracterizam. A idéia foi então capturar esses mecanismos através do exame de lâminas delgadas de corpos de prova já ensaiados. Esta tarefa seria muito fácil de constatar se os cristais da rocha não apresentaram feições de deformação geológicas, isto é, que as fases de deformação tectônicas não houvessem deixado “marcas” neles. Lamentavelmente as rochas escolhidas para esta pesquisa apresentam diversos tipos de feições de deformação e para não confundir quais são de origem geológica com aquelas produzidas durante os ensaios de fluência, procedeu-se a um inventário cuidadoso de todas as feições geológicas examinando as lâminas delgadas da rocha antes dela ser submetida a ensaios. Desta forma é possível estabelecer um nível de referência para poder diferenciar as feições no momento da comparação.

Na GIPSITA ALABASTRO só foi observado incipiente *microfraturamento* a nível intergranular. Os cristais não apresentam feições de deformação no seu interior. Esta rocha está pouco deformada e constitui um excelente material para detectar feições decorrentes da fase experimental.

A GIPSITA LAMINAR é um material com uma forte e penetrativa *foliação*, possivelmente paralela aos planos de acamamento sedimentares. Este fato indica que a deformação sofrida pela rocha deve ter sido intensa e as feições microscópicas numerosas. Já a nível macroscópico é possível observar feições de deformação tanto na condição dúctil como rúptil como, por exemplo, dobras, “boudins”, nódulos de gipsita achatados, trincas de tração preenchidas por gipso secundário, etc..

A nível microscópico pode-se observar um domínio caracterizado por uma fábrica fortemente alinhada (reorientada) e anastomosada, formada por agregados aciculares de gipso, carbonatos e argilominerais que separa domínios com formas alongadas e elípticas de agregados policristalinos normalmente equigranulares e de mineralogia semelhante.

Dentre as feições intracristalinas mais importantes podem-se citar: a) *extinção ondulante* em cristais aciculares de gipso (deslizamentos intracristalinos), b) cristais de gipso com *extinção ondulante e formas ameboidais* (deslizamentos intracristalinos provavelmente superpostos a mecanismos de difusão – recristalização) e c) *porfiroblastos postectónicos*.

Na GIPSITA MACIÇA foi observada *extinção ondulante e formas ameboidais* nos cristais de gipso de tamanho de grão maior. Localmente foram detectados cristais de gipso com a *clivagem curvada*.

Na ANIDRITA AUQUILCO foi possível observar numerosas feições deformacionais correspondentes a fases de deformação dúcteis. A mais conspícua feição é a *clivagem de crenulação* (S_2) (Figura 4.24) que afeta uma foliação S_1 que pode ou não corresponder a os planos de acamamento (S_0). Essa clivagem de geometria anastomosada e gradacional apresenta um espaçamento de 10 a 5 mm.

Outras feições de deformação encontradas nas anidritas são arcos poligonais, maclas de deformação (Figura 4.26a) e deslizamentos intracristalinos (*extinção ondulante*) (Figura 4.26b)

A GIPSITA BANDEADA apresenta basicamente microfissuramento a nível intergranular e intragranular paralelo à clivagem principal dos cristais de gipso (Figura 51a). Apresenta incipiente extinção ondulante nos cristais de gipso das camadas de grão grosso. Na GIPSITA NODULAR o microfissuramento é muito mais intenso que nas amostras de gipsita bandeadas (Figura 4.27b). As microfissuras apresentam preenchimento que não foi possível reconhecer.

Figura 4.26. Microfotografias. a) Maclas de deformação em cristais de anidrita - amostra MS13. b) Cristal de gipso com extinção ondulante produto de deslizamentos intracristalinos - amostra MS13.

Figura 4.27. Microfotografia mostrando microfissuramento inter e intracristalino em amostra de gipsita bandeada (GIPARBA-1)

Figura 4.28. Microfotografia mostrando o microfissuramento em amostra de gipsita nodular (GIPARNO-1)

4.4.5. Difração de Raios-X

A difração de raios-X foi utilizada para complementar a análise petrográfica na identificação das espécies minerais. Foi utilizada a técnica de difratometria de pó na qual a amostra é previamente pulverizada. O difratômetro dispersa os raios-X monocromáticos por difração destes planos com espaçamentos diferentes. O sistema se completa com detectores que medem a intensidade dos picos de difração.

A seqüência de picos é representada num gráfico denominado difractograma, que apresenta o ângulo 2θ nas abscissas e a intensidade dos picos nas ordenadas. De posse do valor de 2θ para cada um dos picos mais importantes, calcula-se o valor de d .

Os parâmetros cristalográficos para identificar os minerais sulfáticos e os minerais acessórios foram obtidos das tabelas de BRINDLEY & BROWN (1980). Os difractogramas típicos de gipsita e anidritas são apresentados nas Figuras 4.29 e 4.30.

Figura 4.29. Difractograma típico de gipsita

Figura 4.30. Diffractograma típico de anidrita

Os resultados da análise semiquantitativa das espécies minerais são apresentados na Tabela 4.3. Comparando os resultados obtidos na análise petrográfica com os apresentados na Tabela 4.3, pode-se concluir que nas gipsitas (tipo alabastro, laminar, maciça, bandada e nodular) o gipso aparece como o mineral principal (77,9 a 94,5%) e os carbonatos, argilominerais, sulfetos, sulfatos e fosfatos como minerais acessórios (5,5 a 22,1%).

No caso das rochas de anidrita, as duas técnicas mostram que o mineral anidrita é o principal (média de 86%), mas diferem substancialmente sobre o conteúdo de gipso e de carbonatos, muito significativos nas lâminas delgadas e escassamente representativos nas determinações por raios-X.

TABELA 4.3. Especies minerais encontradas por difração de raios-X

Rocha	Amostra	anidrita	bassanita	gipso	carbonatos	argilomineral	sulfetos	sulfatos	fosfatos	cloretos	quartzo	fluoretos
Gipsita Alabastro	MBG3	0	0.6	94.5	2.9	0	0	0	0	0	0	0
	MBg4	0	0	77.9	0.9	9.6	1.3	5.5	2.8	0	0	0
	média	0.0	0.3	86.2	1.9	4.8	0.6	2.7	1.4	0.0	0.0	0.0
Gipsita Laminar	MB4b	0	0	80.3	6.9	6.7	0	1.7	1.3	0	2.2	0
	MB4a	3.6	0	84.8	5.1	4.7	0	1.0	0	0	0.0	0
	MB3	2.5	0.6	79.2	8.8	5.5	0	1.0	0	0	0.0	0
	média	2.0	0.2	81.4	7.0	5.6	0.0	1.2	0.4	0.0	0.7	0.0
Gipsita maciça	MS1	1.1	0.9	88.5	3.4	1.5	1.4	0	1.0	0	0	0
	MS2	0.6	3.4	92.1	2.2	0.4	0	0	0.3	0	0	0
	MS3	2.1	0	92.0	3.5	1.0	0	0	0.5	0	0	0
	MS4	0.5	1.9	89.7	2.6	1.4	0	2.5	1.0	0	0.4	0
	media	1.1	1.5	90.6	2.9	1.1	0.4	0.6	0.7	0.0	0.1	0.0
Anidrita	MS5	89.7	3.8	0	2.4	1.4	2.8	0	0	0	0	0
	MS6	70.8	1.2	0	14.2	7.8	3.5	1.7	0	0	0.8	0
	MS8	98.6	0	0	1.4	0	0	0	0	0	0	0
	MS9	91.9	1.3	0.3	4.5	0	1.0	0.7	0.3	0	0	0
	MS10	75.4	1.3	2.4	3.8	7.3	1.5	5.2	0	1.6	0	0
	MS11	91.2	1.6	0.0	4.8	0	0.5	1.2	0.3	0	0	0
	MS12	92.1	0	2.3	4.0	0	0.0	0.5	0.6	0	0	0
	MS13	87.9	2.0	0.4	1.9	2.4	0.5	0.7	0.4	0.4	0	1.3
	MS14	93.6	1.5	1.7	1.8	0	0.7	0.7	0	0	0	0
	MS16	57.6	1.3	2.0	8.2	4.1	1.6	13.8	6.2	0	4.2	0
	MS17	95.5	0.5	0.8	0	0.8	0	0.5	0	0	0	0
	media	85.8	1.3	0.9	4.3	2.2	1.1	2.3	0.7	0.2	0.5	0.1

CAPÍTULO V

Propriedades índice e geomecânicas

Há uma íntima dependência entre as propriedades índice e as propriedades de resistência e deformação das rochas sejam estas de curto ou de longo prazo. Desde que as rochas são sistemas de três fases constituídas por um mosaico de minerais e espaços vazios (poros e microfissuras preenchidos ou não com água) e que entre eles existem relações de contato de maior ou menor coesão, entende-se porque propriedades como densidade, teor de umidade, grau de saturação, porosidade absoluta e efetiva, dureza dos minerais, tamanho de grão, microfissuras, mineralogia etc., podem influir na resistência e na deformabilidade das rochas e dos maciços rochosos.

Diversos autores estudaram esta dependência propondo equações de correlação funcionais que procuram às vezes explicar um determinado comportamento e outras estimar um parâmetro, como por exemplo a resistência à compressão simples, através do índice de carga puntiforme, de mais fácil obtenção e mais barato.

Este capítulo versará sobre as propriedades geomecânicas das rochas sulfáticas integrando os resultados experimentais obtidos nesta pesquisa com os encontrados por outros autores consultados na revisão bibliográfica. Acredita-se que esta síntese será de grande utilidade em projetos de engenharia.

O capítulo consta de duas partes, sendo a primeira sobre propriedades índice e a segunda sobre as propriedades de resistência e deformação a curto prazo.

5.1. *Propriedades Índice*

As rochas, como os solos, são materiais constituídos por três fases: uma fase sólida (minerais), uma fase líquida (água, petróleo, etc..) e outra gasosa (ar, gás natural, etc.). As relações entre estas fases dependem basicamente dos processos de formação e evolução das rochas e podem ser expressas de várias maneiras.

A *porosidade* quantifica a relação entre os vazios e a estrutura sólida das rochas. A *densidade* e a *gravidade específica* fornecem informação útil com relação à mineralogia. A *velocidade sônica* permite estimar o grau de microfissuramento da rocha e condições de deformabilidade. O *índice de dureza Schmidt* e o *índice de Carga Puntiforme* permitem fazer estimativas bastante confiáveis sobre a resistência e módulo de deformabilidade das rochas.

Estas e outras propriedades que podem ser facilmente medidas em laboratório, que dependem da história geológica e que auxiliam na classificação geotécnica dos materiais rochosos, recebem o nome de PROPRIEDADES ÍNDICE. As propriedades índice ajudam a caracterizar as variadas estruturas, texturas e componentes e associações mineralógicas presentes nas rochas. De fácil obtenção, estes índices servem para explicar certos comportamentos geomecânicos e são importantes em algumas aplicações (GOODMAN 1980).

5.1.1. *Massa Específica e Gravidade Específica*

A *Massa Específica* (ρ) define-se como a razão entre a massa (M) e o volume do corpo (V):

$$\rho = \frac{M}{V} \quad (5.1)$$

A *Gravidade específica* (G) de um sólido é a razão entre a sua massa específica e a massa específica da água:

$$G = \frac{\rho}{\rho_w} \quad (5.2)$$

onde: ρ = massa específica (kg/m³)
 ρ_w = massa específica da água (kg/m³)

5.1.1.1. Trabalhos Anteriores

Nas Tabelas 5.1, 5.2, 5.3 e 5.4 apresentam-se os resultados compilados na literatura sobre gravidade específica e massa específica das rochas de anidrita e gipso. A gravidade específica das rochas de anidrita e gipso apresenta baixa dispersão e valores médios em torno de $2,91 \pm 0,03$ e $2,35 \pm 0,08$ respectivamente (Tabelas 5.1 e 5.2). A massa específica de ambas as rochas mostram valores médios de $2,86 \text{ g/cm}^3$ (2,36 % CV) para a anidrita (Tabela 5.3) e de $2,25 \text{ g/cm}^3$ (5,36% de Coeficiente de Variação) para as gipsitas (Tabela 5.4).

5.1.1.2. Resultados Experimentais

A massa específica seca das rochas estudadas foi obtida seguindo o método sugerido pelo ISRM (1977a). A gravidade específica foi obtida a partir da massa específica dos sólidos determinada nos ensaios de porosimetria de mercúrio e complementarmente utilizando a técnica do Frasco de Chapman. A massa específica dos sólidos pode ser transformada em gravidade específica dividindo-a pela massa específica da água.

A Tabela 5.5 apresenta o valor médio, o desvio padrão e o coeficiente de variação (CV) da massa específica e gravidade específica das sete rochas estudadas. Observa-se que os valores médios da gravidade específica das anidritas e das gipsitas são muito semelhantes às gravidades específicas dos minerais gipso (2,3) e anidrita (2,9-3,0) ratificando a composição mineralógica das mesmas. Considerando a composição mineralógica das rochas analisadas, pode-se observar que as gipsitas são rochas muito puras com exceção da gipsita laminar dos blocos 1 e 2 que apresentam abundante anidrita (35%) e carbonato (9%). O mesmo acontece com a massa específica dos dois tipos de rocha. Os coeficientes de variação são muito baixos (0,45 a 5,6%) o que indica uma baixa variabilidade deste parâmetro nas rochas estudadas. A diferença pode-se dever a variações na composição mineralógica ou na porosidade como acontece com as gipsitas alabastro e laminar. Para o caso das anidritas, apesar de a composição mineralógica ser muito variável (teor de anidrita flutua entre 57,6 e 98,6%), a massa específica média permanece relativamente constante ($2,92 \text{ g/cm}^3$) e o coeficiente de variação menor que 1%. Finalmente cabe mencionar a grande consistência entre os valores experimentais obtidos com os reportados na literatura.

Tabela 5.1 - Gravidade Específica da Anidrita

Fonte	Unidade Litológica	Idade	Valor Médio	Mínimo	Maximo	Observações
Bell (1981)	Anidrita Whitehaven (Inglaterra)	Permiano	2.89	2.84	2.93	
Zanbak e Arthur (1986)	Geral	-	2.93	-	-	
Carmichael (1989)	Geral	-	2.95	2.90	3.00	
Bell (1994)	Anidrita Sandwich (Inglaterra)	Permo - Triasico	2.89	2.84	2.93	
	Anidrita Newbiggin (Inglaterra)		2.91	2.89	2.95	
		Média	2.91	2.87	2.95	
		Desvio Padrão	0.03	0.03	0.03	
		CV %	0.89	1.12	1.12	

Tabela 5.2 - Gravidade Específica Gipsita

Fonte	Unidade Litológica	Idade	Valor médio	mínimo	Maximo	Observações
Bell (1981)	Gipso Yorkshire (Inglaterra)	Permiano	2.39	2.36	2.41	
Zanbak e Arthur (1986)	Geral	-	2.32	-	-	
Carmichael (1989)	-	-	2.35	2.30	2.40	-
Papadopoulos et al (1994)	Gipso de Creta (Grécia)	Neogeno	2.33	-	-	Text. Fina, media e grossa
Bell (1994)	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)	Permo - Triasico	2.42	2.34	2.47	camada A
	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)		2.38	2.35	2.42	Camada B
	Gipso Sherburn in Elmet		2.39	2.32	2.41	
	Gipso Hawton		2.33	2.33	2.35	grado 1
	Gipso Hawton		2.34	2.29	2.35	grado 2
	Gipso Hawton		2.35	2.25	2.36	grado 3
Karacan e Yilmaz (2000)	Form. Haciali e Karayun (Turquia)	Mioceno	2.38	2.36	2.40	Membro Karaçali
			2.42	2.39	2.48	Membro Egribucaki
			2.35	2.34	2.36	Membro Purtepe
			2.37	2.36	2.38	Membro Gobekliarla
Al-Harti (2001)	Unidade Sup. Grupo Al Raghama	Mioceno	2.09	1.90	2.87	Turquia
		Média	2.35	2.30	2.44	
		Desvio Padrão	0.08	0.13	0.14	
		CV (%)	3.31	5.45	5.62	

Tabela 5.3 - Massa Específica da Anidrita (g/cm³)

Fonte	Unidade Litológica	Idade	Media	Mínimo	Maximo	Observações
Bell (1981)	Anidrita Whitehaven (Inglaterra)	Permiano	2.79	2.77	2.82	
Fabre e Dayre (1982)	Anidrita massiva (St. J. de Maurienne-França)	Triasico	2.93	-	-	98% anidrita - grão 2-3 mm
	Anidrita massiva (Moutiers-França)	Triasico	2.85	-	-	95% anidrita - grão 0,2-0,6 mm
	Anidrita heterogênea (Bramans-França)	Triasico	2.75	-	-	60% anidrita - grão 0,5-0,8 mm
Bilgin (1982)	Anidrita Whitehaven (Inglaterra)	Permiano	2.92	-	-	10 ensaios
Bell (1983)	Anidrita Sandwich (Inglaterra)	-	2.93	-	-	Densidade aparente
			2.82	-	-	Densidade Seca
Clatk (1966)	Túnel Lotchberg (Suíça)	-	2.91	-	-	Media de 3 amostras
Rybach (1975)	suíça	-	2.96	-	-	
Wheildon et al (1974)	Mar Vermelho	-	2.83	-	-	Media de 6 amostras
			2.91	-	-	Media 3 amos.maior prof.
Zierfuss (1969)	Fm. Asmani, Gach Saran (Iran)	-	2.95	2.94	2.96	Media de 10 amostras
Bullard e Niblett (1951)	Inglaterra	-	2.95	-	-	Anidrita cinza
			2.92	-	-	
			2.93	-	-	Anidrita cor de rosa
			2.92	-	-	
			2.93	-	-	Dolomita com 80% de anidrita
			2.85	-	-	
Herrin e Clark (1956)	Gulf Coast	-	2.93	-	-	Media de 3 amostras
Anônimo	Carlsbad, Nueva México	-	2.82	-	-	Media de 3 amostras
Muller e Briegel (1977)	-	-	2.93	-	-	95% de anidrita
			2.93	-	-	90,8% de anidrita
Bell (1994)	Anidrita Sandwich (Inglaterra)	Permo - Triasico	2.79	2.77	2.82	
	Anidrita Newbiggin (Inglaterra)		2.78	2.74	2.84	
Alejano <i>et al</i> (1999)	Form. Keuper	Triassico	2.80			Mina Sta Lucia (Espanha)
Howarth & Christian-Frear (1997)	Form. Salado		2.75	2.53	2.96	Marker bed 139 WIPP anhydrite
Pfeifle & Hansen (1998)	Form. salado		2.74	2.61	2.82	Marker bed 139 WIPP Sond. TV10
			2.62	2.55	2.73	Marker bed 139 WIPP Sond. MX05-12
		Média	2.86	2.70	2.85	
		Desvio Padrão	0.09	0.15	0.08	
		CV (%)	2.97	5.42	2.91	

Tabela 5.4 - Massa Específica Gipsita (g/cm³)

Fonte	Unidade Litológica	Idade	Valor Médio	mínimo	Maximo	Observações
Bell (1981)	Gipso Yorkshire (Inglaterra)	Permiano	2.21	2.11	2.82	
Fabre e Dayre (1982)	Gipso sacaróide (Moutiers-França)	Triasico	2.31	-	-	90% gipso - grão < 0,5 mm
	Gipso listado (Moutiers-França)	Triasico	2.23	-	-	60% gipso - grão ≈ 1 mm
	Gipso (Combes de Champs-França)	Triasico	2.32	2.31	2.32	grosso c/ fenocristais
Bilgin (1982)	Gipso Yorkshire (Inglaterra)	Permiano	2.26	-	-	10 ensaios
Gumusoglu e Ulker (1982)	Gipso Sivas (Turquia)	Quaternário ?	2.28	-	-	
Bell (1983)	Gipso Sherburn in Elmet (Inglaterra)	-	2.36	-	-	Densidade aparente
			2.19	-	-	Densidade Seca
Bell (1994)	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)	Permo - Triasico	2.29	2.16	2.33	camada A
	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)		2.24	2.19	2.32	Camada B
	Gipso Sherburn in Elmet		2.21	2.16	2.32	
	Gipso Hawton		2.22	2.21	2.24	grado 1
	Gipso Hawton		2.25	2.23	2.26	grado 2
	Gipso Hawton		2.23	2.22	2.24	grado 3
Papadopoulos et al (1994)	Gipso de Creta (Grécia)	Neogeno	2.25	-	-	Alabastro , text.fina
			2.05	-	-	Text.media, Selenita secundaria
			2.67	-	-	Text.grossa, Selenita primaria
Karacan e Yilmaz (2000)	Form. Haciali e Karayun (Turquia)	Mioceno	2.18	2.10	2.24	Membro Karaçali
			2.08	2.07	2.10	Membro Egribucaki
			2.20	2.19	2.21	Membro Purtepe
			2.13	2.06	2.18	Membro Gobekliarla
			2.30			Mina Sta Lucia (Espanha)
Alejano et al (1999)	Form. Keuper	Triassico	2.30			
Yilmaz & Sendir (2002)	Fm. Hafik - Bacia Sivas	Mioceno	2.32	2.24	2.36	
Auvray et al 2004	Keuper Superior (França)	Jurássico	2.33	-	-	Mina subterrânea de Grozon
		Média	2.25	2.17	2.30	
		Desvio Padrão	0.12	0.07	0.17	
		CV (%)	5.16	3.35	7.42	

Tabela 5.5						
Rocha	Massa Específica			Gravidade Específica		
	Média	Desv. Padrão	CV %	Média	Desv. Padrão	CV %
Gipsita Alabastro	2.13	0.08	3.6	2.27	0.010	0.4
Gipsita Laminar	2.28	0.13	5.6	2.34	0.013	0.6
	2.38	0.12	5.2	2.47	0.055	2.2
Gipsita Maciça	2.29	0.02	0.7	2.32	0.000	0.0
Gipsita Bandeada	2.29	0.01	0.5	2.32	0.006	0.3
Gipsita Nodular	2.30	0.01	0.4	2.32	0.006	0.2
Anidrita Auquilco	2.92	0.03	0.9	2.97	0.005	0.2
Anidrita Muribeca	2.92	0.03	0.9	2.97	0.024	0.8

5.1.2. Porosidade

Em qualquer material poroso podem distinguir-se dois tipos de porosidade, a efetiva e a absoluta ou total. A efetiva reúne todos os poros que estão interconectados enquanto que a porosidade absoluta refere-se ao volume total de poros no material.

A porosidade de uma rocha pode definir-se como a razão entre volume dos espaços vazios (V_v) e volume total da rocha (V):

$$n = \frac{V_v}{V} \quad (5.3)$$

Os tipos de poros que apresentam as rochas dependem da natureza geológica das mesmas. No caso de rochas sedimentares de origem clástica, os espaços vazios são decorrentes dos processos de acumulação dos fragmentos minerais ou clastos, recebendo o nome de porosidade primária. Por outro lado, nas rochas cristalinas (ígneas e metamórficas em geral, evaporitos, calcários etc.), os poros são devidos à presença de trincas planares (microfissuras) decorrentes de processos térmicos e tectônicos que afetaram essas rochas. Esta porosidade chama-se de secundária por ser formada durante processos posteriores à sua formação. As cavidades de dissolução, que afeta as rochas calcárias e evaporíticas, é outro tipo de porosidade secundária.

A porosidade é uma das propriedades índice que mais influi nas propriedades mecânicas das rochas (GOODMAN 1980). Nas rochas evaporíticas normalmente os espaços vazios são de tipo fissuras, mas podem existir outros tipos de vazios dependendo da presença de matriz clástica (anidrita muribeca) e de microcavidades de dissolução (Gipsita laminar, anidrita auquilco). Assim rochas antigas podem apresentar maior porosidade que outras mais jovens pelo fato de haverem sofrido processos mais intensos de dissolução. Em geral, rochas mais porosas são mais deformáveis e menos rígidas. A maior quantidade de poros interconectados (porosidade efetiva) permite a

circulação de fluidos. Em rochas mais porosas são freqüentes o colapso de poros e a nucleação de microfissuras como mecanismos de resposta aos carregamentos.

5.1.2.1. Trabalhos Anteriores

Nas Tabelas 5.6, 5.7, 5.8 e 5.9, apresentam-se os valores de porosidade absoluta e efetiva de rochas de anidrita e gipso colhidas na literatura consultada. Pode observar-se que a porosidade absoluta média da anidrita é de 2,76% sendo bastante menor que a do gipso que tem porosidade média de 8,24%. Na rocha de anidrita a faixa de variação oscila entre 0,44 a 6% enquanto que no gipso varia entre 0,4 e 38 % (Tabelas 5.6 e 5.7), mostrando coeficientes de variação muito altos. No caso das rochas de gipso, a porosidade absoluta tem uma tendência a diminuir com a idade geológica. Assim a média dos materiais de idade Mioceno é de 9,65% e dos materiais Permotriássicos é de 5,19%. A porosidade efetiva média da anidrita é de $2,68 \pm 1\%$ e no caso da gipsita o valor médio é de $5,14 \pm 2,6\%$ (Tabelas 5.8 e 5.9).

As rochas de anidrita são classificadas como de baixa porosidade pelo IAEG (1979) e as rochas de gipso como de porosidade baixa a média.

Pode-se perceber, como era de esperar, que a porosidade efetiva de ambas as rochas é menor que a porosidade absoluta.

5.1.2.2. Resultados experimentais

Existem diversas técnicas para medir a porosidade de uma rocha. Dado que as técnicas microscópicas não fornecem uma boa estimativa da porosidade, é necessário utilizar outros métodos experimentais como as técnicas de saturação, da fluatibilidade, de deslocamento de mercúrio, da injeção de mercúrio e a da adsorção de gás (ISRM 1977a, DE LAS CUEVAS 1997). A escolha da técnica apropriada tem a ver com o intervalo de poros que cada técnica é capaz de medir e a capacidade de levar em conta as anisotropias do material.

Tabela 5.6 - Porosidade Absoluta da Anidrita (%)

Fonte	Unidade Litológica	Idade	Valor Médio	Mínimo	Maximo	Observações
Bell (1981)	Anidrita Whitehaven (Inglaterra)	Permiano	3.40	2.50	3.70	porosímetro de ar
Fabre e Dayre (1982)	Anidrita massiva (St. J. de Maurienne-França)	Triasico	0.80	-	-	98% anidrita - grão 2-3 mm
Bell (1983)	Anidrita Sandwich (Inglaterra)	-	2.90	-	-	-
Zanbak e Arthur (1986)	Geral	-	6.00	0,3	40,8	-
Muller e Briegel (1977)	-	-	0.44	-	-	95% de anidrita
			0.56	-	-	90,8% de anidrita
Bell (1994)	Anidrita Sandwich (Inglaterra)	Permo - Triasico	3.50	2.50	3.80	
	Anidrita Newbiggin (Inglaterra)		4.50	3.30	3.60	
		Média	2.76	2.77	3.70	
		Desvio Padrão	2.02	0.46	0.10	
		CV (%)	73.13	16.69	2.70	

Tabela 5.7 - Porosidade Absoluta Gipsita (%)

Fonte	Unidade Litológica	Idade	Valor médio	mínimo	Maximo	Observações
Bell (1981)	Gipso Yorkshire (Inglaterra)	Permiano	7.70	5.30	10.50	
Fabre e Dayre (1982)	Gipso sacaroide (Moutiers-França)	Triasico	1.30	-	-	90% gipso - grão < 0,5 mm
	Gipso listado (Moutiers-França)	Triasico	6.00	-	-	60% gipso - grão ~ = 1 mm
	Gipso (Combes de Champs-França)	Triasico	-	1.30	1.70	grosso c/ fenocristais
Gumusoglu e Ulker (1982)	Gipso Sivas (Turquia)	Quaternário ?	38.00	-	-	massivo
Bell (1983)	Gipso Sherburn in Elmet (Inglaterra)	-	4.60	-	-	-
Zanbak e Arthur (1986)	Geral	-	4.00	0.40	30.60	-
Karacan e Yilmaz (2000)	Form. Haciali e Karayun (Turquia)	Mioceno	8.00	5.70	13.00	Membro Karaçali
			14.20	12.50	16.00	Membro Egribucaki
			6.60	4.90	8.40	Membro Purtepe
			9.80	6.50	14.70	Membro Gobeklitarla
Bell (1994)	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)	Permo - Triasico	5.40	4.90	10.20	camada A
	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)		5.90	4.80	8.30	Camada B
	Gipso Sherburn in Elmet		7.50	5.30	10.50	
	Gipso Hawton		5.10	4.60	5.40	grado 1
	Gipso Hawton		3.80	3.10	4.60	grado 2
	Gipso Hawton		4.00	2.60	5.80	grado 3
Auvray et al 2004	Keuper Superior (França)	Jurássico	2,5	1,5	3,5	Mina subterrânea de Grozon
		Média	8.24	4.76	10.75	
		Desvio Padrão	8.46	2.93	7.23	
		CV (%)	102.58	61.49	67.27	

Tabela 5.8 - Porosidade Efetiva da Anidrita (%)

Fonte	Unidade Litológica	Idade	Valor Medio	Minimo	Maximo	Observações
Bell (1981)	Anidrita Whitehaven (Inglaterra)	Permiano	3.30	3.10	3.70	
Bell (1994)	Anidrita Sandwich (Inglaterra)	Permo - Triasico	3.30	3.10	3.70	
	Anidrita Newbiggin (Inglaterra)		2.90	3.00	3.50	
Howarth & Christian-Frear (1997)	Form. Salado		1.22	0.40	2.70	Marker bed 139 WIPP
		Média	2.68	2.40	3.40	
		Desvio Padrão	0.99	1.33	0.48	
		CV (%)	36.99	55.59	14.00	

Tabela 5.9 - Porosidade Efetiva Gipsita (%)

Fonte	Unidade Litológica	Idade	Valor Medio	Minimo	Maximo	Observações
Bell (1981)	Gipso Yorkshire (Inglaterra)	Permiano	5.10	3.40	9.10	
Karacan e Yilmaz (2000)	Form. Haciali e Karayun (Turquia)	Mioceno	4.80	1.60	10.90	Membro Karaçali
			11.90	10.00	14.10	Membro Egribucaki
			4.70	1.40	7.90	Membro Purtepe
			7.20	3.00	12.00	Membro Gobekliarla
			4.00	3.60	4.60	camada A
Bell (1994)	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)	Permo - Triasico	4.40	3.90	7.00	Camada B
	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)		5.10	3.40	9.10	
	Gipso Sherburn in Elmet		2.30	1.50	5.00	grado 1
	Gipso Hawton		3.20	2.80	4.40	grado 2
	Gipso Hawton		3.80	3.50	6.60	grado 3
	Gipso Hawton					
		Média	5.14	3.46	8.25	
		Desvio Padrão	2.56	2.35	3.16	
		CV (%)	49.91	67.82	38.33	

Optou-se por utilizar o método da injeção de mercúrio porque permite medir a porosidade na faixa dos macroporos ($> 0,05 \mu\text{m}$) e dos mesoporos ($0,002 - 0,05 \mu\text{m}$), quantificar a porosidade e é uma técnica simples, barata e que consome pouco tempo (GREGG e SING 1967). Este método precisa o complemento de outras técnicas para se obter uma noção mais real da estrutura porosa. Deve ser mencionado também que esta técnica apresenta algumas incertezas devido a fatores intrínsecos do método como, por exemplo, o efeito do ângulo de contato, o efeito da tensão superficial do mercúrio e por algumas simplificações conceituais derivadas da aplicação da equação de Washburn como, por exemplo, considerar que os poros são cilíndricos:

$$D = -\left(\frac{1}{P}\right) \cdot 4\gamma \cos \varphi \quad (5.4)$$

onde: D = diâmetro dos poros (μm)

P = pressão hidrostática aplicada (MPa)

γ = tensão superficial do mercúrio (485 mN/m)

φ = ângulo de contacto (130°)

Para caracterizar a porosidade das rochas estudadas, foram executados 32 ensaios de porosidade baseados na técnica da injeção de mercúrio, utilizando o equipamento Poresizer 9320 da firma Micromeritics Instruments Co pertencente ao Laboratório Multiusuário do Departamento de Física e Ciências de Materiais do Instituto de Física de São Carlos (IFSC) da USP (Figura 3.6).

Foram utilizados corpos de prova prismáticos de 20 mm de altura e 10 mm de lado na seção quadrada. O ensaio consiste em injetar mercúrio a diferentes pressões desde 5.7×10^{-3} MPa até 200 MPa e medir o volume de mercúrio injetado nos poros a cada pressão de injeção. Os volumes parciais injetados permitem identificar as famílias de poros presentes na amostra e o total injetado é utilizado para calcular a porosidade total da amostra. Outras informações valiosas obtidas dos ensaios de porosimetria são a massa específica do corpo de prova, massa específica da estrutura sólida e volume total dos poros. Além de obter o valor da porosidade efetiva, os ensaios de porosimetria de mercúrio fornecem a possibilidade de quantificar o tamanho dos poros.

Para quantificar a porosidade são obtidos pelo menos três tipos de gráficos:

- a) Curva Volume injetado acumulado (V) vs Pressão de Injeção (P) na escala logarítmica (Apêndice I);

- b) Volume injetado acumulado (V) vs diâmetro de poros calculado (D) (na escala logarítmica) – curva de frequências acumuladas de tamanhos dos poros;
- c) Função de distribuição de poros ($D_{(r)} = dV/dD$) vs diâmetro de poros calculado (D) – curva de frequências relativas de tamanho dos poros.

O primeiro tipo de gráfico (a) mostra a relação entre o volume injetado com a pressão de injeção (Apêndice I). Constitui o dado básico dos ensaios de porosimetria.

O segundo tipo de gráfico (b) é uma curva de distribuição acumulada dos vazios é semelhante a uma curva granulométrica como usualmente encontrada em mecânica dos solos (SILVEIRA 1963). É basicamente uma curva de frequências acumulada dos tamanhos dos poros e permite quantificar a percentagem de cada família de poros. Declividades baixas ou nulas indicam faixas de poros não existentes na amostra. Declividades fortes da curva indicam que o volume de mercúrio injetado na rocha é maior e que são necessárias pressões mais baixas para ocupar os espaços vazios.

O terceiro tipo de gráfico (c) é semelhante a uma curva de frequências relativas e permite descobrir a natureza polimodal da distribuição dos poros e definir claramente os limites de cada uma das famílias de poros. Para obter a função de distribuição dos poros ($D_{(r)}$) primeiro deve ser diferenciada a curva volume injetado vs pressão (dV/dP) e calcular D através da equação 5.4. $D_{(r)}$ é calculada com a equação:

$$dV = -D_{(r)} \frac{D}{P} dP$$

Não existe uma classificação definida sobre os tamanhos dos poros. Segundo a IUPAC (International Union of Pure and Applied Chemistry) os poros podem ser classificados da seguinte maneira: microporos ($< 0,002 \mu\text{m}$), mesoporos ($0,002\mu\text{m}$ a $0,05\mu\text{m}$) e os macroporos ($>0,05\mu\text{m}$). Segundo a proposta de PETER *et al.* (1970) que estudaram a porosidade de uma ampla variedade de rochas, consideram-se macroporos aqueles maiores que $7,5\mu\text{m}$, mesoporos entre $7,5 \mu\text{m}$ e $0,1 \mu\text{m}$ e infraporos os menores de $0,1 \mu\text{m}$. O defeito principal destas classificações é a falta de significado físico dos limites entre as classes. Com o simples propósito classificatório será utilizada a proposta de PETER *et al.* (1970).

A Tabela 5.10 e as Figuras 5.1 a 5.9 resumem os resultados dos ensaios de porosimetria. As Figuras 5.1a e 5.1b mostram que para a gipsita alabastro existem três famílias de poros sendo que a família 1 é a principal (72,97%) com diâmetros entre $0,17$

μm e $27 \mu\text{m}$. É uma rocha com porosidade efetiva média de 4,94%, massa específica seca (ρ_d) de $2,16 \text{ g/cm}^3$ e massa específica de sólidos (ρ_s) de $2,275 \text{ g/cm}^3$.

Tabela 5.10 - Resultados dos Ensaio de Porosidade

Tipo de Rocha	Amostra	Porosidade %	Massa Esp. Natural g/cm^3	Massa Esp. Sólidos g/cm^3	Observações
Gipsita Alabastro	GA5-1	4.78	2.17	2.28	Familia 1: 0,17 - 27 λm (73%)
	GA5-2	5.10	2.16	2.27	Familia 2: 27 - 300 λm (22%)
					Familia 3: < 0,17 λm (5%)
Gipsita Laminar	B4-1a*	4.91	2.22	2.33	Gipso Laminar Ortogonal (**)
	B4-1b**	4.35	2.23	2.34	Familia 1: 0,043 - 4,1 λm (53%)
	B4-1b*	5.83	2.22	2.35	Familia 2: 4,1 - 300 λm (26%)
	B3-4b**	3.85	2.23	2.32	Familia 3: < 0,043 λm (5%)
	B3-2b*	5.43	2.21	2.34	Gipso Laminar Paralelo (*)
	B3-4b*	4.51	2.25	2.35	Familia 1: 0,042 - 5,6 λm (43%)
	B3-3b*	3.36	2.24	2.32	Familia 2: 5,6 - 327 λm (36%)
					Familia 3: < 0,042 λm (21%)
	GL2-1	0.42	2.51	2.53	Bloco 2
	GL2-2	0.69	2.49	2.51	Familia 1: 6 - 350 λm (19 - 59%)
Gipsita Maciça	MS2	0.60	2.31	2.32	Familia 2: 77,47 - 292,82 λm (29%)
	MS3	0.82	2.30	2.32	Familia 3: 3,63 - 77,47 λm (16%)
					Familia 4: 0,0605 - 3,63 λm (11%)
Gipsita Araripe	GIPARBA1	2.90	2.25	2.32	Familia 1: 40 - 300 λm (13 - 18%)
Bandeada	GIPARBA2	1.90	2.27	2.31	Familia 2: 0,07 - 40 λm (63 - 67%)
	GIPARBA3	2.23	2.27	2.33	Familia 3: < 0,07 λm (18 - 21%)
Gipsita Araripe	GIPARNO1	1.20	2.29	2.32	Familia 1: 7 - 300 λm (40 - 41%)
Nodular	GIPARNO2	1.01	2.30	2.32	Familia 2: 0,07 - 7 λm (16 - 21%)
	GIPARNO3	0.89	2.29	2.31	Familia 3: < 0,07 λm (39 - 43%)
Anidrita Auquilco	MS5	17.98	2.96	3.61	
	MS5b	0.19	2.96	2.97	Familia 1: 3,63 - 55 λm (10 - 99%)
	MS6	0.46	2.95	2.97	Familia 2: 55 - 300 λm (0,6 - 83%)
	MS6b	0.85	2.95	2.98	Familia 3: < 0,02 λm (0,3 - 31%)
	MS9	12.97	2.94	3.38	Familia 4: 0,4 - 3,63 λm (6,3 - 6,9%)
	MS14	19.10	2.94	3.64	
Anidrita Muribeca	TV1	1.36	2.94	2.98	
	TV2	3.08	2.83	2.92	Familia 1: 5 - 270 λm (67%)
	TV3	1.50	2.94	2.98	Familia 2: 0,0052 - 5 λm (33%)
	TV4	1.69	2.92	2.97	
	TV5	1.61	2.93	2.98	

As Figuras 5.2a e 5.2b mostram que na gipsita maciça existem quatro famílias de poros sendo que a família 1, principal (44%) apresenta diâmetros menores que $0,065 \mu\text{m}$ (microporos). Os macro e mesoporos representam os 56% restantes. É uma rocha com porosidade efetiva média de 0,71%, massa específica seca (ρ_d) de $2,30 \text{ g/cm}^3$ e massa específica de sólidos (ρ_s) $2,32 \text{ g/cm}^3$.

Como foi comentado no Capítulo III a camada de gipsita laminar é bastante heterogênea em estrutura e mineralogia. Durante a amostragem foram colhidos blocos de diferentes camadas de gipsita denominando-se Blocos 1, 2, 3 e 4. Para caracterizar a porosidade desta camada, foram realizados ensaios nos blocos 2, 3 e 4 cujos resultados foram sintetizados na Tabela 5.10.

As Figuras 5.3a e 5.3b mostram as curvas dos ensaios realizados com amostras da gipsita laminar (Blocos 3 e 4) com a foliação paralela ao eixo maior do prisma. Pode-

se perceber claramente a presença de três famílias de poros sendo que a família 1, principal (44%) apresenta diâmetros entre 0,043 μm e 4,1 μm (mesoporos e microporos). Os macroporos representam 25% do total. É uma rocha com porosidade efetiva média de 4,8%, massa específica seca (ρ_d) de 2,23 g/cm^3 e 2,34 g/cm^3 de massa específica de sólidos (ρ_s). As Figuras 5.4a e 5.4b mostram as curvas dos ensaios realizados com amostras da gipsita laminar com a foliação perpendicular ao eixo maior do prisma. Pode-se perceber claramente a presença das mesmas três famílias de poros da figura anterior, sendo que a família 1, principal (43,2%) apresenta diâmetros entre 0,042 μm e 5,6 μm (mesoporos e microporos). Os macroporos representam 35% do total. É uma rocha com porosidade efetiva média de 5,37%, massa específica seca (ρ_d) de 2,23 g/cm^3 e 2,33 g/cm^3 de massa específica de sólidos (ρ_s). Como era de esperar, os resultados destes ensaios são muito semelhantes àqueles com a foliação paralela. Pode-se afirmar então que a porosidade efetiva média da gipsita laminar para os blocos 3 e 4, é de 4,6%, a massa específica seca é de 2,23 g/cm^3 e a massa específica dos sólidos é de 2,34 g/cm^3 . As Figuras 5.5a e 5.5b, correspondente à gipsita laminar do bloco 2, mostram basicamente as mesmas famílias de poros que os blocos 3 e 4, menor porosidade efetiva (1%), maior massa específica seca de 2,40 g/cm^3 e maior massa específica de sólidos de 2,47 g/cm^3 . Estes resultados são compatíveis com a maior presença de anidrita, menor proporção de carbonatos e estrutura laminada menos desenvolvida.

Cabe mencionar que estas rochas apresentam feições de dissolução nas finas camadas de carbonatos de comprimento mili- a centimétrico e espessuras de 1 a 3 mm. Contrariamente, no bloco 2 as feições de dissolução não coincidem com o acamamento, mas sim com antigas macrodescontinuidades preenchidas por carbonato e/ou gipso secundário.

As Figuras 5.6a e 5.6b mostram as curvas dos ensaios realizados com amostras da anidrita Auquilco. Observa-se que existem duas situações diferentes, uma configurada pelas amostras MS5, MS9 e MS14 e a outra pelas amostras MS5b, MS6 e MS6b. As primeiras apresentam picos pronunciados na faixa de diâmetro de poros entre 6 μm e 40 μm , enquanto que essa faixa é pouco representativa nas outras amostras. De fato, as formas das curvas são semelhantes e pode-se perceber que das quatro famílias de poros inferidas as compreendidas nos intervalos 3,63 – 55 μm e entre 55 – 300 μm são as mais importantes (macroporos). Estes picos pronunciados foram atribuídos à

presença de cavidades de dissolução segundo as observações feitas na lupa binocular. Cabe salientar que nas lâminas transparentes não foi observado este tipo de feição. A presença das cavidades faz com que a porosidade efetiva média varie entre 19 e 0,2% (Tabela 5.10). Estes altos valores não parecem coerentes com as observações microscópicas posto que a rocha apresenta um arranjo de minerais muito compacto, deduzindo-se uma porosidade muito baixa. Parece mais lógico descartar provisoriamente os resultados “anômalos” e definir que a porosidade efetiva média é de 0,5%, a massa específica seca (ρ_d) de 2,95 g/cm³ e a massa específica de sólidos (ρ_s) 2,97 g/cm³.

A porosidade medida em três amostras de gipsita bandeada é apresentada nas Figuras 5.7a e 5.7b. Distinguem-se três famílias: família 1: <0,07 μ m (18 a 21%), Família 2: 0,07 – 40 μ m (63 a 67%) e Família 3: 40 – 350 μ m (13 a 18%). A porosidade efetiva média é de 2,3%, a massa específica seca 2,26 g/cm³ e a massa específica de sólidos 2,32 g/cm³.

A gipsita nodular, também analisada com três amostras, apresenta três famílias de porosidade efetiva (Figuras 5.8a e 5.8b). A família 1 <0,07 μ m (39 -43%), Família 2: 0,07 μ m a 7 μ m (16 -21%) e Família 3: 7 μ m - 300 μ m (40 a 41%). A porosidade efetiva média é de 1,03%, a massa específica seca 2,29 g/cm³ e a massa específica de sólidos de 2,32 g/cm³.

Finalmente a anidrita Muribeca (Figuras 5.9a e 5.9b), apesar de ser uma unidade litológica muito heterogênea, apresenta uma marcada homogeneidade tratando-se da porosidade. Observa-se que só a amostra TV2 apresenta uma importante família de microporos entre 0,02 e 1 μ m. As restantes curvas mostram duas famílias de poros sendo a mais importante a compreendida entre 5 e 270 μ m (67%). A porosidade total é baixa (1,36 a 3,08%) mostrando uma fábrica mineral bastante densa. A massa específica natural é 2,91 g/cm³ e a massa específica de sólidos de 2,97 g/cm³.

As observações feitas nas amostras macroscópicas e nas lâminas transparentes de todas as rochas estudadas, indicam que feições de dissolução seriam responsáveis pelos macroporos e que microfissuras inter e intragranulares responderiam pelos mesoporos e microporos.

Figura 5.1. (a) Curva dV/dD vs D – (b) Curva de distribuição de poros da gipsita alabastro.

Figura 5.2. (a) Curva dV/dD vs D – (b) Curva de distribuição de poros da gipsita maciça

Figura 5.3. (a) Curva dV/dD vs D – (b) Curva de distribuição de poros da gipsita laminar

Figura 5.4. (a) Curva dV/dD vs D – (b) Curva de distribuição de poros da gipsita laminar

Figura 5.5. . (a) Curva dV/dD vs D – (b) Curva de distribuição de poros da gipsita laminar Bloco 2

Figura 5.6. . (a) Curva dV/dD vs D – (b) Curva de distribuição de poros da anidrita Auquilco

Figura 5.7. (a) Curva dV/dD vs D – (b) Curva de distribuição de poros da gipsita bandeada

Figura 5.8. (a) Curva dV/dD vs D – (b) Curva de distribuição de poros da gipsita nodular

Figura 5.9. (a) Curva dV/dD vs D – (b) Curva de distribuição de poros da anidrita muribeca

Calculou-se a porosidade total (n) para cada corpo de prova, utilizando a seguinte expressão que considera a massa específica seca (ρ_d) e a massa específica dos sólidos (ρ_s):

$$n(\%) = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \times 100 \quad (5.5)$$

A Tabela 5.11 mostra os resultados estatísticos da massa específica seca e de porosidade total para cada tipo de rocha.

Tabela 5.11 – Massa específica seca e porosidade total

Rocha	Massa Específica Seca (g/cm ³)			Porosidade Total (%)		
	Média	Desvio	CV	Média	Desvio	CV
		Padrão	(%)		Padrão	(%)
Gipsita Alabastro	2,13	0,076	3,6	7,1	2,6	37
Gipsita Maciça	2,29	0,015	0,7	1,1	0,65	58
Gipsita Laminar (blocos 1,3 e 4)	2,28	0,13	5,6	5,4	1,2	22
Gipsita Laminar (Bloco 2)	2,38	0,12	5,2	5,8	4,8	83
Gipsita Bandeada	2,29	0,01	0,5	0,9	0,47	53
Gipsita Nodular	2,29	0,01	0,5	0,92	0,45	52
Anidrita Auquilco	2,92	0,03	0,9	1,93	0,9	47
Anidrita Muribeca	2,92	0,026	0,9	1,37	0,65	47

Observa-se na Tabela 5.11 que os coeficientes de variação de porosidade calculados, variam significativamente entre 22% e 83% mostrando que esta é uma propriedade altamente variável. As diferenças observadas podem-se dever a múltiplas causas embora não fosse encontrada uma relação clara entre porosidade, idade geológica e profundidade de amostragem.

As distribuições de frequência mostram distribuições quase normais para as gipsitas alabastro, laminar e maciça e a anidrita Auquilco e distribuições assimétricas à esquerda para as gipsitas bandeada e nodular

A classificação proposta pela IAEG (1979) sugere que as gipsitas são rochas de massa específica seca moderada e as anidritas de massa específica muito alta. Com relação à porosidade, sugere que as gipsitas alabastro e laminar têm porosidade total

moderada e que as gipsitas maciça, bandeada e nodular e as duas anidritas apresentam porosidade total baixa a muito baixa.

Com estes valores de porosidade total poderia-se esperar maior deformabilidade por parte das gipsitas alabastro e laminar. A massa específica de sólidos mostra que as anidritas são mais densas e portanto com ligações iônicas mais fortes. Isto marcaria uma grande diferença no comportamento dos dois tipos de rochas sulfáticas, sendo as gipsitas menos resistentes e mais deformáveis que as anidritas. Os valores de porosidade total e efetiva obtidos experimentalmente, mostram uma certa coerência com os encontrados na literatura.

As Figuras 5.10 e 5.11 mostra que existe uma relação lógica entre aumento da resistência à compressão simples com a diminuição da porosidade (KANJI e GALVÁN 1998).

Figura 5.10. Porosidade Total vs resistência à compressão simples das anidritas e gipsitas

5.1.3. Velocidade de propagação sônica

A velocidade de propagação de ondas mecânicas é um índice muito interessante por que apresenta uma íntima relação com propriedades intrínsecas do material como densidade, porosidade, presença de fluidos, etc.. Mede indiretamente a integridade do material e permite estimar razoavelmente os parâmetros elásticos como o módulo de deformabilidade e coeficiente de Poisson tanto de rocha intacta como de maciços

rochosos (GOODMAN 1980). TOURENQ e FOURMAINTRAUX (1974) utilizaram este parâmetro para estimar o grau de microfissuramento da rocha.

Figura 5.11. Porosidade Total vs resistência à Tração das anidritas e gipsitas

5.1.3.1. Trabalhos anteriores

A bibliografia consultada oferece poucos casos de estudo onde foram realizados ensaios de velocidade sônica em corpos de prova de rocha intacta para estes tipos de rocha. Os resultados dessa compilação são apresentados nas Tabelas 5.12 e 5.13.

Os valores apresentados nas tabelas mostram que a velocidade média de propagação das ondas primárias em anidritas (4129 m/s) é maior que nas gipsitas (3503 m/s) devido ao fato de as primeiras serem formadas por minerais mais densos e por apresentarem menor porosidade. Os coeficientes de variação indicam que os valores mostram moderada variabilidade (18 e 25% respectivamente). A faixa de variação, para cada uma das rochas, é mostrada em forma de setas no gráfico da Figura 5.12, observando-se que o campo de variabilidade da gipsita se superpõe ao da anidrita.

Tabela 5.12 - Velocidade Sônica da Anidrita (m/s)

Fonte	Unidade Litológica	Idade	Valor Médio	Mínimo	Maximo	Observações
Clark (1966)	EUA - Gulf Coast	-	4100	-	-	
	Bashkir e Tatar (Rússia)	-	5000	-	-	
Schwerdtner et al (1965)	-	-	3510	-	-	
Wheildon et al (1974)	Mar Vermelho	-	4640	-	-	Media de 3 amostra - local 225
		-	4950	-	-	Media de 3 amostra - local 227
Bell (1994)	Anidrita Sandwich (Inglaterra)	Permo - Triasico	3310	3180	3460	
	Anidrita Newbiggin (Inglaterra)		3390	3130	3620	
			Média	3155	3540	
			Desvio Padrão	35	113	
			% CV	1	3	

Tabela 5.13 - Velocidade Sônica da Gipsita (m/s)

Fonte	Unidade Litológica	Idade	Valor médio	mínimo	Maximo	Observações
Karacan e Yilmaz (2000)	Form. Haciali e Karayun (Turquia)	Mioceno	4260	3810	4810	Membro Karaçali (alabastrino)
			4430	3920	4660	Membro Egribucaki (alabastrino)
			4690	4540	4800	Membro Purtepe (alabastrino)
			3650	3300	3960	Membro Gobeklilarla (porfiroblastica)
Bell (1994)	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)	Permo - Triasico	2760	2420	2980	Camada A
	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)		2780	2690	3170	Camada B
	Gipso Sherburn in Elmet		2710	2450	2950	
	Gipso Hawton		2940	2850	2990	grado 1
	Gipso Hawton		2790	2590	3250	grado 2
	Gipso Hawton		2670	2200	3060	grado 3
Auvray et al 2004	Keuper Superior (França)	Jurássico	4850	4490	5210	Mina subterrânea de Grozon
			Média	3205	3804	
			Desvio Padrão	854	898	
			% CV	27	24	

5.1.3.2. Resultados experimentais

Para complementar a caracterização das propriedades índice dos litotipos estudados, foi medida a velocidade de propagação das ondas mecânicas utilizando o equipamento do Laboratório de Mecânica das Rochas EESC-USP. Para cada corpo de prova foi medido o tempo de percurso da onda primária. Os resultados estatísticos são apresentados na Tabela 17.

Tabela 5.14 - Velocidade sônica da anidrita e da gipsita			
Rocha	Velocidade Sônica (m/s)		
	Média	Desvio padrão	CV (%)
Gipsita Alabastro	2028	842	42
Gipsita Maciça	5300	405	8
Gipsita Laminar (blocos 1,3 e 4)	3866	2142	55
Gipsita Laminar (Bloco 2)	4243	1744	41
Gipsita Bandada	4699	907	19
Gipsita Nodular	5036	121	2
Anidrita Auquilco	5660	897	16
Anidrita Muribeca	5582	405	7

Verifica-se a tendência das rochas de anidrita apresentarem velocidade de propagação maior que as gipsitas. Dentre as gipsitas se observa que as de menor porosidade (gipsita maciça, nodular e bandeada) mostram velocidade maiores que as mais porosas.

Na Figura 5.12 é representada a relação entre massa específica seca e velocidade sônica das diferentes rochas estudadas. No mesmo gráfico foram representadas as faixas de variação das velocidades obtidas da revisão bibliográfica. Em teoria, espera-se que a velocidade de propagação das ondas sônicas primárias aumente com o aumento da massa específica seca

Figura 5.12. Velocidade sônica vs massa específica seca para gipsita e anidrita

Na Figura 5.12 se observa uma clara separação entre gipsita e anidrita devido fundamentalmente a suas diferentes massas específicas e não a suas velocidades sônicas dado que algumas gipsitas podem apresentar a mesma velocidade sônica que algumas anidritas. Parece haver uma relação direta entre velocidade sônica e massa específica seca no caso das gipsitas dado que há uma suave declividade positiva dos dados apresentados. Também se observa que as rochas classificadas como de porosidade total moderada (gipsita alabastro e laminar) estão claramente diferenciadas na faixa de velocidades entre 650 m/s a 3500 m/s. Já as rochas classificadas como de porosidade total baixa a muito baixa (demais gipsitas e as anidritas) apresentam velocidades entre 3800 e 6800 m/s. Estes resultados são compatíveis com a informação reportada na literatura como é ilustrado com as setas vermelha e verde para a gipsita e anidrita respectivamente (Figura 5.10).

Na Figura 5.13 é representada a porosidade total vs velocidade sônica. Confirma-se a afirmação anterior de que à medida que diminui a porosidade total, isto é quanto maior é a densidade da rocha, aumenta a velocidade de propagação das ondas mecânicas. Aparentemente para estas rochas a velocidade sônica depende do empacotamento dos cristais e em menor medida da mineralogia.

5.1.4. Índice de Resistência por Carga Puntiforme (I_s)

Outro índice de grande valor na estimativa das propriedades de resistência das rochas intactas é o índice de resistência obtido a partir do ensaio de carga pontual. Este ensaio foi inicialmente desenvolvido por BROCH e FRANKLIN (1972) com a finalidade de obter facilmente e em campo uma estimativa da resistência à compressão simples da rocha intacta. A relação empírica sugerida por Bieniawski é:

$$\sigma_c = 24.I_{s(50)} \quad (5.6)$$

5.1.4.1. Trabalhos anteriores

As informações disponíveis na bibliografia consultada não é numerosa e os resultados compilados são apresentados nas Tabelas 5.15 e 5.16.

Figura 5.13. Velocidade sônica vs porosidade total para gipsita e anidrita

Tabela 5.15 - Índice de Resistência por Carga Puntiforme da Anidrita (MPa)

Fonte	Unidade Litológica	Idade	Valor Medio	Minimo	Maximo	Observações
Bell (1994)	Anidrita Sandwich (Inglaterra)	Permo - Triasico	4	3.4	4.9	
	Anidrita Newbiggin (Inglaterra)		3.4	3	4.6	
	Média		3.7	3.2	4.75	

Tabela 5.16 - Índice de Resistencia por Carga Puntiforme do Gipso (MPa)

Fonte	Unidade Litológica	Idade	Valor Medio	Minimo	Maximo	Observações
Bell (1983)	Gipso Sherburn in Elmet (Inglaterra)	-	2.1	-	-	
Papadopoulos et al (1994)	Gipso de Creta (Grecia)	Neogeno	0.6	-	-	Alabastro , text.fina
			0.2	-	-	Textura media - Selenita secundaria
			0.4	-	-	Textura grossa - Selenita primaria
Bell (1994)	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)	Permo - Triasico	2.0	1.8	2.5	camada A
	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)		1.5	1.1	1.8	camada B
	Gipso Sherburn in Elmet		1.9	0.9	2.4	
	Gipso Hawton		1.3	0.2	1.9	grado 1
	Gipso Hawton		1.4	1.2	1.7	grado 2
	Gipso Hawton		1.7	0.4	2.4	grado 3
		Média	1.3	0.9	2.1	
		Desv. Padrão	0.7	0.6	0.4	
		CV %	51.7	61.7	17.4	

Logicamente o índice de carga puntiforme das anidritas é maior que as das gipsitas. A relação empírica entre resistência à compressão simples e índice de carga puntiforme para as gipsitas ensaiadas por PAPADOPOULOS *et al.* (1994) oscila entre 12 e 21. Os ensaios realizados por BELL (1994) indicam que a mesma relação varia entre 14 e 17 para as gipsitas e entre 26 e 29 para as anidritas. O gráfico de resistência à compressão simples vs Índice de carga puntiforme da Figura 5.14 mostra uma clara separação entre gipsita e anidrita. Na Figura foram plotados tanto os resultados publicados por outros autores como os resultados experimentais obtidos nesta pesquisa.

Figura 5.14. Resistência à compressão simples vs Índice de Resistência à Carga Puntiforme

5.1.4.2. Resultados experimentais

Os ensaios de carga puntiforme foram realizados seguindo o método sugerido pela ISRM (1985) e com o equipamento desenvolvido pelo Departamento de Geotecnia (EESC-USP). Foram ensaiados corpos de prova de diferentes geometrias (corpos de prova cilíndricos e blocos regulares e irregulares) de gipsita laminar, bandeada e nodular.

A faixa de variação com relação à resistência à compressão simples pode observar-se na Figura 5.14. A distribuição com relação a dados publicados mostra certa coerência.

As gipsitas laminares e bandeadas foram ensaiadas levando em conta a anisotropia devida à foliação e ao acamamento, isto é com a feição planar paralela e perpendicular à direção de carregamento. Apesar da anisotropia primária, o índice de carga pontual não apresentou diferenças notáveis. O valor médio de $Is_{(50)}$ para gipsita laminar é 0,203 MPa, para gipsita bandeada é 0,37 MPa e para gipsita nodular é 0,75 MPa.

5.1.5. Dureza Schmidt

O índice de dureza obtido com o martelo de Schmidt tem ampla aplicação na estimativa da resistência à compressão simples e do módulo de deformabilidade. Constitui um método simples e rápido de estimação de parâmetros de resistência e deformação.

5.1.5.1. Trabalhos anteriores

Os resultados publicados por BELL (1981, 1983 e 1994), BILGIN (1982), PAPADOPOULOS *et al.* (1994) e YILMAZ e SENDIR (2002) são apresentados nas Tabelas 5.17 e 5.18 e na Figura 5.15.

Figura 5.15. Resistência à compressão simples vs Índice de dureza Schmidt

Tabela 5.17 - Dureza Schmidt da Anidrita

Fonte	Unidade Litológica	Idade	Valor Médio	Mínimo	Maximo	Observações
Bilgin (1982)	Anidrita Whitehaven (Inglaterra)	Permiano	60	59	61	30 ensaios
Bell (1983)	Anidrita Sandwich (Inglaterra)	-	40	-	-	
Bell (1994)	Anidrita Sandwich (Inglaterra)	Permo - Triasico	37	36	43	
	Anidrita Newbiggin (Inglaterra)		35	33	40	
		Media	43	43	48	
		Desvio	12	14	11	
		CV (%)	27	33	24	

Tabela 5.18 - Dureza Schmidt da Gipsita

Fonte	Unidade Litológica	Idade	Valor médio	mínimo	Maximo	Observações
Bell (1981)	Gipso Yorkshire (Inglaterra)	Permiano	26	21	34	
Bilgin (1982)	Gipso Yorkshire (Inglaterra)	Permiano	39	35	43	30 ensaios
Bell (1983)	Gipso Sherburn in Elmet (Inglaterra)	-	25	-	-	
Papadopoulos et al (1994)	Gipso de Creta (Grécia)	Neogeno	18	16	20	Alabastro. Text. Fina
Bell (1994)	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)	Permo - Triasico	23	20	28	camada A
	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)		20	18	26	Camada B
	Gipso Sherburn in Elmet		20	17	34	
	Gipso Hawton		8	0	14	grado 1
	Gipso Hawton		8	0	17	grado 2
	Gipso Hawton		12	6	22	grado 3
Yilmaz & Sendir (2002)	Fm. Hafik - Bacia Sivas	Mioceno	38	30	44	
		Media	22	16	28	
		Desvio	10	12	10	
		CV (%)	48	71	37	

YILMAZ e SENDIR (2002) expressaram a relação empírica entre N (número de rebote) e σ_c e E para as gipsitas Miocenas da bacia de Sivas (Turquia), com as seguintes equações exponenciais:

$$\sigma_c = \exp(0,818 + 0,059N) \quad (5.7)$$

$$E = \exp(1,146 + 0,054N) \quad (5.8)$$

Os coeficientes de correlação são respectivamente 0,98 e 0,91.

5.1.5.2. Resultados experimentais

O índice de dureza Schmidt foi obtido para as gipsitas laminar e bandeada utilizando um esclerômetro marca Soiltest modelo RM 710 do Laboratório de Mecânica das Rochas (EESC-USP). A gipsita laminar foi testada em campo e a bandeada a partir de um bloco extraído da jazida. Para o caso da gipsita laminar o valor médio de N é 23 ± 3 e da gipsita bandeada é de 16 ± 2 . Observa-se na Figura 5.15 que os valores medidos são coerentes com os publicados por outros autores e segundo as correlações propostas pelo fabricante do instrumento, a resistência à compressão simples e o módulo de deformabilidade têm os valores:

Gipsita Laminar:	$\sigma_c = 25 - 33 \text{ MPa}$
	$E = 6,9 - 11,7 \text{ GPa}$
Gipsita Bandeada:	$\sigma_c = 20 - 24 \text{ MPa}$
	$E = 13 - 17,3 \text{ GPa}$

5.2. Propriedades de Resistência e Deformação

A previsão do comportamento tensão – deformação de uma rocha ou de um maciço rochoso no curto e longo prazo é um objetivo importante a alcançar em qualquer projeto de engenharia geotécnica. Nestas condições, interessa saber qual é a resistência limite para que esse maciço não rompa e/ou quanto será a deformação esperada decorrente desse campo de tensões. O ideal é chegar a formular um modelo ou lei constitutiva que são expressões matemáticas que relacionam tensão e deformação e que descrevem o comportamento do material. Para chegar a uma formulação confiável é necessário um cuidadoso planejamento experimental com equipamentos e instrumentação de alto padrão de controle e sensibilidade. Não é objetivo desta pesquisa

formular este modelo. Simplesmente foram executados ensaios convencionais semiestáticos e de curta duração (compressão diametral, compressão uniaxial e compressão triaxial) para obter um conjunto de parâmetros amplamente difundidos na prática geotécnica como os módulos elásticos (E e ν), dilatância (ψ), resistência à tração (σ_t), resistência à compressão simples (σ_c) e influência da tensão confinante na resistência e deformabilidade, etc., assim como o critério de ruptura mais representativo.

Os ensaios foram realizados na sua grande maioria na prensa servocontrolada MTS 580 do Laboratório de Mecânica das Rochas da EESC. Alguns ensaios triaxiais foram executados na prensa GTCS do Laboratório de Mecânica das Rochas de FURNAS Centrais Elétricas S.A. Em todos os casos foram seguidas as sugestões da ISRM para estes tipos de ensaios (ISRM 1983)

5.2.1. Estudos anteriores

RICHARDS (1933), HÖFER e MENZEL (1964), HANDIN e HAGER (1957), GROB (1972), MÜLLER & SIEMES (1974), MÜLLER & BRIEGEL (1977,1978 e 1981), BELL (1981, 1994), FABRE e DAYRE (1982), BILGIN (1982), GUMUSOGLU & ULKER (1982), DEAN e JOHNSON (1989), PAPADOPOULOS *et al.* (1994), PFEIFLE e HANSEN (1998), ALEJANO *et al.* (1999), KARACAN & YILMAZ (2000), GYSEL (2002), YILMAZ e SENDIR (2002) e AUVRAY *et al.* (2004) estudaram experimentalmente as rochas de gipso e anidrita executando ensaios de laboratório para definir os parâmetros resistentes e de deformação para diferentes aplicações. Os resultados obtidos por estes autores são apresentados nas Tabelas 5.19 e 5.20.

Tabela 5.19 - Propriedades Deformacionais e Resistentes das Rochas de Anidrita

Fonte	E (GPa)	Etan (GPa)	Edin (GPa)	G (GPa)	K (MPa)	v	E/RCU
Richards 1933	72 - 74	-	-	28	-	0,295	-
Hofer e Menzel 1964	75	-	-	-	-	-	-
Geyer e Myung 1970	75,8	-	-	-	-	0,27	-
Grob 1972	87,4 - 93,3	-	-	-	-	0,27 - 0,4	-
	17,68 - 65,8	-	-	-	-	0,27	-
Muller e Briegel 1977	19	-	-	-	-	-	-
	9	-	-	-	-	-	-
	29	-	-	-	-	-	-
	12	-	-	-	-	-	-
	26	-	-	-	-	-	-
Bell 1981	37 - 76,4 (56,7)	-	-	25,4 - 32,1 (30)	42,4 - 73,7 (58,1)	0,2 - 0,31 (0,24)	551 - 1078 (796)
Handin e Hager 1957	-	-	-	-	-	-	-
Bilgin 1982	109,5	-	103,5 (a)	-	-	-	969,9
Fabre e Dayre 1982	50	-	-	-	-	-	806,45
	50	-	-	-	-	-	833,3
	30	-	-	-	-	-	882,3-638,3
	60	-	-	-	-	-	923,1-681,8
Gumusoglu e Ulker 1982	270 sec	270	-	-	-	-	2561,7
Bell 1983	63,9	-	-	-	-	-	-
Dean e Johnson 1989	-	-	-	-	-	0.385 - 0.323	-
Bell (1994)	78.7 (57 - 86.4)	56.7 (37.7 - 72.4)	-	-	-	0.25 (0.2 - 0.31)	796 (551 - 1078)
	69.4 (48.8 - 83)	67.1 (37.3 - 85.4)	-	-	-	0.31 (0.29 - 0.34)	845 (601 - 1056)
Alejano <i>et al</i> (1999)	13,35	-	-	-	-	0,25	-
Pfeifle & Hansen (1998)	63,5 (10,7)	-	-	-	-	0,38 (0,06)	-
	40 (14)	-	-	-	-	0,32 (0,1)	-
	64 (13,4)	-	-	-	-	0,32 (0,06)	-
	45,5 (6,4)	-	-	-	-	0,31 (0,07)	-
	54,8 (11,6)	-	-	-	-	0,27 (0,05)	-
	29 (7,6)	-	-	-	-	0,26 (0,12)	-
	30,7 (1,9)	-	-	-	-	0,36 (0,09)	-

Tabela 5.19 - Propriedades Deformacionais e Resistentes das Rochas de Anidrita (Continuação)

Fonte	Coessão (MPa)	ϕ	Local	Idade Geol.	Observações
Richards 1933	-	-	Pérsia		
Hofer e Menzel 1964	-	-	Alemanha		
Geyer e Myung 1970	-	-			
Grob 1972	-	-	Keuper anhydrit		
	6.38	35	Keuper Mischung*		* mistura de anidrita e argilas
	16.5	34	Val Canária Stollen (33-51 m). 60% anidrita, 5% gipso e 20 % talco e flogopita		
	13	31.2	Airola Bohrung (95,2 - 95,6 m)		
	14.5	39.8	75,6% anidrita, 0,5% gipso e 17,5% Ch-T-F		
Muller e Briegel 1977			Bex Bohrung 3 (107,35 - 108,5m)		
	43	29.8	75,4% anidrita, 2% gipso		
			Wandflue Bohrung 4 (47-47,6m)		
	42	37.2	95% anidrita, 0,5% gipso, 2,5% dolomita		
			Riburg Bohrung 51 (196,4-196,6m)		
			90,8% anidrita, 2,5% gipso e 5% dolomita		
Bell 1981	-	-	Anidrita Whitehaven - Inglaterra	Permiano	
Handin e Hager 1957	43.4	29.4	Anidrita Blaine (confinamento 0-203 MPa)		
Bilgin 1982	-	-	Anidrita Whitehaven - Inglaterra	Permiano	(a) calculado con ensaio de veloc. sônica
	-	-			anidrita massiva (St. Jean de Maurienne) 98% anidrita
Fabre e Dayre 1982	-	-	França	Triasico	anidrita massiva (Moutiers) - 95%anidrita
	-	-			anidrite heterogênea (Bramans) - 60% anidrita
	-	-			anidrita massiva (La Coche PM 4602)
Gumusoglu e Ulker 1982	2,3	85	Sivas (Turquia)		
Bell 1983	-	-	Inglaterra (Sandwich)		
Dean e Johnson 1989	-	-	Link (1962)		
Bell (1994)	-	-	Anidrita Sandwich (Inglaterra)	Permo - Triasico	
	-	-	Anidrita Newbiggin (Inglaterra)		
Alejano <i>et al</i> (1999)	-	-	Mina Santa Lucia (Espanha)	Triassico	
	-	-	Fm Castile (EUA)		Valores médios; Acamam. Vertical T°= 20°C
	-	-			Valores médios; Acamam. Vertical T°= 100°C
	-	-			Valores médios; Acamam. Vertical T°= 20°C
Pfeifle & Hansen (1998)	-	-	Fm Salado	Permiano	Valores médios; Acamam. Vertical T°= 100°C
	-	-			Valores médios; Acamam. Horiz. T°= 100°C
	-	-			Valores médios; Acamam. Vertical T°= 20°C
	-	-			Valores médios; Acamam. Vertical T°= 100°C

Tabela 5.20 - Propriedades Deformacionais e Resistentes da Gipsita

Fonte	E (GPa)	Etan (GPa)	Edin (GPa)	G (GPa)	K (MPa)	ν	E/RCU
Bell 1981	15,6 - 36 (24,8)	-	-	6,1 - 11,5 (9,2)	10,8 - 200 (25,8)	0,26 - 0,47(0,34)	800 - 902 (876)
Bilgin 1982	50	-	42,6 (a)	-	-	-	946,7
Fabre e Dayre 1982	30	-	-	-	-	-	714,3
	30	-	-	-	-	-	1000
	16	-	-	-	-	-	800-326,5
	7,4 sec	9,5	-	-	-	-	466 - 363
Gumusoglu e Ulker 1982	4,45 sec	5,45	-	-	-	-	673 - 549
	3,9 sec	3,9	-	-	-	-	527
	0,3 sec	0,3	-	-	-	-	30,9
	0,7 sec.	0,7	-	-	-	-	125
	3,078	-	-	-	-	-	256
Papadopoulos <i>et al.</i> 1994	0,756	-	-	-	-	-	83
	1,168	-	-	-	-	-	121
Karacan e Yilmaz 2000	20,4 (27-30)	26,7 (7-37,5)	-	8,2 (1,2-11,5)	14,4 (1,1-33,3)	0,21 (0,11-0,35)	-
	34 (33-35,7)	40 (35,7-44)	-	12,2 (12,1-12,3)	74,2 (34,2-148,7)	0,39 (0,34-0,46)	-
	27,3 (22-33)	29,1 (25-35)	-	11,1 (9,1-12,4)	18,8 (12,2-32,3)	0,22 (0,13-0,33)	-
	18,7 (13-22,4)	22,4 (20,8-25)	-	7,4 (5,4-8,8)	13,3 (7,2-17,3)	0,25 (0,2-0,3)	-
	35,3 (18,1 - 46,8)	32,5 (15,3 - 44,8)	-	-	-	0,23 (0,19 - 0,32)	1014 (621-1213)
Bell (1994)	23,3 (13,2 - 27,6)	18,4 (7,7 - 25)	-	-	-	0,28 (0,21 - 0,34)	1056 (894 - 1123)
	24,8 (15,6 - 36)	21,5 (13,8 - 28,8)	-	-	-	0,34 (0,26 - 0,47)	876 (800-902)
	16,6 (14,2 - 19,3)	12,2 (11,6-12,8)	-	-	-	0,26 (0,15 - 0,39)	872 (489 - 11030)
	19,5 (14,9 - 21,1)	15,1 (9,6-18,4)	-	-	-	0,25 (0,20 - 0,29)	866 (799-960)
	21,4 (16,3-24,7)	14,2 (10,4 - 18,8)	-	-	-	0,18 (0,14-0,35)	842 (707-1148)
Alejano <i>et al</i> (1999)	4,22	-	-	-	-	0,25	-
Yilmaz & Sebdir (2002)	24,9 (17,1 - 32,5)	-	-	-	-	-	-
Auvray et al 2004	-	31,3 (19,5-43,1)	-	-	-	-	-
	-	32,5 (27,5 - 37,5)	-	-	-	-	-
	-	30,2 (21,6 - 38,8)	-	-	-	-	-
	-	35,1 (30,3 - 39,9)	-	-	-	-	-

Tabela 5.20 - Propriedades Deformacionais e Resistentes da Gipsita (Continuação)

Tabela 5.20 - Propriedades Deformacionais e Resistentes da Gipsita (Continuação)					
Fonte	Coesão (MPa)	ϕ	Local	Idade Geol.	Observações
Bell 1981	-	-	Gipso Yorkshire (Inglaterra)	Permiano	(a) calculado com ensaio de veloc. sônica
Bilgin 1982	-	-			
Fabre e Dayre 1982	-	-	França	-	90% gipso, 8% argilas
	-	-		-	60% gipso, 20% argilas, 18% carbonatos
	-	-		-	
Gumusoglu e Ulker 1982	2,45	63	Sivas (Turquia)	-	estado natural
	0,71	70		-	40 dias de imersao em água
	1,03	59		-	15 dias em água, sob 1 Mpa de pressão
	1,48	56		-	15 dias a 105°C
	0,78	60		-	7 dias em água, sob 1 Mpa de pressão
Papadopoulos <i>et al.</i> 1994	-	-	Grécia	neogeno	Alabastro , text.fina
	-	-			Textura media - Selenita secundaria
	-	-			Textura grossa - Selenita primaria
Karacan e Yilmaz 2000	10 (4,5)	25 (45)	Karaçah turquia	Mioceno	Mioceno - Tiene otros datos interesantes
	12 (4)	27 (47,5)	Egribucak Turquia		
	10 (4)	22 (38,5)	Purtepe Turquia		
	11 (4)	23 (41,5)	Gobekliarla Turquia		
Bell (1994)	-	-	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)	Permo - Triasico	Camada A
	-	-	Gipso Kirby Thore (Inglaterra)		Camada B
	-	-	Gipso Sherburn in Elmet		
	-	-	Gipso Hawton		grado 1
	-	-			grado 2
	-	-			grado 3
Alejano <i>et al</i> (1999)	-	-	Mina Santa Lucia (Espanha)	Triássico	
Yilmaz & Sebdir (2002)	-	-	Fm. Hafik - Bacia Sivas	Mioceno ?	
Auvray et al 2004	-	-	Mina de Grozon (França) - Fm. Keuper	Jurásico	4 amostras secas
	-	-			4 amostras com UR = 30%
	-	-			4 amostras com UR = 60%
	-	-			4 amostras com UR = 90%

Alguns destes autores executaram seus ensaios utilizando corpos de prova com dimensões diferentes das sugeridas pela ISRM para os ensaios convencionais. Devido à influência do efeito escala nas propriedades geomecânicas das rochas (HOEK & BROWN 1980) realizou-se uma análise comparativa da variação da resistência à compressão simples com respeito ao tamanho dos corpos de prova (Figura 5.16).

Figura 5.16. Resistência à compressão simples em função do tamanho dos corpos de prova a partir de informação publicada

Na Figura 5.16 foram plotados 78 dados publicados para gipsitas com diâmetros variando de 10 a 75 mm e 41 dados para anidrita com diâmetros que variam de 12 a 100 mm. Pode-se observar que as anidritas apresentam resultados muito dispersos e que o efeito escala não parece significativo. Existem numerosos dados na faixa entre 38 e 54 mm e escassos resultados extremos que condicionam estatisticamente a correlação. Já para as gipsitas a influência do tamanho do corpo de prova parece mais significativa não obstante os escassos dados extremos encontrados na literatura. Na faixa entre 38 e 54 mm o efeito escala não é importante. Neste sentido para fazer uma comparação confiável foram escolhidos, para ambas as rochas, unicamente os resultados dos ensaios com corpos de prova com diâmetros entre 38 e 54 mm.

A resistência à tração foi obtida, em todos os casos analisados, por meio do ensaio brasileiro, cumprindo com as sugestões em relação ao tamanho e relação altura/diâmetro dos corpos de prova.

As rochas de anidrita apresentam resistência à compressão uniaxial média de 74,8 MPa, desvio padrão de 28,4 MPa e um coeficiente de variação (CV) de 38%, e sua resistência a tração, obtida a partir de ensaios pelo Método Brasileiro, apresenta uma média de 5,2 MPa, desvio padrão de 2,6 MPa e CV de 50%.

As rochas de gipso apresentam uma resistência à compressão uniaxial média de 25,4 MPa, desvio padrão de 8,6 MPa e um CV de 34%, e a resistência a tração, obtida a partir do Método Brasileiro, apresenta uma média de 2,17 MPa, desvio padrão de 1,13 MPa e CV de 52%.

A grande dispersão nos valores de resistência, expressos pelos altos coeficientes de variação (%CV), pode dever-se ao fato de se haver considerado resultados obtidos a partir de rochas de diferentes origens e idades geológicas assim como diferentes taxas de carregamento. Lamentavelmente algumas fontes de consulta não explicam detalhadamente os métodos empregados nos ensaios o que dificulta a análise dos resultados.

Levando em conta a faixa de variação na resistência à compressão uniaxial de ambas rochas e de acordo com as diversas classificações publicadas (BIENIAWSKI 1989) as rochas de anidrita podem, ser classificadas como muito resistentes a moderadamente resistentes, e as rochas de gipso como rochas brandas a moderadamente resistentes.

O sistema de classificação proposto pela IAEG (1979) sugere que as rochas de anidrita sejam classificadas como rochas duras ou resistentes (50 a 120 MPa), enquanto que as rochas de gipso como rochas moderadamente resistentes.

Dos resultados apresentados resulta claro que as rochas de anidrita são muito mais resistentes que as rochas de gipso tanto na compressão não confinada quanto na tração. Isto possivelmente se deve ao fato de o gipso ser um mineral mais brando (dureza 2 na escala de Mohs) que a anidrita (dureza 3 a 3,5) e por serem as rochas de gipso mais porosas e permeáveis.

HANDIN & HAGER (1957 e 1958), HUBER & RUBEY (1966), MÜLLER & SIEMES (1974), MÜLLER & BRIEGEL (1977 e 1978), MÜLLER *et al.* (1981), BELL (1981, 1994), BILGIN (1982), PFEIFLE e HANSEN (1998) KARACAN & YILMAZ (2000), realizaram ensaios triaxiais, a temperatura normal (20 e 25°C), para determinar a influência da tensão confinante na resistência e deformabilidade de rochas de gipso e anidrita.

HANDIN & HAGER (1957 e 1958), CLARK (1966), MÜLLER & SIEMES (1974), MÜLLER & BRIEGEL (1977 1978), MÜLLER *et al.* (1981) pesquisaram também o comportamento geomecânico das rochas de gipso e anidrita a temperaturas de até 500°C e sob diferentes taxas de deformação.

A Figura 5.17 mostra a envoltória de ruptura de Mohr-Coulomb obtida a partir dos dados compilados da bibliografia para as rochas de anidrita.

Figura 5.17. Envoltória de Ruptura Mohr-Coulomb para Rochas de Anidrita.

A envoltória Mohr-Coulomb de Figura 5.17 ajustada com um coeficiente de correlação linear $R = 0,75$, fornece um valor da coesão e do ângulo de atrito médio de 12,4 MPa e 44° respectivamente. Observando esta Figura parece que para valores de σ_n maiores de 50 MPa e por causa da não linearidade da envoltória real, a envoltória linear que melhor ajusta tem como valor de coesão aproximado 50 MPa e ângulo de atrito 20° . Para valores de σ_n menores de 50 MPa a reta é mais inclinada e a coesão muda para aproximadamente 20 MPa e o ângulo de atrito atinge os 50° .

A envoltória de resistência mostrada na Figura 5.18 permite definir que para as rochas de gipso a coesão média é de 7,2 MPa e o ângulo de atrito médio 27° com um coeficiente de correlação linear de 0,93.

Figura 5.18. Envoltória de Ruptura Mohr-Coulomb para rochas de gipso

É sabido que o critério de resistência Mohr-Coulomb não representa corretamente o comportamento das rochas. Isto é particularmente certo para baixos níveis de tensão e também pela linearidade intrínseca do critério, dado que a envoltória de resistência "real" das rochas é uma curva. Para melhor representar a condição de ruptura das rochas, HOEK & BROWN (1980) propuseram um critério de resistência empírico que é descrito pela equação:

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sigma_c \left(m \frac{\sigma_3}{\sigma_c} + s \right)^{\frac{1}{2}} \quad (5.9)$$

sendo:

- σ_1 = tensão principal maior
- σ_3 = tensão de confinamento
- σ_c = resistência a compressão uniaxial
- m = constante
- $s = 1$ (para rocha intacta)**

A Figura 5.19 mostra o diagrama σ_1 - σ_3 (a) e a envoltória de ruptura Hoek-Brown (b) para as rochas de anidrita, obtida dos ensaios compilados na literatura.

Figura 5.19. Envoltória de resistência Hoek-Brown para rochas de anidrita.

Para as rochas de anidrita a equação da envoltória de resistência é a seguinte

$$\sigma_1 = \sigma_3 + 77,24 \left(13,24 \left(\frac{\sigma_3}{77,24} \right) + 1 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (5.10)$$

sendo $m_i = 13,24$, valor muito baixo comparado com o valor 15 sugerido por HOEK *et al.* (1995) como correspondente as rochas de anidrita.

O comportamento da maioria das rochas muda de frágil a dúctil sob altas pressões de confinamento. MOGI (1966) pesquisou esta transição e sugeriu que esta acontece quando a razão entre σ_1 e σ_3 , assume o valor 3,4, enquanto que HOEK (1983) achou que usualmente a transição rúptil - dúctil ocorre com uma razão σ_1/σ_3 entre 3 e 5. No caso das rochas de anidrita analisadas, a razão $\sigma_1/\sigma_3 = 3,44$.

A Figura 5.20 apresenta a diagrama σ_1/σ_3 (a) e a envoltória de ruptura Hoek-Brown (b) para rochas de gipso, obtida a partir dos ensaios compilados na bibliografia.

Figura 5.20. Envoltória de resistência Hoek-Brown para rochas de gipso.

A equação da envoltória de resistência Hoek-Brown para as rochas de gipso é a seguinte:

$$\sigma_1 = \sigma_3 + 26,7 \left(7,6 \left(\frac{\sigma_3}{26,7} \right) + 1 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (5.11)$$

sendo o valor de $m_i = 7,6$ muito inferior ao valor 16 proposto para estas rochas por HOEK *et al.* (1995).

A transição frágil - dúctil nas rochas de gipso, aplicando o critério de MOGI (1966) ocorre quando a razão $\sigma_1/\sigma_3 = 3,25$. Este valor é compatível com os valores de 3,3 obtidos por KARACAN & YILMAZ (2000) para o gipso de Sivas (Turquia) e com os valores de 3,6 obtidos por BELL (1994) para as rochas de gipso da Inglaterra.

Representando os mesmos resultados num gráfico tensão desviatória ($\sigma_1 - \sigma_3$) em função da tensão média $(\sigma_1 + 2\sigma_3)/3$ observa-se uma clara distinção entre as envoltórias da anidrita e da gipsita e um aumento da dispersão com aumento da tensão média e desviatória (Figura 5.21).

Figura 5.21. Diagrama tensão desviatória vs tensão média para anidrita e gipsita

A relação tensão-deformação em rochas raramente é linear e as deformações totalmente reversíveis não sendo as anidritas e gipsitas uma exceção. Deste modo tanto o Módulo de deformabilidade (E) como o Coeficiente de Poisson (ν) não são simples constantes, dado que dependem do nível e da história de tensões.

As curvas tensão - deformação axial e radial publicadas por BELL (1994), KARACAN & YILMAZ (2000), PFEIFLE e HANSEN (1998) entre outros, apresentam a clássica forma de "S" e deformações irreversíveis evidentes logo após o descarregamento. Isto sugere que no curto prazo ambas as rochas se comportam de maneira elasto - plástico.

A teoria interpreta que o primeiro trecho da curva, côncavo para cima, indica fechamento de trincas. A medida que as trincas fecham, a rocha começa a tomar-se mais rígida e a curva assume um comportamento elástico linear. Quando a curva se torna côncava para baixo significa que o material começa se deformar plasticamente, ocorrendo iniciação e propagação de microtrincas até atingir a ruptura (BIENIAWSKI 1964, MARTIN e CHANDLER 1994). A curva da deformação volumétrica mostra que a rocha experimenta uma diminuição inicial do volume devido a fechamento de trincas. Depois a tendência da curva começa a se inverter indicando aumento de volume por

efeito da iniciação e propagação de trincas. Este limiar de tensão corresponde ao início das deformações irreversíveis e recebe o nome de tensão de plastificação. O ponto de inflexão da curva de deformação volumétrica indica claramente o início da dilatação.

A partir da interpretação realizada por BELL (1994) a fase de iniciação e propagação de trincas começa no caso da anidrita na faixa de 30 a 42 MPa, enquanto que no caso das rochas de gipso começa na faixa entre 3 e 11 MPa. A fase de propagação instável das microtrincas começa no caso das rochas de anidrita entre 90 e 110 MPa e no caso das rochas de gipso entre 16 e 30 MPa (BELL 1994).

As Tabelas 5.19 e 5.20 apresentam um resumo das propriedades deformacionais das rochas de anidrita e gipso, módulo de deformabilidade tangente (E_{t50}), secante (E_{SEC}) e dinâmico (E_{din}), Módulo Volumétrico (K), Módulo de Cisalhamento (G), coeficiente de Poisson (ν), coesão (c), ângulo de atrito (ϕ) e razão E/σ_c (Modulus Ratio).

O valor médio do Módulo de deformabilidade estático das rochas de anidrita é 62,7 GPa, com um desvio padrão de 24,2 GPa e um coeficiente de variação de 39%. O módulo pode variar entre 86,8 GPa e 38,5 GPa.

No caso das rochas de gipso, o valor médio de E é 22,2 GPa, desvio padrão de 12,37 GPa e coeficiente de variação de 55%. A faixa de variação de E é de 9,86 GPa até 34,6 GPa.

O módulo de deformabilidade das rochas de anidrita normalmente é muito maior que o das rochas de gipso. Segundo a IAEG (1979) as rochas de anidrita podem ser classificadas como rochas de baixa a muito baixa deformabilidade enquanto que as rochas de gipso como de moderada a alta deformabilidade.

Quanto aos Módulos de cisalhamento (G) e volumétrico (V), no caso das rochas de anidrita só dispomos dos resultados dos ensaios de BELL (1981) que indicam que G varia de 25,4 a 32,1 GPa e que K varia entre 42,4 e 73,7 MPa. Para as rochas de gipso dispomos dos resultados apresentados por KARACAN & YILMAZ (2000) que indicam que G varia de 5,4 a 12,3 GPa enquanto que o valor de K varia na faixa de 1,1 a 148,7 MPa .

DEERE & MILLER (1966) propuseram uma classificação para rocha intacta que se baseia na razão entre resistência à compressão uniaxial (obtida em laboratório a partir de corpos de prova com relação $L/D = 2$) e o módulo de deformabilidade (neste caso se usa o módulo tangente a 50% da carga de ruptura). Eles definiram cinco classes baseadas na resistência a compressão uniaxial (σ_c):

- A - Resistência muito alta (>225 MPa)
- B - Resistência alta (112 MPa - 225 MPa)
- C - Resistência média (56 MPa - 112 MPa)
- D - Resistência baixa (28 MPa - 56 MPa)
- E - Resistência muito baixa (< 28 MPa)

e três classes baseadas no Módulo Relativo (E_{t50} / σ_n):

- Classe H - Alto Módulo Relativo (>500)
- Classe M - Módulo Relativo Médio (200-500)
- Classe L - Baixo Módulo Relativo (<200)

A Figura 5.22 mostra a localização das rochas de anidrita e gipso na classificação do Módulo Relativo. As rochas de anidrita podem ser classificadas como BH, CH e DH. As rochas de gipso podem ser classificadas como DH e EH. Também pode observar-se que as duas populações de pontos têm uma tendência linear positiva, indicando uma relação direta entre módulo de deformabilidade e resistência à compressão uniaxial.

Figura 5.22. Classificação das rochas de anidrita e gipso segundo o critério do Módulo Relativo

5.2.2. Resultados experimentais

5.2.2.1. Conceitos

BIENIAWSKI (1964a,b,c), no seu clássico artigo sobre mecânica de fratura em rochas, propõe uma série de conceitos que vale lembrar:

- *Ruptura (failure)* é um processo pelo qual o material muda de um estado de comportamento para outro estado. Os tipos de ruptura são: plastificação (*yield*), resistência à ruptura (*strength failure*), fratura (*fracture*) e a ruptura propriamente dita (*rupture*). Este conceito implica que os diferentes estados de tensão na qual o material começa a plastificar (ponto de plastificação) definem um critério de ruptura, assim como os pontos de máxima resistência definem outro critério de ruptura. Neste relatório o critério baseado na plastificação será denominado critério de plastificação e o baseado na resistência máxima critério de ruptura.

- *Plastificação* é o processo pelo qual o material passa de um estado predominantemente elástico para um predominantemente plástico caracterizado pela deformação permanente.

- *Resistência à ruptura* é o processo pelo qual o material muda de um estado em que possui capacidade de resistir a carregamento crescente, para outro estado onde a capacidade de carga diminui ou desaparece totalmente.

- *Fratura*: é o processo onde são formadas novas superfícies em forma de trincas e/ou são propagadas as já existentes no material. Pode-se reconhecer vários estágios neste processo: iniciação de trincas (conceito de Poncelet) ou iniciação de fraturas (conceito de Griffith), propagação estável e propagação instável de fraturas.

- *Ruptura sensu stricto* é o processo pelo qual a estrutura ou o corpo de prova se desintegra em duas ou mais peças.

Para ANDREEV (1995) os conceitos de ruptura e resistência à ruptura são frequentemente confundidos e considerados idênticos por numerosos autores. A diferença reside no fato de que a ruptura é um processo que integra as deformações que acontecem antes e depois da resistência de pico do material enquanto que a resistência à ruptura refere-se à resistência máxima do material. Outro conceito importante colocado por aquele autor é o de mecanismos de ruptura, isto é os processos físicos que conduzem à ruptura, normalmente ignorados na formulação dos critérios de ruptura fenomenológicos e empíricos.

Uma rocha quando submetida a estados de tensão crescentes e rápidos, experimenta comportamentos que podem ser distinguidos macroscopicamente num gráfico convencional tensão vs deformação. Distingue-se primeiramente um trecho não linear que estaria associado a fechamento de microfissuras. Posteriormente se identifica um comportamento assumido como elástico linear onde a curva tensão-deformação se apresenta linear. Supõe-se que as deformações serão recuperadas totalmente quando retiradas as tensões. Segue-se um tramo não linear onde se assume que se inicia e se acopla ao processo de deformação um processo de plastificação, isto é, deformação permanente sem considerar os processos físicos envolvidos. A correlação entre σ - ϵ é ainda alta sugerindo que a deformação aumentará sempre que as tensões sejam também aumentadas. Ao final do descarregamento se observa uma parcela de deformação recuperável e uma parcela irreversível. Continuando o carregamento, e quando superado um limiar de tensões, a taxa de deformação cresce substancialmente comparado com o aumento das tensões. Este processo que BIENIAWSKI (1964) denomina de propagação instável de microtrincas, conduz finalmente à ruptura total do material. Assim podemos distinguir três comportamentos: elástico, plástico e ruptura.

Em princípio poderiam ser identificados alguns níveis de tensão importantes para caracterizar o comportamento mecânico das rochas (BIENIAWSKI 1964, MARTIN *et al.* 1985, EBERHARD *et al.* 1999) (Figura 5.23):

Figura 5.23. Diagrama tensão-deformação para definir a tensão de início do microfissuramento (Plastificação) e da dilatância. (modif. de MARTIN & CHANDLER 1994)

- a) Limiar de tensões que separa o domínio elástico do domínio plástico (Início da plastificação, início do processo de danificação, σ_{ci} de MARTIN *et al.* 1995);
- b) Limiar de tensões que separa o domínio plástico em dois sub domínios: a) de deformação plástica “controlada” pelas tensões onde domina a propagação estável de microfissuras e b) de deformação plástica “descontrolada” devida à propagação instável de microfissuras. Este limiar corresponde ao σ_{cd} de MARTIN *et al.* (1995) ou tensão de danificação;
- c) Tensão de ruptura total

Definidos assim estes domínios para estados de tensão uni, bi e tridimensionais, é possível definir no espaço tridimensional de tensões uma superfície que separa o campo elástico do plástico denominada superfície de plastificação e uma superfície de ruptura. As equações que caracterizam essas superfícies recebem o nome de critério de plastificação e critério de ruptura ou de resistência.

5.2.2.2. Parâmetros de resistência e deformação

As curvas experimentais mostram que as rochas estudadas apresentam as seguintes características que devem ser levadas em conta na escolha de um modelo matemático:

- a) existe um limiar de tensão que separa o domínio das deformações elásticas do domínio das deformações elasto-plásticas;
- b) este domínio de deformações elasto-plástico obriga a considerar modelos elasto-plásticos com endurecimento, descartando-se os modelos elásticos perfeitamente plásticos;
- c) A relação tensão – deformação no trecho de carregamento primário é não linear;
- d) As curvas mostram histerese no trecho de descarregamento - recarregamento;

Para descrever adequadamente os processos e fenômenos investigados, é importante que os conceitos e termos usados recebam uma definição precisa.

5.2.2.2.1. Resistência à Tração

A determinação da *resistência à tração* foi objeto de muita discussão e controvérsia na comunidade científica ligada à mecânica das rochas. Os dois métodos mais utilizados na obtenção deste importante parâmetro são o ensaio de tração direta e o

ensaio brasileiro ou também chamado de compressão diametral ou de tração indireta. Ainda que menos populares também são realizados ensaios de torção (DURAND 1975, HONG e MUYU 1999) e flexão a três pontos.

Destes métodos o mais difundido é o ensaio brasileiro por sua grande simplicidade e baixa dispersão dos resultados obtidos (TOURENQ e DENIS 1970). Estes autores concluíram que além da baixa dispersão dos resultados, este ensaio leva pouco em conta o microfissuramento existente no corpo de prova e caracteriza sobretudo a matriz rochosa com seus poros intergranulares.

Obtém-se a resistência à tração, a partir do ensaio brasileiro, com a seguinte equação:

$$\sigma_t = \frac{2}{\pi} \frac{F}{DL} (MPa) \quad (5.12)$$

onde: F = força de ruptura (N)

D = diâmetro do corpo de prova (mm)

L = espessura do corpo de prova (mm)

Em alguns destes ensaios foram estimadas as constantes elásticas E e ν utilizando o método sugerido por CELESTINO & BORTOLUCCI (1998) que se baseia nas leituras de força e deslocamentos diametral horizontal e vertical entre as mandíbulas do berço de aplicação da carga. O deslocamento entre mandíbula leva em conta as deformações de contato elástico entre corpo de prova e aço. Para essa estimativa, só alguns ensaios foram instrumentados. Os resultados dos ensaios são apresentados detalhadamente nas Tabelas do Apêndice 2. A avaliação estatística dos parâmetros obtidos é apresentada nas Tabelas 5.21 e 5.23 para gipsita e anidrita respectivamente. As Tabelas 5.22 e 5.24 trazem a comparação estatística da resistência à tração das gipsitas e anidritas estudadas nesta pesquisa com as das gipsitas e anidritas publicadas por outros autores. Esta comparação fornece elementos interessantes para discussões futuras.

Foram ensaiadas cinco variedades de gipsitas com idades, histórias geológicas, texturas e estruturas diferentes. Estas diferenças vêm-se expressas claramente nos valores médios da resistência a tração (Tabela 5.21). De todas as gipsitas ensaiadas, a gipsita alabastro mostra um valor médio de resistência à tração muito baixo (0,5 MPa) comparado com as restantes gipsitas as quais apresentam valores médios muito próximos variando entre 2,9 e 4,5 MPa. Cabe lembrar que a porosidade total da gipsita

alabastro é a mais alta entre as gipsitas e essa propriedade índice reflete tanto os processos de formação da rocha como também os processos de transformação (deformação e dissolução) decorrentes da diagênese da rocha. Alta porosidade indica ou muitos poros ou muitas trincas na rocha e em ambos os casos a teoria indica menor resistência porque os contatos intergranulares são menores e mais fracos

Tabela 5.21. Resistência à Tração da Gipsita

		Desvio				
		Média	Padrão	CV(%)	Mínimo	Máximo
Gipsita Alabastro	Resis. Tração (MPa)	0,5	0,10	23	0,3	0,7
	E (Gpa)	19,0	12,00	62	6,0	35,0
	Coef. Poisson	0,5	0,30	68	0,2	0,9
Gipsita Laminar	Resis. Tração (MPa)	4,5	0,90	21	2,8	6,1
	E (Gpa)	22,0	6,00	29	8,0	28,0
	Coef. Poisson	0,1	0,08	80	0,0	0,3
Gipsita Maciça	Resis. Tração (MPa)	3,5	1,00	29	2,6	4,7
	E (Gpa)	22,0	8,00	36	17,0	28,0
	Coef. Poisson	0,1	0,05	40	0,1	0,2
Gipsita Bandeada	Resis. Tração (MPa)	2,9	0,20	7	2,7	3,2
Gipsita Nodular	Resis. Tração (MPa)	3,4	0,50	16	2,8	4,2

Considerando o Coeficiente de Variação (CV) observa-se que a resistência à tração varia entre 7 e 29% em torno da média dependendo do tipo de gipsita. De acordo com isto as unidades de gipsita individualmente podem ser considerados como materiais regulares ($5\% < CV < 40\%$) no referente à resistência à tração (MARANHÃO 1989).

Dado que as gipsitas estudadas são do ponto de vista petrográfico a mesma rocha, é possível fazer uma análise estatística com os valores médios da resistência à tração das cinco variedades de gipsita pesquisadas (Tabela 5.22). Observa-se que a média das médias é de 2,96 MPa e o coeficiente de variação aumenta a 50% significando que existe 67% de probabilidade de que a resistência à tração da população de gipsitas varie entre 1,46 e 4,42 MPa.

Tabela 5.22. Comparação da Resistência à Tração

	Gipsita esta Pesquisa	Gipsita outros Autores
Parâmetros Estatísticos	Resistência à Tração (MPa)	Resistência à Tração (MPa)
Média de médias	2,96	2,42
Desvio Padrão de médias	1,5	0,74
CV(%)	50	31
Mínimo	0,5	1,40
Máximo	4,5	3,75

Considerando os valores médios de resistência à tração de gipsitas publicados por outros autores (BELL 1994, PAPADOPOULOS 2000, KARACAN e YILMAZ 2001, BILGIN 2000) a resistência apresenta uma média de médias de 2,42 MPa com CV de 31%. Finalmente, agrupando as médias de resistência à tração de todas as gipsitas, tanto as estudadas nesta pesquisa como as estudadas por outros autores, observa-se que a média das médias fica em 2,58 MPa, desvio padrão de 1 MPa e CV de 39%.

As anidritas estudadas, anidrita Auquilco e a anidrita Muribeca, receberam a mesma análise estatística que as gipsitas e os resultados são apresentados na Tabela 5.23.

Tabela 5.23. Parâmetros estatísticos da Anidrita

	Anidrita Auquilco			Anidrita Muribeca
Parâmetros Estatísticos	Resis. Tração (MPa)	E (GPa)	Coef. Poisson	Resis. Tração (MPa)
Média	6,8	66	0,21	6,9
Desvio Padrão	2,5	15	0,1	2,0
CV(%)	36,2	22	31	29,2
Mínimo	3,3	48	0,1	4,8
Máximo	9,5	83	0,3	8,8

Pode-se observar que os valores médios de resistência à tração das duas anidritas são muito próximos (6,8 - 6,9 MPa). Os coeficientes de variação indicam que é uma propriedade de variabilidade regular segundo MARANHÃO (1989).

Os valores de resistência são maiores que os obtidos para gipsita devido à maior dureza do mineral anidrita e às maiores forças inter e intragranulares dos cristais que devem ser superadas na ruptura.

A Tabela 5.24 compara a resistência à tração média da anidritas estudadas nesta pesquisa com a das anidritas ensaiadas por outros autores. Além disso se apresenta a média total considerando as duas populações.

Tabela 5.24. Comparação da Resistência à Tração

	Anidrita esta Pesquisa	Anidrita outros Autores
Parâmetros Estatísticos	Resis. Tração (MPa)	Resis. Tração (MPa)
Média de médias	6,8	6,6
Desvio Padrão de médias	2,5	1,3
CV(%)	36	19
Mínimo	3,3	5,5
Máximo	9,5	8,2

Trata-se de um parâmetro de variabilidade baixa a moderada, observando-se que os valores médios são muito próximos.

5.2.2.2.2. Resistência à Compressão Simples, Confinada, Módulo de Deformabilidade e Coeficiente de Poisson

Outro parâmetro importante na caracterização geomecânica das rochas é a *resistência à compressão simples ou uniaxial*. Os ensaios de compressão uniaxial permitem obter três parâmetros de grande importância na engenharia geotécnica: a resistência à compressão simples (σ_c), o módulo de deformabilidade tangente a 50% da carga de ruptura (E_{tg50}) e o coeficiente de Poisson (ν). Igualmente importante na previsão do comportamento tensão – deformação é a definição da tensão de início da dilatância e a tensão de início da plastificação. Estes parâmetros, correspondentes a gipsita e anidrita, estão sumarizados nas Tabelas 5.25 e 5.26.

As gipsitas apresentam tensão de plastificação variando entre 23% e 30% da resistência à compressão simples com exceção da gipsita alabastro cuja tensão σ_{ci} é 73% de σ_c . O início da plastificação representa o 26% de σ_c na anidrita Muribeca e 44% na

anidrita Auquilco. Já o início da dilatância (σ_{cd}) se situa em valores maiores dado que representa o 73% de σ_c para a gipsita alabastro, 67% para a laminar, 96% para a maciça, 92% para a bandeada, 87% para a nodular, 89% para a anidrita Auquilco e 98% para a anidrita Muribeca.

Tabela 5.25 – Resultado de Ensaio de Compressão Uniaxial – Gipsita

Rocha	Parâmetro	Média	Desv	CV	Mínimo	Máximo
			Pad	(%)		
Gipsita Alabastro	σ_c (MPa)	4,8	1,00	21	4,2	5,9
	E (tg 50)(GPa)	3,3	1,30	29	1,9	4,4
	Coef. Poisson	0,30	0,30	88	0,11	0,60
	σ_{cd} (MPa)	3,5	1,50	43	2,0	5,0
	σ_{ci} (MPa)	3,3	1,40	42	2,2	4,8
Gipsita Laminar	σ_c (MPa)	25,2	9,94	39	9,3	38,6
	E (tg 50)(GPa)	19,7	12,34	63	9,2	44,7
	Coef. Poisson	0,21	0,18	86	0,04	0,54
	σ_{cd} (MPa)	16,8	8,70	52	4,2	29,8
	σ_{ci} (MPa)	7,7	3,03	39	3,0	11,4
Gipsita Maciça	σ_c (MPa)	44,7	6,14	13,7	40,3	49,0
	E (tg 50)(GPa)	32,5	0,45	1,4	31,9	33,1
	Coef. Poisson	0,26	0,03	11,5	0,25	0,27
	σ_{cd} (MPa)	43,0	6,19	14,4	38,0	47,0
	σ_{ci} (MPa)	13,0	10,61	81,6	5,0	20,0
Gipsita Bandeada	σ_c (MPa)	24,3	0,56	2,3	23,8	25,0
	E (tg 50)(GPa)	30,7	4,48	14,6	24,7	35,5
	Coef. Poisson	0,20	0,04	19	0,17	0,27
	σ_{cd} (MPa)	22,3	0,8	3,6	22,3	24,1
	σ_{ci} (MPa)	5,5	3	54,5	10,0	21,8
Gipsita Nodular	σ_c (MPa)	40,0	4,50	11,3	35,3	44,5
	E (tg 50)(GPa)	36,7	5,20	14,2	35,5	38,1
	Coef. Poisson	0,21	0,02	9,5	0,19	0,24
	σ_{cd} (MPa)	34,2	3,60	10,5	31,4	36,6
	σ_{ci} (MPa)	10,8	5,50	50,9	5,0	15,0

Tabela 5.26 – Resultados de ensaios de Compressão Uniaxial - Anidrita

Rocha	Parâmetro	Média	Desv Pad	CV (%)	Mínimo	Máximo
Anidrita Auquilco	σ_c (MPa)	102,3	11,25	11	87,1	113,0
	E (tg 50)(GPa)	69,2	2,30	3	66,6	72,2
	Coef. Poisson	0,27	0,03	12	0,23	0,31
	σ_{ci} (MPa)	44,7	9,1	20,4	32,6	47,0
	σ_{cd} (MPa)	91,2	8,7	9,5	78,8	100,0
Anidrita Muribeca	σ_c (MPa)	62,3				
	E (tg 50)(GPa)	34,6				
	Coef. Poisson	0,32				
	σ_{cd} (MPa)	52,0	2	3,8		
	σ_{ci} (MPa)	16,3	2,1	12,9		

Segundo a IAEG (1979) as gipsitas podem ser classificadas como de resistência baixa (gipsita alabastro) a moderadamente resistentes (σ_c entre 15 e 50 MPa). Só a gipsita Alabastro pode ser considerada rocha branda (soft rocks) com a resistência à compressão simples menor de 5 MPa.

Figura 5.24. Compressão Uniaxial - Curva Tensão – Deformação da Gipsita

Figura 5.25. Compressão Uniaxial - Curva Tensão – Deformação da Anidrita

Observa-se que a gipsita alabastro é marcadamente diferente das outras gipsitas em todos seus parâmetros de resistência e de deformação. As prováveis causas deste comportamento são sua maior porosidade e maior tamanho de grãos, conjuntamente com maior grau de intemperização. As gipsitas menos porosas (maciça, bandeada e nodular) apresentam maior resistência e menor deformabilidade.

Em geral as gipsitas mostram curvas σ - ϵ com um trecho inicial linear, cuja extensão varia segundo o tipo de gipsita, e um trecho não linear até o pico. É interessante destacar das curvas da Figura 5.24 a peculiaridade do trecho pós-pico das gipsitas. A gipsita alabastro apresenta comportamento dúctil na condição não confinada. As curvas pós-pico mostram amolecimento paulatino com quedas e recuperação parcial da resistência até atingir uma resistência residual ou a perda total da resistência. As curvas pós-pico mostram que o material não rompe brusca e explosivamente mas que apresenta comportamento de amolecimento com redução gradual da resistência residual.

Na condição não confinada, a deformação elástica (ϵ_{el}) predomina sobre a deformação plástica (ϵ_{pl}) em ambos os tipos de rocha, sendo, que a relação ϵ_{el}/ϵ_p nas gipsitas é de 85%/15% e nas anidritas de 90%/10%.

As anidritas apresentam resistência alta segundo a classificação da IAEG (1979). Infelizmente a falta de suficientes corpos de prova da anidrita Muribeca impediu que pudessem ser feitos comentários conclusivos com respeito a seu comportamento.

A anidrita Auquilco apresenta baixa deformabilidade e é marcadamente diferente em todos os aspectos das gipsitas. A baixa porosidade, tamanho de grão muito fino e mineralogia mais resistente, fazem que esta rocha apresente maiores resistências e menor deformabilidade.

As curvas $\sigma - \varepsilon$ (Apêndice 3) apresentam um trecho linear que finaliza no ponto de tensão de plastificação normalizada a 0,4 da resistência à compressão simples. A tensão de dilatação normalizada aparece a 0,87 da σ_c . A ruptura normalmente é mais brusca que no caso das gipsitas e apresenta comportamento pós-pico de amolecimento com resistência residual em torno de 25% da RCS. O comportamento pós-pico depende das taxas de carregamento impostas durante o ensaio. Para o ensaio MS9 (taxa de carregamento de 600N/s), a ruptura foi brusca depois de atingir um pequeno patamar quando superada a tensão de ruptura. Nos outros ensaios, com exceção da amostra MS14 que também apresentou ruptura brusca, os ensaios MS13 e MS18 apresentam comportamento pós-pico mais comportado com quedas paulatinas da resistência residual. A resistência cai em vários estágios até atingir uma ruptura total do material.

Em todos os casos as curvas tensão – deformação mostram uma evidente histerese durante o ciclo de carregamento – descarregamento o qual significa que a energia aplicada durante o carregamento é maior que a devolvida no descarregamento (JAEGER e COOK 1969). Isto implica que existiu uma dissipação de energia devido à deformação permanente. A parcela de deformação elástica sempre é mais significativa dado que o descarregamento põe em evidência uma parcela de deformação irreversível que varia entre 9,1 e 14% da deformação total.

A tensão confinante favorece a deformação plástica e as rochas se comportam de maneira dúctil. No caso das anidritas Auquilco e Muribeca o comportamento dúctil já é expressivo com tensões confinantes de 10 e 5 MPa respectivamente. A gipsita alabastro apresenta comportamento dúctil mesmo na condição uniaxial (Figura 5.24). Na gipsita laminar a transição frágil-dúctil acontece para tensões confinantes menores que 6 MPa, enquanto que nas gipsitas nodular e bandeada a transição ocorre para tensões confinantes de pelo menos 10 MPa.

As gipsitas são rochas mais deformáveis (E_{tg50} variando de 3,3 a 36,7 GPa) que a anidrita Auquilco (E_{tg50} 69,2 GPa). Este parâmetro é muito variável nas gipsitas alabastro e laminar (CV 29 e 63%) e de baixa variabilidade no caso das outras gipsitas (CV 3 a 15%) e da Anidrita Auquilco (CV 3%). O módulo de deformabilidade da anidrita Muribeca não deve ser tomado como representativo desta rocha porque

corresponde unicamente a um ensaio realizado. Porém é interessante observar que o valor obtido é semelhante às gipsitas.

O Coeficiente de Poisson é também uma propriedade altamente variável no caso das gipsitas alabastro e laminar (CV de 86 a 88%) e de baixa variabilidade para as demais rochas (CV de 5 e 19%). Os valores médios oscilam entre 0,20 e 0,30 para gipsita e de 0,27 a 0,32 para anidrita.

Para complementar a conhecimento sobre a resistência e deformabilidade das rochas estudadas, o módulo de deformabilidade E_{tg50} e a resistência à compressão simples das amostras ensaiadas nesta pesquisa e as publicadas por outros autores, foram plotados na Figura 5.26 que aproveita a classificação por Módulo Relativo proposta por DEERE (1967). Pode-se observar que os dados das rochas estudadas coincidem com os dados publicados na literatura. As duas rochas podem classificar-se como de alto módulo relativo mas as gipsitas caem no campo de resistência baixa a muito baixa enquanto que as anidritas são de resistência média.

Figura 5.26. Classificação da anidrita e gipsita desta pesquisa segundo o módulo relativo.

Uma relação interessante pode ser visualizada na Figura 5.27 onde são comparados o módulo relativo e a porosidade total das rochas estudadas nesta pesquisa. Observa-se uma relação funcional de tipo exponencial entre os dois parâmetros

comparados de modo que o aumento do módulo relativo acontece com a diminuição da porosidade.

As curvas tensão-deformação dos ensaios não confinados e confinados permitem distinguir três limiares de tensão correspondentes a (Figura 5.23):

- fechamento de poros e início do trecho elástico;
- início da plastificação ou de início do microfissuramento (σ_{ci} de MARTIN *et al.* 1994), ou de propagação estável do microfissuramento (BIENIAWSKI 1964);
- Início da dilatação ou início da danificação (σ_{cd} MARTIN *et al.* 1994) ou de propagação instável do microfissuramento (BIENIAWSKI 1964)
- Ruptura (resistência a curto prazo).

Figura 5.27. Porosidade total vs módulo relativo – rochas sulfáticas desta pesquisa

Para a obtenção dos dois primeiros parâmetros foram utilizados os critérios de BIENIAWSKI (1964), MARTIN & CHANDLER (1994) e o do trabalho plástico zero ($W_p = 0$). O critério de Bieniawski se baseia na análise da curva Tensão – deformação volumétrica. Ele identifica um trecho inicial curvo correspondente a fechamento dos poros (I), um trecho linear de deformação elástica pura (II), um trecho curvo com concavidade para baixo onde acontece propagação estável do microfissuramento (III) e um trecho onde a curva apresenta um pico que conduz à ruptura onde aconteceria a propagação instável do microfissuramento (IV) (Figura 5.23).

O critério de Martin & Chandler define os mesmos trechos de Bieniawski mas utilizando a curva deformação volumétrica – deformação axial para identificar os limiares de tensão que separa os trechos II e III (σ_{ci}) e III e IV (σ_{cd}). (Figura 5.23).

O critério do trabalho plástico se baseia na idéia de identificar as tensões limites de trabalho plástico zero. Tensões inferiores correspondem ao domínio das deformações predominantemente elásticas e a tensões maiores a deformação será elástica e plástica.

As Figuras 5.28, 5.29 e 5.30 mostram as envoltórias de ruptura, dilatância e de início da plastificação utilizando os três critérios já descritos, no espaço das tensões principais para as anidritas Auquilco e Muribeca e a gipsita nodular.

Figura 5.28. Envoltórias correspondentes a anidrita Auquilco

Figura 5.29. Envoltórias correspondentes a anidrita Muribeca

Figura 5.30. Envoltórias correspondentes à gipsita nodular

Da observação das três Figuras pode-se concluir que existe claramente um limiar de tensão que separa os domínios de deformações elásticas do domínio das deformações elásticas e plásticas. Esse limiar pode ser obtido seguindo qualquer dos três critérios descritos já que existe uma notável coincidência entre as três envoltórias. Dado que os critérios de Bieniawski e Martin & Chandler foram desenvolvidos para materiais de comportamento frágil, é possível acreditar que o mecanismo de deformação responsável pelas deformações irreversíveis em ensaios de curta duração e temperatura ambiente, é o início e propagação das microfissuras. Esta presunção é coerente com os modos de ruptura observados nos ensaios uniaxiais e triaxiais, formando planos de cisalhamento bem definidos inclinados entre 20° e 40° com relação à direção do carregamento axial.

Esta tensão de início da plastificação normalizada com relação à resistência a compressão simples é de 0,7 para gipsita alabastro, 0,3 para gipsita laminar, 0,29 a variedade maciça, 0,23 para gipsita bandeada, 0,27 para gipsita nodular, 0,26 para anidrita Muribeca e 0,44 para a anidrita Auquilco. Já a tensão de dilatância normalizada é de 0,73 para a gipsita alabastro, 0,67 para a laminar, 0,96 para a maciça, 0,92 e 0,85 para as bandeada e nodular respectivamente, 0,84 para a anidrita Muribeca e 0,89 para a anidrita Auquilco.

5.2.2.2. Critério de Ruptura

A resistência da rocha intacta é um componente primário requerido para a visão do comportamento da rocha para uma grande variedade de aplicações geotécnicas (LADE 1993). A ruptura de um maciço rochoso é uma situação que se deve evitar em qualquer obra de engenharia geotécnica e para isso o projetista deve contar com conhecimentos claros da relação tensão – deformação e o estado de tensões que conduz à ruptura.

Das duas variáveis que definem o estado da rocha, tensão e deformação, a primeira é amplamente aceita para formular os critérios de ruptura (SHEOREY 1997). A máxima tensão suportada por uma rocha é definida como sua resistência. Todos os critérios de ruptura empíricos definem uma “resistência à ruptura” e não uma ruptura devida à deformação. Isto acontece porque as tensões são obtidas diretamente durante o ensaio e são mais facilmente medidas.

Para determinar as condições de tensão que governam o fraturamento das rochas intactas é necessário formular um critério de ruptura tridimensional. Tal critério é uma parte importante do modelo constitutivo para uma rocha intacta. A tridimensionalidade é uma condição essencial por serem os problemas geotécnicos uma realidade tridimensional. O critério de ruptura é definido como uma superfície no espaço tridimensional de tensões (SHEOREY 1997):

$$f(\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3) = 0 \quad (5.13)$$

Devido a limitações experimentais, normalmente os critérios de ruptura empíricos e fenomenológicos são formulados em duas dimensões ignorando o efeito da tensão intermediária (σ_2):

$$f(\sigma_1, \sigma_3) = 0 \quad (5.14)$$

Esta simplificação é as vezes necessária porque os modelos propostos para estados de tensão 3D envolvem expressões relativamente complexas e requerem de parâmetros que só podem ser obtidos a partir de complexos ensaios 3D (LADE 1993).

Estudos realizados por numerosos autores mostram que, no espaço das tensões principais ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$), as superfícies de ruptura das rochas intactas apresentam-se como superfícies curvas e seções transversais no plano octaédrico, com forma triangular e bordas arredondadas (Figura 5.31).

Figura 5.31. Envoltória de Ruptura no espaço tridimensional de tensões (LADE 1993)

Esta Figura mostra também que a envoltória de ruptura apresenta um ângulo de abertura da superfície, função do ângulo de atrito, curvatura da superfície seguindo planos meridianos contendo o eixo hidrostático e seu ápice coincidindo com a resistência à tração. Desta forma para descrever a superfície de ruptura de rochas são necessários três parâmetros independentes (LADE 1993).

Para estudar a forma da superfície de ruptura é muito valioso utilizar três planos no espaço das tensões principais: a) plano triaxial, b) plano octaédrico e c) plano biaxial (Figura 5.32, 5.33 e 5.34) (LADE 1993). O plano triaxial mostra claramente a forma curva da superfície de ruptura (HOEK e BROWN 1980, LADE 1993) traçada a partir dos resultados obtidos de ensaios de tração, compressão uniaxial e compressão triaxial.

Figura 5.32. Envoltória de Ruptura no plano Triaxial (LADE 1993) (P_a = pressão atmosférica)

Figura 5.34. Envoltória de Ruptura no plano biaxial (LADE 1993)

Como a base experimental desta pesquisa é limitada a ensaios convencionais, não é possível traçar uma envoltória tridimensional sem fazer algumas simplificações com relação à isotropia do material e à resistência à tração. Primeiro o material foi considerado isotrópico para poder projetar os resultados em todos os campos do plano octaédrico; e segundo foram considerados os resultados obtidos do ensaio brasileiro como representativos da resistência à tração da rocha.

Alguns critérios de ruptura utilizados para simular a relação tensão – deformação – resistência em rocha foram primeiro formulados para solos. Interessa analisar de todos eles os dois mais clássicos, o critério de Mohr - Coulomb e o critério de Drucker – Prager. Já para rochas serão analisados os modelos de Griffith (1921 e 1924), de Murrell (1963), de Hoek e Brown (1980) e de Kim e Lade (1984) por serem os mais difundidos na literatura. Existe uma grande quantidade de outros modelos descritos na literatura (SHEOREY 1997, ANDREEV 1995, BIENIAWSKI 1964).

O **Critério de MOHR-COULOMB** é possivelmente um dos mais conhecidos e utilizados na prática geotécnica. A formulação mais usual em termos da tensão cisalhante (τ) e a tensão normal (σ_n) é:

$$\tau = c + \sigma_n \cdot \mu \quad (5.15)$$

onde:

c = constante de resistência inerente do material

μ = coeficiente de atrito interno = $\tan \phi$ (ângulo de atrito)

Esta expressão indica que a resistência a cisalhamento aumenta com a tensão normal. Este critério, em termos de tensões principais, pode ser formulado como:

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = c \cos \phi + \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \sin \phi \quad (5.16)$$

A superfície de ruptura deste modelo é piramidal e sua seção transversal no plano octaédrico, um hexágono irregular. Para ângulos de atrito baixos a seção transversal se assemelha a um hexágono enquanto que para ângulos de atrito crescentes a seção transversal tende a parecer um triângulo equilátero.

Este critério ignora o efeito da tensão principal intermediária e a resistência à compressão é maior que a resistência à tração, mostrando a dependência do terceiro invariante do tensor de tensões (DESAI e SIRIWARDANE 1984). O fato de ignorar o efeito de σ_2 torna difícil extrapolar este critério a um estado tridimensional de tensões e expressá-lo em termos de invariantes de tensão (DESAI e SIRIWARDANE 1984). Entretanto pode ser expressa uma forma alternativa de invariantes que inclui uma quantidade θ :

$$F = J_1 \sin \phi + \sqrt{J_{2D}} \cos \theta - \frac{\sqrt{J_{2D}}}{3} \sin \phi \sin \theta - c \times \cos \phi = 0 \quad (5.17)$$

onde:

$$\theta = -\frac{1}{3} \sin^{-1} \left(-\frac{3\sqrt{3}}{2} \times \frac{J_{3D}}{J_{2D}^{2/3}} \right) \quad (5.18)$$

$$\text{sendo: } J_{2D} = \frac{1}{6} \left[(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_1 - \sigma_3)^2 \right]$$

$$J_{3D} = J_3 - \frac{2}{3} J_1 J_2 + \frac{2}{27} J_1^3$$

$$J_1 = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3$$

$$J_2 = \sigma_1 \sigma_2 + \sigma_2 \sigma_3 + \sigma_1 \sigma_3$$

$$J_3 = \sigma_1 \sigma_2 \sigma_3$$

c = coesão

ϕ = ângulo de atrito

A calibração do modelo requer a obtenção dos parâmetros c e ϕ . A forma mais usual é traçar os círculos de Mohr correspondentes aos pares (σ_1, σ_3) dos ensaios

convencionais a ruptura no gráfico $\tau - \sigma_n$ e ajustar uma envoltória linear a todos os círculos. A declividade da reta fornece o valor de ϕ e a intersecção da reta com a ordenada do gráfico permite obter a coesão c (Figura 5.35).

Figura 5.35. Parâmetros de calibração do modelo Mohr-Coulomb

Uma forma alternativa de obtenção dos parâmetros é sugerida por (DESAI e SIRIWARDANE 1984, LAMBE e WHITMAN 1969) consiste em plotar os pares $\sigma_1 - \sigma_3$ num gráfico $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ vs $(\sigma_1 + \sigma_3)/2$. Ajusta-se uma reta cuja equação é:

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = k + \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \tan \theta \quad (5.19)$$

e os parâmetros do modelo são calculados como:

$$\begin{aligned} \tan \theta &= \sin \phi \rightarrow \phi = \sin^{-1}(\tan \theta) \\ c &= \frac{k}{\cos \phi} \end{aligned} \quad (5.20, 5.21)$$

O **Modelo de DRUCKER – PRAGER** considera o efeito da tensão principal intermediária e a formulação do critério usa os invariantes de tensão:

$$F = \sqrt{J_{2D}} - \alpha \cdot J_1 - k \quad (5.22)$$

onde: α e k são os parâmetros de calibração do modelo.

No espaço tridimensional este modelo representa uma Figura cônica e um círculo no plano octaédrico. Esta última situação significa que o critério considera que a resistência à compressão é igual à resistência a tração.

Para a calibração do modelo utiliza-se um gráfico J_I vs $\sqrt{J_{2D}}$ onde são plotados os resultados dos ensaios de ruptura. À distribuição dos pontos ajusta-se uma reta cuja declividade dá o valor de α e o intercepto no eixo das ordenadas o valor de k (Figura 5.36).

Também α e k podem ser expressos em termos de c e ϕ para a condição de estado plano de deformação:

$$\alpha = \frac{2 \times \sin \phi}{\sqrt{3} \times (3 - \sin \phi)} \quad (5.23)$$

$$k = \frac{6c \times \cos \phi}{\sqrt{3} \times (3 - \sin \phi)} \quad (5.24)$$

Figura 5.36. Parâmetros de calibração do modelo Drucker - Prager

Os critérios ruptura de Mohr – Coulomb e Drucker – Prager podem ser usados como critérios de plastificação ($F = f$) no contexto da teoria convencional da plasticidade (DESAI e SIRIWARDANE 1984). Isto implica considerar que eles representam modelos elásticos perfeitamente plásticos. Estes modelos são tipicamente fenomenológicos e não consideram os mecanismos envolvidos.

O **Modelo de GRIFFITH** (1921 e 1924) foi formulado com base num conceito genético: *a existência de pequenas trincas ou defeitos no material*, mas não sobre um mecanismo de ruptura completo dado que a hipótese de Griffith refere-se unicamente ao processo de iniciação de microtrincas e não a um processo completo de ruptura (BIENIAWSKI 1964).

Griffith inicialmente aplicou sua teoria a uma placa de espessura uniforme sujeita a um campo de tensões de tração contendo uma trinca elíptica e inclinada com respeito às direções das tensões principais. Posteriormente estendeu a teoria a uma placa sujeita a um campo compressivo (PARRY 1995).

Griffith postulou que a presença de microtrincas no material causa grandes concentrações de tensões de tração na ponta dessas trincas quando o material é solicitado por ações externas (BIENIAWSKI 1964). A propagação dessas trincas deverá ocorrer quando essas tensões de tração na ponta da trinca superem um certo valor crítico que segundo OROWAN (1949) *apud* BIENIAWSKI (1964) representaria a resistência coesiva entre as moléculas do material. Devido à dificuldade em medir esta resistência, Griffith recorreu a estabelecer relações empíricas entre as tensões aplicadas no material e as tensões de tração na trinca. Assim foi formulada uma expressão que relaciona as tensões principais do campo de tensões aplicadas no estágio de iniciação da fratura com a resistência à tração uniaxial do material (σ_t). Esta expressão conduz a um critério de iniciação da fratura:

$$\frac{(\sigma_1 - \sigma_3)^2}{(\sigma_1 + \sigma_3)} = -8\sigma_t \quad (5.25)$$

Este critério bidimensional prevê que a resistência à compressão uniaxial é oito vezes maior que a resistência à tração. Este critério também desconsidera o efeito da tensão principal intermediária. Expressa em termos da resistência ao cisalhamento (τ) e da tensão normal (σ_n) o critério pode ser formulado assim:

$$\tau = \sqrt{4\sigma_c(\sigma_n + \sigma_c)} \quad (5.26)$$

onde: σ_c = resistência à compressão simples

As duas equações apresentam as envoltórias mostradas na Figura 5.37.

Apesar que este modelo reproduz a curvatura das envoltórias de resistência apresentadas pelas rochas, ele não constitui um bom modelo em parte devido ao fato de ignorar as forças de atrito na trincas que são fechadas durante o carregamento compressivo (PARRY 1995). Para superar essas restrições o modelo de Griffith foi modificado por BRACE (1960), McCLINTOCK e WALSH (1962) e MURRELL (1963).

Sendo T_o = resistência à tração

Figura 5.37. Envoltórias de resistência de Griffith.

O Modelo de MURRELL modifica a proposta bidimensional de Griffith para a condição tridimensional. A proposta de Griffith considera uma linha reta para $\sigma_3 = -\sigma_1$ e uma envoltória parabólica para o resto. A generalização tridimensional dá um parabolóide de revolução em torno do eixo hidrostático. No campo da tração a envoltória é uma pirâmide.

A equação geral é:

$$\begin{aligned} (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2 + (\sigma_1 - \sigma_2)^2 &= 24\sigma_t(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) \\ \tau_{oct}^2 &= 8\sigma_t\sigma_{oct} \\ \sigma_c &= 12\sigma_t \end{aligned} \quad (5.27)$$

A principal vantagem deste modelo é que fornece um critério simples para estudar o efeito de tensões poliaxiais.

O **Modelo de HOEK e BROWN** (1980) é um critério de ruptura empírico desenvolvido com o objetivo de capturar a curvatura da envoltória de ruptura e a resistência à tração da rocha. O critério é construído com base na resistência à compressão uniaxial e em um parâmetro (m) que surge do ajuste empírico da curva e que varia segundo o tipo de rocha.

A formulação do modelo na forma normalizada é a seguinte:

$$\frac{\sigma_1}{\sigma_c} = \frac{\sigma_3}{\sigma_c} + \sqrt{m \frac{\sigma_3}{\sigma_c} + s} \quad (5.28)$$

$$\sigma_t = \frac{\sigma_c}{2} \left(m - \sqrt{m^2 + 4s} \right) \quad (5.29)$$

sendo: σ_1 = tensão principal maior

σ_3 = tensão principal menor

σ_c = resistência à compressão uniaxial

σ_t = resistência à tração

m e s = constantes do material

A calibração do modelo requer a determinação dos parâmetros m e σ_c que são obtidos mediante ajuste de uma curva dos resultados de ensaios uniaxiais e triaxiais plotados num diagrama $\sigma_1 - \sigma_3$. A calibração foi realizada utilizando o programa LAB 1.0 que a firma ROCSCIENCE distribui gratuitamente na internet.

O **Modelo de KIM e LADE** (1984) é um critério de ruptura tridimensional desenvolvido primeiramente para solos com envoltórias de ruptura curvas e logo estendido para concreto e rochas (LADE 1993). Este modelo tenta capturar as três características das envoltórias de ruptura, a curvatura da superfície, a seção transversal com forma triangular arredondada e a resistência à tração.

A equação que representa este modelo está baseada no primeiro e terceiro invariantes do tensor de tensões:

$$\eta_1 = \left(\frac{J_1^3}{J_3} - 27 \right) \left(\frac{J_1}{p_a} \right)^m \quad (5.30)$$

sendo: J_1 = primeiro invariante de tensão

J_3 = terceiro invariante de tensão

p_a = pressão atmosférica

Os parâmetros η_1 e m podem ser determinados plotando os resultados dos ensaios à ruptura num gráfico log-log $\left(\frac{J_1^3}{J_3} - 27 \right)$ vs $\left(\frac{p_a}{J_1} \right)$ e ajustando a melhor reta. O intercepto dessa linha com $\left(\frac{p_a}{J_1} \right) = 1$ corresponde ao valor de η_1 e a declividade da reta corresponde ao valor de m . O valor de η_1 define o ângulo de abertura da envoltória com relação ao eixo hidrostático. O parâmetro m tem relação com a curvatura da envoltória, quanto maior m , maior é a curvatura da envoltória. A seção transversal no plano octaédrico, tem forma triangular com vértices arredondados quando η_1 é grande, e circular para baixos valores de η_1 . Para incluir o efeito de resistência à tração e da coesão, características inerentes das rochas, procede-se a transladar os eixos do espaço das tensões principais ao longo do eixo hidrostático de uma quantidade $(a \times p_a)$ onde a é

um parâmetro adimensional. Essa quantidade é adicionada às tensões normais antes da substituição na equação 5.31.

Desta forma os parâmetros η_1 , m e a outorgam a este critério de ruptura as características básicas observadas nas envoltórias experimentais das rochas.

Dado que este critério é expresso com base em invariantes de tensão, em princípio para determinar os três parâmetros do modelo, são necessários unicamente ensaios onde são medidas as três tensões principais. Porém raramente são executados ensaios complexos como os triaxiais verdadeiros, ensaios de torção com carregamento axial, cilindro oco com carregamento axial, etc.. Normalmente são executados ensaios convencionais. LADE (1993) comparou o ajuste do modelo utilizando para sua calibração ensaios convencionais por um lado e ensaios complexos por outro, concluindo que os parâmetros do material podem ser determinados com segurança usando os ensaios convencionais de compressão uniaxial, compressão triaxial e tração uniaxial ou ensaio brasileiro.

A capacidade deste critério de ruptura tridimensional de capturar as características da ruptura em rochas parece ser muito boa com uma precisão razoável considerando a natural dispersão dos resultados (LADE 1993).

Com o propósito de achar o critério de ruptura que represente melhor os dados experimentais, foram ajustados os seis critérios analisados para cada uma das rochas ensaiadas. Na primeira fase foram calibrados os critérios a partir da determinação dos parâmetros de calibração. De posse destes parâmetros foram construídas as curvas teóricas de cada modelo. A qualidade de ajuste foi determinada comparando expressões teóricas com dados experimentais através da somatória dos quadrados dos resíduos. Associada ao ajuste foi utilizado o parâmetro *incerteza média* como sendo a raiz quadrada do quociente entre a somatória do quadrado dos resíduos e o número total de observações (GUIMARÃES 2001). Assim o modelo com valor menor de incerteza média possuirá o melhor ajuste. Nas Figuras 5.37 a 5.43 foram plotados as envoltórias de ruptura ajustados aos dados experimentais.

Os ajustes realizados a partir dos resultados experimentais da gipsita alabastro (Figura 5.38 e Tabela 5.27) mostram que os critérios M-C, D-P, H-B, e Lade apresentam os melhores ajustes. De fato os dois primeiros não apresentam um bom ajuste no campo da tração. Já o modelo de Griffith perde precisão a medida que aumentam as tensões confinantes.

Tabela 5.27
Ajuste critérios de ruptura Gipsita alabastro

	Somat. Q. Resíduos	Incerteza média
D-P	33,57	1,9
M - C	33,93	1,9
H-B	35,94	2,0
LADE	42,00	2,2
MURRELL	60,53	2,6
GRIFFITH	164,50	4,3

Figura 5.38. Envoltórias de Ruptura para a Gipsita Alabastro

A gipsita laminar (Figura 5.39 e Tabela 5.28), apresenta resultados experimentais mais dispersos que as demais rochas ensaiadas. Isso explica os maiores valores obtidos nos parâmetros de ajuste. De maneira semelhante à variedade alabastro, os critérios de ruptura que melhor se ajustam são o M-C e D-P com exceção do campo das trações pelo fato de serem modelos lineares. Já os outros critérios são melhores na previsão da resistência à tração. O modelo de Murrell sobreestima a resistência à compressão confinada e não confinada. Os critérios de Lade e H-B oferecem as melhores estimativas da resistência a compressão uniaxial.

Tabela 5.28
Ajuste critérios de ruptura Gipsita laminar

	Somat. Q. Resíduos	Incerteza Média
M-C	445	4,5
D-P	470	4,6
H-B	712	5,7
GRIFFITH	852	6,2
LADE	1370	9,0
MURRELL	4170	13,9

Figura 5.39. Envoltórias de Ruptura para a Gipsita Laminar

A Figura 5.40 e a Tabela 5.29 apresentam os resultados obtidos para o ajuste dos critérios de ruptura da gipsita maciça. Contrariamente às duas variedades anteriores de gipsita, os melhores ajustes devem-se aos critérios de Murrell e H-B, deixando os critérios de M-C e D-P em uma segunda categoria. Os melhores estimadores da resistência à tração são os modelos de Lade, Murrell e Griffith e da resistência à compressão uniaxial os modelos de Lade e Murrell. De fato na condição confinada o modelo de Lade sobreestima a resistência do material justificando assim o alto valor da somatória do quadrado dos resíduos. Também é importante esclarecer que para este ajuste foi utilizado um número escasso de dados experimentais.

Tabela 5.29
Ajuste critérios de ruptura Gipsita maciça

	Somat. Q. Resíduos	Incerteza Média
MURRELL	132	5,1
H-B	236	6,9
D-P	652	11,4
M-C	706	11,9
GRIFFITH	718	12,0
LADE	1114	14,9

Figura 5.40. Envoltórias de Ruptura para a Gipsita Maciça

Os dados experimentais da gipsita bandeada se ajustam melhor com os critérios H-B, D-P e M-C (Figura 5.41 e Tabela 5.30). Os modelos de M-C e D-P apresentam as mesmas restrições já comentadas nas outras gipsitas com relação à resistência à tração. A resistência à compressão uniaxial com qualquer modelo apresenta uma boa previsão. Já na condição confinada, os modelos de Lade e Murrell sobreestimam a resistência a ruptura.

Tabela 5.30
Ajuste critérios de ruptura Gipsita bandeada

	Somat. Q. Resíduos	Incerteza Média
H-B	322	3,5
D-P	361	3,7
M-C	380	3,8
GRIFFITH	845	5,7
LADE	4464	13,1
MURRELL	7613	17,1

Figura 5.41. Envoltórias de Ruptura para a Gipsita Bandeada

No caso da gipsita nodular (Figura 5.42 e Tabela 5.31) os melhores modelos de ajuste são o de Griffith e de H-B. Estes modelos são excelentes na previsão da ruptura tanto na tração como na compressão confinada e não confinada. Os modelos M-C e D-P são bons estimadores da resistência a compressão uniaxial e triaxial, mas fracos na resistência à tração. O modelo de Lade estima bem a resistência à tração e à compressão uniaxial mas sobreestima grosseiramente a resistência à compressão confinada.

Tabela 5.31
Ajuste critérios de ruptura Gipsita nodular

	Somat. Q. Resíduos	Incerteza Média
GRIFFITH	12	0,8
H-B	139	2,6
D-P	462	4,8
M-C	552	5,3
LADE	894	6,7
MURRELL	1922	9,8

Figura 5.42. Envoltórias de Ruptura para a Gipsita Nodular

Os resultados dos ajustes realizados na anidrita Auquilco (Figura 5.43 e Tabela 5.32) mostram que os modelos de Murrell e H-B apresentam os menores desvios com relação aos dados experimentais, e oferecem as melhores previsões de resistência. O critério de Lade prevê acertadamente a resistência à tração e à compressão uniaxial mas sobreestima a resistência na compressão confinada. O modelo de Griffith é o estimador mais fraco porque subestima a resistência confinada e não confinada.

Conclusões semelhantes podem verter-se sobre os ajustes observados na anidrita Muribeca (Figura 5.44 e Tabela 5.33).

Tabela 5.32
Ajuste critérios de ruptura anidrita auquilco

	Somat. Q. Resíduos	Incerteza Média
MURRELL	17117	30,0
H-B	19290	31,9
D-P	30316	39,9
M-C	31450	40,7
LADE	38036	44,7
GRIFFITH	75639	63,1

Figura 5.43. Envoltórias de Ruptura para a Anidrita Auquilco

Tabela 5.33
Ajuste critérios de ruptura anidrita muribeca

	Somat. Q. Resíduos	Incerteza Média
H-B	678	9,2
MURRELL	803	10,0
D-P	855	10,3
M-C	2018	15,9
GRIFFITH	16257	45,1
LADE	17086	46,2

Figura 5.44. Envoltórias de Ruptura para a anidrita Muribeca

Observa-se a grande coincidência que existe nos resultados dos ajustes realizados nas anidritas. Isto sugere que pelo menos em relação a critério de ruptura, as duas variedades apresentam o mesmo comportamento.

Os parâmetros de calibração de cada modelo são apresentados na Tabela 5.34.

Tabela 5.34 - PARÂMETROS CRITÉRIOS DE RUPTURA

	MOHR - COULOMB		DRUCKER - PRAGER		LADE		
ROCHA	c (MPa)	ϕ (°)	K	α	a	η_1	m
Gipsita Alabastro	1,10	26	1,3	0,20	5,23	1,3E+04	1,15
Gipsita Bandeada	7,68	17	9,5	0,12	30,30	5,0E+04	1,08
Gipsita Laminar	7,17	26	8,9	0,19	46,22	9,0E+04	1,20
Gipsita Nodular	9,69	23	12,1	0,17	34,91	1,6E+05	1,22
Gipsita Maciça	6,93	42	7,9	0,32	35,99	1,1E+06	1,32
Anidrita Muribeca	11,24	47	11,7	0,38	71,55	1,1E+05	0,89
Anidrita Auquilco	12,63	35	15,6	0,27	69,60	7,3E+05	1,15

Tabela 5.34 - PARÂMETROS CRITÉRIOS DE RUPTURA (cont)

	HOEK - BROWN		MURRELL		GRIFFITH	
ROCHA	m	σ_c	σ_t	σ_c	σ_t	σ_c
Gipsita Alabastro	8,4	3,8	0,6	6,6	0,6	4,4
Gipsita Bandeada	2,2	21,3	2,9	35,3	2,9	23,5
Gipsita Laminar	5,2	25,2	4,5	54,0	4,5	36,0
Gipsita Nodular	3,9	26,7	3,4	40,9	3,4	27,3
Gipsita Maciça	5,7	36,0	3,5	42,3	3,5	28,2
Anidrita Muribeca	11,2	74,8	6,8	81,7	6,8	54,5
Anidrita Auquilco	4,4	75,8	6,9	83,3	6,9	55,5

A Figura 5.45 apresenta os dados experimentais agrupados segundo os dois tipos de rochas estudadas. Observa-se que a anidrita mostra uma variabilidade menor que as

gipsitas, e que aparentemente as diferentes histórias geológicas exercem grande influência no comportamento à ruptura.

Figura 5.45. Dados experimentais de resistência à ruptura da anidrita e da gipsita.

Pode-se observar que para as gipsitas os critérios de Drucker-Prager e Hoek e Brown apresentam os melhores ajustes enquanto para as anidritas os critérios mais apropriados resultaram os de Murrell e Hoek – Brown. O interessante dos modelos de Drucker-Prager e Murrell é que podem ser generalizados para a condição de tensão tridimensional, enquanto que o critério de Hoek & Brown desconsidera a influência da tensão intermediária.

Em geral os critérios de Mohr-Coulomb e Drucker – Prager apresentam bom ajuste na condição confinada enquanto que no domínio da tração o ajuste é pobre. Neste caso uma alternativa viável é truncar a envoltória no campo da tração no valor correspondente à resistência à tração do material. Em contrapartida os outros critérios, exceto Hoek & Brown, ajustam-se muito bem na condição de tração e compressão não confinada sendo fraco quando $\sigma_3 > 0$.

CAPÍTULO VI

Comportamento dependente do tempo devido à transformação anidrita - gipso

Já foi comentado que as deformações lentas observadas em algumas escavações subterrâneas foram atribuídas ao aumento de volume decorrente da transformação anidrita – gipso por hidratação da primeira. A teoria é sustentada através de argumentos físico-químicos que mostram que a nível molar e em um sistema aberto, o volume do mineral gipso é 62% maior que o volume da anidrita.

Os processos geológicos que sofrem as camadas sulfáticas desde a sua formação até sua exumação, passando pela diagênese, mostram que as camadas de gipsita são primeiro transformadas em anidrita por desidratação (*anidritização*) e logo *gipsificadas* como consequência da hidratação produto da exumação das rochas em superfície ou perto dela. Seria de esperar que, segundo a teoria comentada no parágrafo anterior, a gipsificação aconteça com aumento de volume do maciço rochoso. De fato, existe quase unanimidade entre os especialistas da área geológica, sustentada em evidências petrográficas e de campo, que o processo de gipsificação é isovolumétrico e não isomolar, isto é, que existe uma substituição mineralógica sem mudança de volume provavelmente devido a processo metasomáticos.

Este capítulo discutirá a validade da teoria da expansão da anidrita em escala das obras de engenharia, analisando a transformação anidrita – gipso desde o ponto de vista

físico-químico e geológico. Primeiramente serão apresentados os conceitos termodinâmicos e químicos necessários para a compreensão do fenômeno. A seguir serão analisadas as condições químicas de estabilidade das fases minerais, gipso e anidrita, à luz dos resultados colhidos na literatura. Serão tratados aspectos tais como a influência da temperatura, da pressão e da concentração salina das soluções na solubilidade e espontaneidade da reação anidrita – gipso, e discutidos os aspectos geológicos da transformação anidrita gipso. Posteriormente serão apresentados e discutidos os resultados experimentais desta pesquisa que mostram que em condições de laboratório, sistema aberto a 20°C e 1 atm de pressão, a transformação da anidrita se expressa em aumentos de volume devido à formação de uma camada externa de cristais de gipso. Finalmente é sugerido um mecanismo de hidratação da anidrita e proposta uma teoria, baseada na força de cristalização do gipso, que justificaria as deformações lentas nos maciços rochosos e os níveis de tensão medidos em escavações subterrâneas.

6.1. Conceitos Termodinâmicos e Químicos

6.1.1. Parâmetros Termodinâmicos

A formação e transformação das rochas sulfáticas de anidrita e gipso estão governadas por processos químicos de dissolução e precipitação a diferentes temperaturas, pressões e concentração salina das soluções aquosas que as rodeiam.

As reações químicas, como a dissolução e a precipitação, sempre estão acompanhadas de liberação ou absorção de energia de acordo com a lei de conservação da energia. A termoquímica é a parte da termodinâmica que estuda as transferências de calor que ocorrem durante as transformações químicas e físicas.

A primeira lei da termodinâmica estabelece que a energia nunca se perde mas apenas que se transforma. A energia de um sistema (U) pode ser alterada de dois modos: por calor (q) e por trabalho (w). A primeira lei pode ser escrita como:

$$\Delta U = q + w \quad (6.1)$$

A *entalpia* (H) de um sistema é uma quantidade termodinâmica utilizada na descrição de trocas de calor em reações a pressão constante. É a soma de sua energia interna e o produto entre pressão e volume:

$$H = U + PV \quad (6.2)$$

Quando uma reação química se realiza sob pressão constante, a quantidade de calor liberado ou absorvido é expressa pela variação da entalpia do sistema, chamada *calor de reação* ou *entalpia de reação* (ΔH ou $\Delta H_{\text{reação}}$). Se o sinal é negativo a reação é exotérmica e se é positivo a reação é endotérmica. Quando cada substância está em seu estado padrão, na forma mais estável a 1 atm de pressão, a entalpia de reação é chamada *calor padrão de formação* ou *entalpia padrão de formação* (ΔH_f°). A entalpia de formação (ΔH_f) é a variação da entalpia para uma reação na qual o composto é obtido a partir de seus elementos livres. A entalpia padrão de formação da anidrita e do gipso a 25°C e 1 atm de pressão é $-1434,27$ e $-2023,02 \text{ kJ.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$.

A *capacidade calorífica* (C_p) de um sistema é a quantidade de calor necessária para elevar a temperatura de um sistema em 1°C. A capacidade calorífica molar é a capacidade calorífica expressada por mol daquela substância ($\text{J}^\circ\text{C.mol}$).

A variação de entalpia para qualquer processo depende somente da natureza das reagentes e independe do número de etapas do processo ou da maneira como é realizada a reação (Lei de Hess).

A segunda lei da termodinâmica complementa o enunciado da primeira lei, fornecendo elementos que permitem definir o sentido de uma transformação espontânea. Como decorrência disto surgem os conceitos de entropia e de energia livre.

Uma característica comum das transformações espontâneas é a tendência dos sistemas buscarem um estado de menor energia pela perda de energia para as suas vizinhanças. Outra característica é que o sistema vai de um estado mais ordenado para um mais desordenado. Em algumas condições, a evolução do sistema é impulsionada pela busca de menor energia e em outras, pela procura de um estado menos ordenado. Os sistemas tendem a transformar-se em estados mais desordenados por causa da probabilidade de tais estados ser maior do que a de um estado mais ordenado. A probabilidade para a desordem é maior que para a ordem.

A *entropia* (S) é uma quantidade termodinâmica que mede o grau de desordem de um sistema. Num sistema isolado a entropia aumenta com qualquer reação espontânea porque em cada caso o sistema tende a um estado de equilíbrio mais provável e mais estável. Num sistema não isolado, o sistema troca energia com a vizinhança e neste a variação de entropia total (ΔS_{total}) é igual à soma das variações de entropia do sistema e da vizinhança. Assim pode definir-se que:

$$\Delta S > 0 \text{ (sistema isolado, reação espontânea)}$$

$$\Delta S_{\text{total}} = \Delta S_{\text{sistema}} + \Delta S_{\text{viz}} > 0 \text{ (sistema não isolado, reação espontânea)}$$

Com a determinação da *Energia Livre do sistema* (G), a pressão e temperatura constante, é possível definir a espontaneidade de uma reação.

A energia Livre de Gibbs (G) pode-se expressar em função da entalpia (H) e da entropia (S) como sendo:

$$G \equiv H - TS \quad (6.3)$$

Sendo T = temperatura

Assim como U, H e S, G só depende do estado do sistema, então para uma mudança do estado 1 para o 2:

$$\Delta G = G_2 - G_1 = (H_2 - H_1) - (T_2 S_2 - T_1 S_1) \quad (6.4)$$

$$\Delta G = \Delta H - T \Delta S \quad (6.5)$$

$$\Delta G_{\text{sistema}} = \Delta H_{\text{sistema}} - T \Delta S_{\text{sistema}} \text{ (a T constante)} \quad (6.6)$$

Pode ser demonstrado que

$$-T \Delta S_{\text{total}} = \Delta H_{\text{sistema}} - T \Delta S_{\text{sistema}} \quad (6.7)$$

$$\Delta G_{\text{sistema}} = -T \Delta S_{\text{total}} \quad (6.8)$$

O critério para definir a transformação espontânea de um sistema a pressão e temperatura constante é:

$$\Delta G_{\text{sistema}} < 0 \text{ (transformação espontânea)}$$

$$\Delta G_{\text{sistema}} > 0 \text{ (transformação não-espontânea)}$$

$$\Delta G_{\text{sistema}} = 0 \text{ (sistema em equilíbrio)}$$

ΔH	ΔS	ΔG	Transformação
-	+	-	Espontânea
+	-	+	Não-espontânea
-	-	- T baixa	Espontânea
		+ T alta	Não-espontânea
		+ T baixa	Não-espontânea
+	+	- T alta	Espontânea

A terceira lei da termodinâmica estabelece que a entropia de um sólido cristalino, puro e perfeito, é igual a zero no zero absoluto. O estado de mínima entropia é um estado de máxima ordenação que acontece para sólidos cristalinos perfeitos no

zero absoluto. Nesse estado cada átomo do cristal vibra na mínima energia na sua posição no retículo cristalino. A entropia de um cristal mede o nível de desordem do cristal a determinada temperatura. A entropia muda quando é fornecido calor ao cristal. Se a temperatura aumenta, a entropia também. Surge o conceito de *entropia padrão de formação* (S°) das diferentes substâncias que correspondem a 25°C. A entropia padrão de formação da anidrita e do gipso a 25°C é 106,7 e 194,1 J.K⁻¹.mol⁻¹ respectivamente.

Na transformação gipso – anidrita (desidratação) a 25°C em água pura e a 1 atm., a entropia da reação é calculada da maneira seguinte:

$$\begin{aligned}\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O (s)} &\rightarrow \text{CaSO}_4 \text{ (s)} + 2\text{H}_2\text{O (l)} \\ \Delta S &= (mS^\circ \text{CaSO}_4 + mS^\circ \text{H}_2\text{O}) - mS^\circ \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \\ \Delta S &= (106,7 + 2 \cdot 69,9) - 194,14 \\ \Delta S &= 52,36 \text{ J.K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}\end{aligned}$$

Na transformação anidrita – gipso (hidratação) a 25°C, em água pura e a 1 atm:

$$\begin{aligned}\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} &\rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \\ \Delta S &= mS^\circ \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} - (mS^\circ \text{CaSO}_4 + mS^\circ \text{H}_2\text{O}) \\ \Delta S &= 194,14 - (106,7 + 2 \cdot 69,9) \\ \Delta S &= -52,36 \text{ J.K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}\end{aligned}$$

A dissolução da anidrita a 25°C, em água pura e a 1 atm apresenta uma entropia (S_{an}):

$$\begin{aligned}\text{CaSO}_4(\text{s}) &\rightarrow \text{Ca}^{2+}(\text{l}) + \text{SO}_4^{2-}(\text{l}) \\ S_{\text{an}} &= (mS^\circ \text{Ca}^{2+} + mS^\circ \text{SO}_4^{2-}) - mS^\circ \text{CaSO}_4 \\ S_{\text{an}} &= (-53,1 + 20,1) - 106,7 \\ S_{\text{an}} &= -139,7 \text{ J.K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}\end{aligned}$$

A dissolução do gipso nas mesmas condições que a anidrita, apresenta uma entropia (S_{gipso})

$$\begin{aligned}\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}(\text{s}) &\rightarrow \text{Ca}^{2+}(\text{l}) + \text{SO}_4^{2-}(\text{l}) + 2\text{H}_2\text{O (l)} \\ S_{\text{gipso}} &= (mS^\circ \text{Ca}^{2+} + mS^\circ \text{SO}_4^{2-} + mS^\circ \text{H}_2\text{O}) - mS^\circ \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \\ S_{\text{gipso}} &= (-53,1 + 20,1 + 2 \cdot 69,9) - 194,1 \\ S_{\text{gipso}} &= -87,3 \text{ J.K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}\end{aligned}$$

A *energia livre de Gibbs – padrão de formação* (ΔG°_f) é a variação de energia livre que acompanha a reação na qual um mol de um composto é formado a partir de

seus elementos livres. É a energia contida em um mol de uma substância a temperatura e pressão padrão (STP = 1 atm e 25°C). A energia livre padrão de formação da anidrita e do gipso a 25°C é -1322,03 e -1798,16 kJ.mol⁻¹.K⁻¹ respectivamente.

A *Energia livre padrão de reação* (ΔG°_r) é definida como a energia liberada ou absorvida por uma reação química com todas as suas substâncias em seus estados padrões (1 atm, 25°C, atividade = 1 (sólido puro = 1, solvente = 1, gás ideal = 1, íons = 1M))

$$\Delta G^\circ_r = (\sum \Delta G^\circ_f)_{\text{produtos}} - (\sum \Delta G^\circ_f)_{\text{reagentes}}$$

Para uma reação generalizada:

$$\Delta G^\circ_r = \{d\Delta G^\circ_f D + e\Delta G^\circ_f E\} - \{b\Delta G^\circ_f B + c\Delta G^\circ_f C\}$$

A energia livre de Gibbs de reação da anidrita a partir da desidratação do gipso, a 25°C e 1 atm, é de 1,90 kJ.mol⁻¹.K⁻¹ sendo $\Delta H^\circ_f = 17,09$ kJ.mol⁻¹.K⁻¹ e $\Delta S^\circ_f = 52,4$ J.mol⁻¹.K⁻¹ (RAJU e ATKINSON 1990).

A energia livre de Gibbs de formação do gipso a partir da hidratação da anidrita, a 25°C e 1 atm, é de -1,90 kJ.mol⁻¹.K⁻¹.

A energia livre de Gibbs da dissolução da anidrita em água pura, a 25°C e 1 atm, é de 24,32 kJ.mol⁻¹.K⁻¹ sendo $\Delta H^\circ_f = -17,66$ kJ.mol⁻¹.K⁻¹ e $\Delta S^\circ_f = -139,7$ J.mol⁻¹.K⁻¹ (RAJU e ATKINSON 1990).

A energia livre de Gibbs da dissolução do gipso em água pura, a 25°C e 1 atm, é de 26,24 kJ.mol⁻¹.K⁻¹ sendo $\Delta H^\circ_f = -0,58$ kJ.mol⁻¹.K⁻¹ e $\Delta S^\circ_f = -89,3$ J.mol⁻¹.K⁻¹ (RAJU e ATKINSON 1990).

Estes resultados mostram que a reação de desidratação do gipso para resultar em anidrita é não espontânea a 25°C mas é espontânea a reação da hidratação da anidrita. As energias livres de reação de ambos os processos de dissolução indicam que os dois são mecanismos espontâneos e que a anidrita é mais solúvel que o gipso a essa temperatura e pressão. De acordo com os parâmetros termodinâmicos fornecidos por RAJU e ATKINSON (1990) a temperatura de transição seria de 59,9°C a 1 atm de pressão e em água pura. Como será analisado em item posteriores, este valor de equilíbrio é diferente segundo os autores consultados.

6.1.2. Equilíbrio Químico

Todos os processos químicos tendem a atingir um equilíbrio. Numa reação química as substâncias reagentes vão se esgotando a favor da formação dos produtos da reação. Numa dissolução, uma solução está em equilíbrio quando não é possível dissolver mais soluto; a solução atingiu a saturação.

Quando um sistema está em equilíbrio e sofre uma perturbação exterior, tais como variações da temperatura, pressão ou concentração, o sistema reage no sentido contrário a fim de minimizar o efeito perturbador e restabelecer o equilíbrio. Este é o enunciado do Princípio de Le Châtelier.

Como afetam as variações de temperatura e pressão no equilíbrio sólido – líquido? Um aumento de temperatura num sistema sólido – líquido em equilíbrio:

Este é um processo endotérmico (fusão) que tende a formar mais líquido, minimizando o aumento da temperatura. O fornecimento de calor sob pressão constante produz a expansão do sistema se a densidade do líquido é menor que a densidade do sólido. Já o fornecimento de calor a volume constante, aumentará a pressão se a densidade do líquido é menor que a densidade do sólido. Quando a pressão do sistema em equilíbrio é aumentada, a fase compacta é favorecida. Se a densidade do líquido é menor que a densidade do sólido o equilíbrio se desloca para a esquerda formando mais sólido e resfriando o sistema .

Um *Diagrama de Fase* é um gráfico pressão vs temperatura (Figura 6.1) que mostra as condições sobre as quais uma fase simples é estável e aquelas sobre as quais duas ou mais fases podem estar em equilíbrio entre si:

Figura 6.1. Diagrama de fase esquemático da anidrita e do gipso

A *Lei do equilíbrio químico* permite o tratamento quantitativo do equilíbrio químico. A uma dada temperatura o valor da expressão da lei de ação das massas para uma certa reação em equilíbrio é uma constante conhecida como constante de equilíbrio K.

$$aA + bB \leftrightarrow cC + dD$$

$$K = [C]^c \cdot [D]^d / [A]^a \cdot [B]^b \quad (6.9)$$

A expressão 6.9 representa a concentração de um componente em uma determinada fase. Quando uma fase da reação é sólida, esse termo pode ser excluído no cálculo da constante de equilíbrio porque a concentração do sólido não pode ser mudada significativamente nas condições normais sendo portanto uma constante. Sendo assim, a constante de equilíbrio da reação anidrita – gipso pode reescrever-se:

Segundo o princípio de Le Châtelier, para uma reação exotérmica (reagentes $\rightarrow$ produtos + calor) um aumento da temperatura desloca o equilíbrio para a esquerda favorecendo a formação de reagentes. Para uma reação endotérmica (reagentes + calor $\rightarrow$ produtos) um aumento da temperatura deslocará o equilíbrio para a direita favorecendo a formação de produtos. No primeiro caso o valor da constante de equilíbrio diminui e no segundo aumenta.

No caso da dissolução de um eletrólito sólido em água, como por exemplo a anidrita, o equilíbrio de solubilidade pode ser escrito:

Sendo: $K' = K_{ps}$ = produto de solubilidade.

$[\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{SO}_4^{2-}]$ = produto iônico.

O produto de solubilidade do CaSO_4 é $2,4 \cdot 10^{-5}$ a 25°C e a solubilidade é $4,9 \cdot 10^{-3}$ mol/l a 25°C .

Já para o caso do gipso, o produto de solubilidade (K_{sp}) é:

$$K_{sp} = [\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{SO}_4^{2-}] \cdot [\text{H}_2\text{O}]^2$$

Sendo $K_{sp} = 2,63 \cdot 10^{-5}$ e sua solubilidade de $2,36 \cdot 10^{-3}$ mol.l⁻¹

Outra forma de calcular a constante de equilíbrio é utilizar as atividades das espécies que intervêm na reação e não a concentração molar.

O efeito do íon comum é responsável pela redução da solubilidade de um sólido iônico. Isto marca a idéia que a solubilidade da CaSO_4 seria menor em uma solução de Na_2SO_4 , por exemplo do que em água.

A precipitação de um soluto acontece quando o produto iônico supera o K_{ps} (condição sobre-saturada). Quando o produto iônico é igual a K_{ps} a solução está saturada.

A equação de dissolução do gipso pode ser escrita como:

Sendo $K_{sp} = 2,63 \cdot 10^{-5}$

Para esta reação a constante de equilíbrio também pode ser definida, em função das atividades, como:

$$K = a\text{Ca}^{2+} \cdot a\text{SO}_4^{2-} \cdot (a\text{H}_2\text{O})^2 / a\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$$

onde “a” é a atividade, entendendo-se esta como a concentração efetiva da espécie. Se os íons estão bastante diluídos (solução ideal), a atividade “a” ou (.) e a concentração absoluta “C” ou [] são essencialmente iguais ($a\text{Ca}^{2+} = c\text{Ca}^{2+}$).

A convenção termodinâmica é fixar a atividade do solvente (por exemplo H_2O) e dos sólidos puros (por exemplo $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) igual a 1, assim H_2O e CaSO_4 não aparecem nesta versão da expressão. Depois destas simplificações, a constante de equilíbrio pode ser escrita como:

$$K_{sp} = a\text{Ca}^{2+} \cdot a\text{SO}_4^{2-} = (\text{Ca}^{2+}) (\text{SO}_4^{2-}) = [\text{Ca}^{2+}][\text{SO}_4^{2-}]$$

Assumindo que é uma solução ideal, pode-se imaginar as seguintes situações hipotéticas onde:

- Se $[\text{Ca}^{2+}] = [\text{SO}_4^{2-}] = 10^{-3} \text{ M}$, o produto $[\text{Ca}^{2+}][\text{SO}_4^{2-}]$ é 10^{-6} o qual é menor que o valor de $K_s = 10^{-4,58}$. A solução é sub saturada. Qualquer adição de soluto será dissolvida.
- Se $[\text{Ca}^{2+}] = [\text{SO}_4^{2-}] = 10^{-2,29} \text{ M}$ o produto $[\text{Ca}^{2+}][\text{SO}_4^{2-}]$ é $10^{-4,58}$ sendo exatamente igual ao valor de K_s . A solução está saturada onde qualquer acréscimo de soluto será dissolvido e precipitado ao mesmo tempo e taxa.

- Se $[Ca^{2+}] = [SO_4^{2-}] = 10^{-2}M$ o produto $[Ca^{2+}][SO_4^{2-}]$ é 10^{-4} o qual é maior que o valor de $K_s = 10^{-4.58}$. A solução está sobre-saturada e a reação tenderá para a esquerda e mais sólido será formado.

Os valores da constante de equilíbrio podem ser calculados a partir da energia livre de Gibbs. A constante de equilíbrio (K) é calculada a partir de ΔG°_r como segue:

$$\Delta G^\circ_r = -RT \ln K = -2.3 RT \log K$$

Onde $R = \text{constante dos gases} = 8.314 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ mol}^{-1} = 1.987 \text{ cal } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ mol}^{-1}$

$T = \text{temperatura absoluta} = ^\circ\text{C} + 273^\circ\text{K} = 298^\circ\text{K}$ para 25°C

A 25°C , K pode ser simplesmente calculado a partir:

$$\begin{aligned} \Delta G^\circ_r &= -5.708 \log K \text{ (para G em kJ)} \\ &= -1.364 \log K \text{ (para G em kcal)} \end{aligned} \quad (6.10)$$

Considerando ΔG°_r da anidrita e do gipso respectivamente $24,32 \text{ kJ.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$ e $26,24 \text{ kJ.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$ a 25°C (RAJU e ATKINSON 1990), a constante K_{sp} , calculada através da equação 6.10 seriam $5,49.10^{-5}$ e $2,53.10^{-5}$.

Existe um problema clássico onde é conhecida a concentração para um conjunto específico de condições e deseja-se saber se essa reação específica está em equilíbrio ou não e de que modo procederá espontaneamente nessas condições.

Uma forma é calcular o *quociente de reação* ($Q = [D].[E]/[B].[C]$) usando as concentrações observadas (convertidas a atividades) é compará-la com o valor de K. Esta comparação mostra se a solução é subsaturada, saturada ou supersaturada.

A energia livre para este conjunto de condições pode ser escrita como:

$$\Delta G_r = \Delta G^\circ_r + 2.3 RT \log (aD^d aE^e / aB^b aC^c)_{\text{in situ.}}$$

$$\Delta G_r = \Delta G^\circ_r + 2.3 RT \log Q$$

onde $Q = aD^d . aE^e / aB^b . aC^c = \text{produto de atividade iônica (IAP)}$

Podemos substituir ΔG°_r com sua expressão $\log K$:

$$\Delta G_r = -2.3 RT \log K + 2.3 RT \log Q$$

ou

$$\Delta G_r = 2.3 RT \log Q/K = 2.3 RT \log \Omega, \text{ onde } \Omega = Q/K$$

se $K = Q$; $\Omega = 1 \rightarrow \Delta G_r = 0$ a reação está em equilíbrio, a energia livre do sistema é mínima.

Se $Q > K$; $\Omega > 1 \rightarrow \Delta G_r > 0$ a reação favorece a formação dos produtos.

Se $Q < K$; $\Omega < 1 \rightarrow \Delta G_r < 0$ a reação favorece os reagentes

Pode-se calcular a constante K para a solubilidade do gipso a partir de G_r usando os valores de G_f° :

$$\Delta G_r^\circ \quad \quad \quad -1798,16 \quad - 553,17 \quad -744,54 \quad 2(-237,12) \text{ em kJ. mol}^{-1}$$

$$\Delta G_r^\circ = 26,21$$

$$\text{Log } K = - \Delta G_r^\circ / 5.708 = -4.59$$

$$\text{ou } K = 10^{-4.59}$$

O valor de K para a solubilidade do gipso é reportada como $10^{-4.58}$

6.1.3. Propriedades das Soluções

As propriedades de uma solução ou mistura homogênea podem não estar relacionadas com aquelas dos seus componentes individuais (RUSSELL 1994). Existem diversos tipos de soluções envolvendo os três estados da matéria (sólido, líquido e gasoso) mas neste caso só nos interessam as soluções de sólido dissolvido em líquido que é o caso da anidrita e do gipso (solutos) dissolvidos em água (solvente) ou soluções salinas (NaCl, KCl, NaSO₄, etc..).

A concentração de uma solução é a quantidade de soluto dissolvido no solvente. As unidades mais freqüentes são a *fração molar*, a *percentagem molar*, a *molaridade*, a *molalidade*, a *percentagem em massa* e a *normalidade*.

A *molaridade* ou concentração molar é uma das unidades mais empregadas em química e representa o número de moles de soluto dissolvido em 1 litro de solução:

$$\text{Molaridade de A} = n_A / V_{\text{solução (L)}}$$

A concentração molar muda com a temperatura devido à expansão térmica e contração da solução.

A *molalidade* é o número de moles de soluto dissolvido por quilograma de solvente:

$$\text{Molalidade de A} = n_A / \text{massa solvente (kg)}$$

Esta unidade é especialmente útil em trabalhos nos quais a temperatura muda por que ela é independente da temperatura.

6.1.3.1. Mecanismo de Dissolução

Quando um soluto sólido entra em contato com um solvente líquido, a estrutura do sólido começa a se desintegrar por que as moléculas do solvente atacam a superfície do retículo cristalino, removendo as partículas do soluto, rodeando-as e dispersando-as. As velocidade ou facilidade com que esse fenômeno acontece depende das intensidades relativas das três forças presentes no sistema:

- a) Forças soluto-soluto, que mantêm unidos os íons ou moléculas do retículo cristalino antes da dissolução (medida pela energia reticular);
- b) Forças solvente-solvente, que são as que atuam nas moléculas do solvente antes da dissolução;
- c) Forças soluto-solvente, que são as formadas entre as duas fases durante o processo de dissolução (energia de solvatação).

A *energia reticular* (ΔH_{ret}) é a quantidade de energia necessária para separar as partículas que compõem um mol de sólido. A energia reticular depende das forças de interação entre as partículas e a geometria do retículo cristalino.

Quando opera a dissolução, as forças soluto-soluto e solvente-solvente são substituídas pelas forças soluto-solvente. Quando um soluto apresenta alta solubilidade se deve a que as forças soluto-soluto são fracas (energia reticular baixa) e que as forças soluto solvente são fortes.

A força reticular depende do tipo de soluto. Os solutos podem ser sólidos iônicos (halita, gipso, anidrita), moleculares, covalentes e metálicos. Os covalentes apresentam as maiores forças reticulares. Já os solventes podem ser polares (água) ou apolares. Os solventes polares tendem a dissolver mais facilmente os solutos iônicos porque as forças soluto-solvente são mais altas que as forças reticulares. A água é um solvente muito bom porque as forças íon – dipolo estabelecidas nas soluções são fortes já que a água é uma substância de alta polaridade e cada íon é envolvido por muitas moléculas de água. Diz-se que o íon está hidratado.

A água é um poderoso dissolvente devido à parcialmente a alta constante dielétrica. A constante dielétrica da água é uma medida da polarizabilidade de suas moléculas isto é a facilidade de se orientar de tal modo a “neutralizar” uma determinada

carga nas suas proximidades. Reduz-se desta maneira a força de atração entre íons o que conduz a uma estabilidade da solução aquosa. Um outro fator que contribui para uma alta constante dielétrica é a existência de forças de atração intermoleculares muito fortes no líquido, conhecidas como ligações ou pontes de hidrogênio. A ligação de hidrogênio é uma atração intermolecular forte entre moléculas que contêm átomos de hidrogênio ligados a átomos de elevada eletronegatividade como N, O e F.

Quando os sólidos se dissolvem, sofrem dissociação em íons, os quais estão dispersos no solvente. A solubilidade molar de uma substância é a concentração molar de sua solução saturada, isto é o número de moles do soluto que deve ser dissociado. Contudo a solubilidade de um soluto pode não ser a mesma que as concentrações dos seus íons.

A taxa de dissolução decresce à medida que a solução vai aumentando sua concentração. Quando não mais soluto é dissolvido diz-se que a solução está em equilíbrio, isto é que o soluto em excesso está em equilíbrio com os íons da solução.

Algumas substâncias ao dissolver-se liberam calor ($\Delta H < 0$) e outras absorvem calor ($\Delta H > 0$). O aumento da entalpia em um processo de dissolução se chama *calor de solução* ou *entalpia de solução* (ΔH_{sol}). Quando o calor de solução é positivo, a energia é absorvida e quando negativa, a energia é liberada.

O processo de dissolução é desenvolvido em duas etapas: a) desintegração do retículo cristalino e dissociação em íons, b) solvatação destes íons por moléculas de solvente. Normalmente a desintegração do retículo cristalino representa um processo de absorção de energia por isso $\Delta H_{\text{ret}} > 0$ suficiente para romper as ligações cristalinas. Já o processo de solvatação ou hidratação dos íons representa uma liberação de energia (energia de hidratação, $\Delta H_{\text{hid}} < 0$). Quando $\Delta H_{\text{ret}} > \Delta H_{\text{hid}}$ a dissolução é endotérmica ($\Delta H_{\text{sol}} > 0$) e quando $\Delta H_{\text{ret}} < \Delta H_{\text{hid}}$ a dissolução é exotérmica ($\Delta H_{\text{sol}} < 0$).

Tanto os íons negativos como positivos são hidratados em solução aquosa. Isto significa que estão rodeados por uma camada quase esférica de moléculas dipolares de água. O grau de hidratação de um íon pode ser medido pela energia de hidratação do íon, energia liberada quando o íon passa do estado gasoso para a fase aquosa ao tornar-se hidratado.

Se o processo de dissolução é endotérmico um aumento da temperatura muda o equilíbrio para a direita favorecendo a solução e aumentando a solubilidade. No caso exotérmico, um aumento da temperatura muda o equilíbrio para a esquerda favorecendo

o soluto não dissolvido e diminuindo a solubilidade. O gipso é um sólido iônico cuja solubilidade aumenta até aproximadamente 40°C ou 50°C e logo diminui, com o sistema a 1 atm de pressão. A anidrita apresenta diminuição da solubilidade com aumento da temperatura. Isto indica que a dissolução da anidrita é um fenômeno exotérmico enquanto que a dissolução do gipso é endotérmico até a temperatura de transição e sendo posteriormente exotérmico.

A solubilidade de sólidos e líquidos em solventes líquidos é praticamente independente da pressão. De acordo com o Princípio de Le Chatélier, um aumento na pressão favorecerá o processo de dissolução se o volume da solução for menor que o volume dos componentes antes da mistura. A alteração do volume que acompanha a dissolução é determinada a partir do conhecimento da densidade, mas como ela é sempre pequena, o efeito da pressão sobre a solubilidade de sólidos e líquidos é quase sempre desprezível. Como será apresentado mais adiante, a solubilidade do gipso e da anidrita é particularmente sensível à pressão aplicada ao sistema.

As propriedades da solução que dependem da concentração de partículas de soluto e não da sua natureza são conhecidas como *propriedades coligativas*. Elas incluem o abaixamento da pressão de vapor, elevação do ponto de ebulição, diminuição do ponto de congelamento e a pressão osmótica. Cada uma destas propriedades depende da diminuição da tendência de escape das moléculas do solvente pela adição de partículas de soluto. Tendência ao escape é a tendência apresentada pelas moléculas para escapar da fase na qual se encontram.

A tendência de escape das moléculas de solvente é medida pela sua pressão de vapor, a qual diminui quando aumenta a concentração de soluto na solução. Este fenômeno é compreensível imaginando que quanto maior número de partículas de soluto na solução, maior será a força de atração destas para com as moléculas do solvente. Além disso a superfície de contato entre as duas fases agora está ocupada em parte por moléculas de soluto. Assim a tendência de escape diminuirá e a concentração de solvente na fase gasosa também, de forma paralela a pressão de vapor cairá. Este fenômeno é descrito pela Lei de Raoult que diz que a pressão parcial de vapor de um componente na solução líquida é proporcional à fração molar daquele componente multiplicado pela sua pressão de vapor quando puro:

$$P_{\text{solv}} = X_{\text{solv}} \cdot P^{\circ}_{\text{solv}}$$

Sendo: P_{solv} = pressão de vapor do solvente na solução

P°_{solv} = pressão de vapor do solvente puro

X_{solv} = fração molar do solvente na solução

Para um soluto não volátil, a pressão de vapor total da solução é P_{solv} :

$$P_{\text{solv}} = (1 - X_{\text{solute}}) \cdot P_{\text{solv}}^{\circ}$$

$$P_{\text{solv}}^{\circ} - P_{\text{solv}} = \text{abaixamento da pressão de vapor}$$

Apesar de as camadas hidratadas dos íons em solução tenderem a manter afastados os íons, eles podem se combinar. Na reação de precipitação, o produto é uma fase condensada (sólida ou líquida) pouco solúvel em água. A precipitação acontece quando a concentração de um produto começa a exceder sua solubilidade. Os mecanismos físicos de precipitação, nucleação de cristais e crescimento, serão discutidos em itens posteriores.

6.1.4. Cristalização a partir de soluções

O processo de cristalização é um típico processo de transformação de fases. A cristalização a partir de soluções normalmente acontece entre 0 – 100°C. O mecanismo de cristalização basicamente pela interação entre os íons ou moléculas do soluto e do solvente. O processo de crescimento dos cristais é governado pela difusão de soluto na superfície que separa as fases líquida e sólida. O processo de cristalização começa com a formação de uma solução sobre-saturada, continua com a fase de nucleação isto é da formação de pequenos núcleos cristalinos e finaliza com a precipitação dos cristais nucleados. A cinética de cristalização a partir de soluções, está governada pelo grau de sobre saturação, a composição da solução, a temperatura e a presença de impurezas (KHAMSKII 1969).

Uma solução cuja concentração é maior que a da solução saturada chama-se de sobre-saturada ou super-saturada. A condição de sobre-saturação é instável e a transição entre o estado de não equilíbrio ao do equilíbrio é acompanhado necessariamente pela cristalização. A sobre-saturação absoluta é a diferença entre a concentração da solução num determinado momento e a concentração da solução no limite de solubilidade (KHAMSKII 1969).

A capacidade das substâncias de formar soluções sobre-saturadas pode ser representada quantitativamente pela máxima sobre-saturação, que representa o limite a partir do qual a cristalização começa espontaneamente. O fenômeno da máxima sobre-saturação está estreitamente relacionado com a estabilidade das soluções sobre-

saturadas o qual está governada pelo *limite de metaestabilidade*. Este limite representa as máximas concentrações, medidas a várias temperaturas, a partir da qual a cristalização acontece de maneira espontânea. Este limite separa a região das soluções sobre-saturadas em duas partes, as soluções com concentrações acima deste limite cristalizam imediatamente e as com concentrações por baixo podem permanecer sem cristalizar por um tempo numa condição metaestável. Assim podem ser definidos três setores num gráfico concentração vs temperatura: a zona estável de soluções sub-saturadas por baixo da curva de solubilidade, a zona de soluções metaestáveis localizada entre a curva de solubilidade e o limite de sobre-saturação e a zona lábil (instável) por cima do limite de sobre-saturação. A cristalização na zona metaestável acontece não imediatamente mais sim num intervalo de tempo que pode ser diminuído pela presença de impurezas ou pela introdução de sementes de cristais (KHAMSKII 1969).

A nucleação de cristais, como foi dito, envolve a formação de uma fase sólida. A aparição de uma nova fase ocorre quando o sistema não está em equilíbrio e a formação dela é condição necessária para o re-establishimento do equilíbrio. Como cada transformação de fase tem envolvido uma mudança na energia livre do sistema, quando a $\Delta G < 0$ a nucleação é espontânea. O núcleo é a quantidade mínima de uma nova fase capaz de apresentar uma existência independente. É o centro de cristalização da nova fase (KHAMSKII 1969).

A formação de um núcleo obedece à relação entre o grau de sobre-saturação da solução e taxa de formação de núcleos (número de núcleos formados por unidade de volume e de tempo). Quando o grau de sobre-saturação aumenta a taxa de formação de núcleos se acelera. Outros fatores que facilitam a aparição de núcleos são as impurezas e a presença de sementes cristalinas. Neste sentido um núcleo não precisa ser um cristal da substância a cristalizar, pode ser qualquer partícula sólida que absorva íons ou moléculas do sal a cristalizar na sua superfície (cristalização num substrato) (KHAMSKII 1969).

A formação de núcleos a partir de soluções perfeitamente limpas, sem impurezas, há gerado dúvidas entre os autores chegando até a postular que a nucleação em soluções puras é impossível. Sem embargo experimentos realizados demonstram o contrário. Ainda que a natureza dos núcleos e os mecanismos atuantes não são muito bem conhecidos, aparentemente o estágio inicial do núcleo consiste na formação de complexos moleculares pela colisão progressiva de moléculas. A maior grau de sobre-saturação maior a probabilidade de formar estes complexos moleculares.

Em soluções “reais” contendo partículas sólidas, os mecanismos diferem dependendo da quantidade e natureza das impurezas sólidas presentes. As partículas sólidas podem ser: a) sementes cristalinas da mesma substância dissolvida, b) partículas de substâncias isomórficas que podem formar soluções sólidas com a substância que está cristalizando, c) partículas que formam intercrescimentos regulares com a substância em cristalização, d) partículas de substâncias que absorvem moléculas da substância em cristalização. Um papel importante na formação de núcleos é jogado pelas paredes do recipiente onde a transformação química está acontecendo ou qualquer elemento sólido onde as partículas possam ser depositadas (KHAMSKII 1969). Isto é particularmente importante por que explica a formação de cristais de gipso nas paredes do recipiente e na lâmina de vidro utilizados nos ensaios de expansão axial. A nucleação é favorecida nos sistemas heterogêneos por que a energia livre necessária é menor que nos sistemas homogêneos.

A formação de núcleos numa solução sobre-saturada é seguida do crescimento cristalino. O crescimento de cristais é governado pelo menos por dois processos: a) difusão de partículas para a superfície do cristal e sua incorporação na estrutura do retículo cristalino, b) absorção da partícula pela superfície, migração ao longo da superfície e incorporação no retículo cristalino. Da mesma forma que a nucleação, o crescimento de cristais é influenciado pela temperatura, presença de impurezas, grau de sobre-saturação da solução, viscosidade, etc. (KHAMSKII 1969).

6.1.5. Sistema Aberto (não - isolado) e Sistema Fechado (isolado)

RUSSELL (1994) define um *sistema isolado* ou *fechado* como aquele em que as fronteiras são impenetráveis a todas as formas de matéria e energia. Um sistema isolado apresenta uma tendência natural a tornar-se mais desordenado. Qualquer transformação espontânea aumenta a entropia do sistema. Já um *sistema aberto* ou *não – isolado* apresenta trocas de energia e matéria com suas vizinhanças. As reações químicas em geral se comportarão de maneira diferente segundo o tipo de sistema onde elas aconteçam e a natureza das perturbações externas.

No caso da transformação anidrita $\leftrightarrow$ gipso as mudanças volumétricas podem ser calculadas comparando os volumes molar do gipso, da anidrita e da água para sistemas abertos e fechados (ZANBAK e ARTHUR 1986). Estes autores definem um sistema fechado como um ambiente onde a água está entravada junto ao sulfato de cálcio antes e depois da reação. Num sistema aberto a água livre pode ingressar durante

o processo de hidratação ou ser expulsa durante a desidratação e deixar o sistema (ZANBAK e ARTHUR 1986).

6.2. Aspectos Físico - Químicos da transformação Anidrita - Gipso

O comportamento físico – químico das variadas formas em que se apresenta o CaSO_4 (anidrita, gipso, bassanita) é ainda hoje objeto de numerosas pesquisas de laboratório. Estes estudos procuram resolver problemas ou indagações em diversas áreas do conhecimento desde as áreas científicas, especialmente em geologia e oceanografia, até as tecnológicas onde o sulfato de cálcio é utilizado como material de construção, na desulfurização do óleo combustível, na produção de fertilizantes fosfatados e ácido fosfórico, na dessalinização de águas, na produção hidro-metalúrgica de zinco e cobre e na recuperação de gás e petróleo. Os maiores esforços foram dirigidos a controlar ou prevenir a taxa de crescimento e a morfologia dos cristais de gipso formados nestes processos industriais (FREYER e VOIGT 2003).

Além de todas estas aplicações, esta tese procura utilizar o estado do conhecimento atual para compreender os processos de transformação que podem ocorrer quando uma obra de engenharia é construída nos maciços de rochas sulfáticas. Este conhecimento é de extrema importância na compreensão da teoria da expansão da anidrita.

A dissolução, cristalização e transformação das diferentes fases de sulfatos de cálcio são influenciadas de maneira complexa pela temperatura, pressão, eletrólitos dissolvidos e pela presença de outros minerais. A seguir serão discutidos estes aspectos.

6.3.1. Fases e Estruturas

CHANG *et al.* (1998) apresentam na Tabela 6.1 as fases sólidas do sistema $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O}$.

Tabela 6.1. Fases sólidas do sistema $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O}$

Nomenclatura do Sistema $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O}$ (CHANG <i>et al.</i> 1998)			
Fórmula	Descrição		Simetria
$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Gipso	Selenita	Monoclinico
		Satin-spar	
$\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$	Hemihidrato	Plaster de Paris	Monoclinico
		Bassanita	
CaSO_4 (metaestável)	γCaSO_4	anidrita Solúvel	Hexagonal
CaSO_4 (estável até 1200°C)	Anidrita	βCaSO_4	Ortorrômico
		anidrita Insolúvel	
CaSO_4 (estável acima de 1200°C)	αCaSO_4		Trigonal

Existe controvérsia sobre a natureza dos hemihidratos e das anidritas “solúveis”. Na natureza estas fases não são estáveis e por isso serão descartadas da análise subsequente.

Em contato com a água, três fases de sulfatos de cálcio podem cristalizar: o gipso, a anidrita e o hemihidrato chamado também de bassanita. As estruturas cristalinas do gipso e da anidrita podem observar-se na Figura 6.2.

Figura 6.2. Estruturas cristalinas do gipso e da anidrita

Todas estas fases se caracterizam por apresentar cadeias $[\text{Ca-SO}_4\text{-Ca-SO}_4]$ onde os tetraedros de sulfato são coordenados através dos átomos de oxigênio com os dois íons Ca^{2+} vizinhos. O gipso distingue-se por uma marcada estrutura em camadas com clivagem perfeita segundo (010) onde está localizada uma lâmina de água coordenada. A estrutura ortorrômbica da anidrita (termodinamicamente estável) contém as cadeias $[\text{Ca-SO}_4\text{-Ca}]$ orientadas na direção do eixo “c” (FREYER & VOIGT 2003).

6.3.2. Parâmetros Termodinâmicos

Os coeficientes e as constantes de integração para a obtenção dos parâmetros termodinâmicos das espécies e equilíbrios envolvidos nos processos de transformação da anidrita e do gipso são apresentados na Tabela 6.2 extraídos de RAJU e ATKINSON (1990).

Tabela 6.2

COEFICIENTES DAS QUANTIDADES TERMODINÂMICAS PARA ESPÉCIES E EQUILÍBRIOS						
$C_p = A + BT + C/T^2$ $\Delta H^0 = AT + BT^2/2 - C/T + I_h$ $\Delta S^0 = A \ln T + BT - C/2T^2 + I_s$ $\Delta G^0 = A T \ln T + BT^2/2 + C/2T - I_h - I_g T$						
Espécies	A	B	$10^6 C$	I_h	I_g	I_s
$SO_4^{2-} (aq)$	818.323	-1.84581	-49.7126	-1237946	5762.58	-4371.65
$Ca^{2+} (aq)$	-58.534	0	4.6748	-509536	-453.55	306.69
$CaSO_4 (s)$	70.208	0.9874	0	-1459593	876.13	-322.75
$CaSO_4 \cdot 2H_2O (s)$	91.379	0.31798	0	-2064398	1461.01	-421.33
$H_2O (l)$	47.652	0.05824	0.9188	-299545	494.72	-213.8
Equilíbrio						
I	74.132	-0.10276	-1.8376	5715	404.59	-329.03
II	689.581	-1.94455	-45.0378	-287889	4432.9	-3742.21
III	763.714	-2.04731	-43.2002	-282176	4837.58	-4071.24

Os equilíbrios I, II e III referem-se à desidratação do gipso, dissolução da anidrita e dissolução do gipso respectivamente.

Cabe mencionar que em geral os parâmetros termodinâmicos variam muito pouco segundo os diferentes autores consultados (KELLEY *et al.* 1941, E-AN ZEN 1965, HARDIE 1967). As grandes diferenças residem nos parâmetros termodinâmicos dados à $H_2O (l)$ por KELLEY *et al.* 1941.

6.3.3. Equilíbrio Anidrita $\leftrightarrow$ Gipso

Os sulfatos de cálcio apresentam-se na natureza na forma de gipso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), anidrita ($CaSO_4$) e hemihidrato ou bassanita ($CaSO_4 \cdot \frac{1}{2}H_2O$). A cristalização e transformação das fases de sulfato de cálcio são influenciadas pela temperatura, pressão, eletrólitos dissolvidos e presença dos próprios sulfatos e outros minerais (FREYER & VOIGT 2003).

A teoria da hidratação da anidrita se baseia na idéia de que nas condições de temperatura, de pressão (hidrostática e tectônica) e da natureza da água subterrânea (concentração salina e tipo de eletrólitos) presentes nas obras de engenharia, a anidrita é uma fase mineralógica instável que em contato com a solução aquosa se transforma em gipso. Interessa saber então quais são as condições que marcam o equilíbrio termodinâmico do sistema $CaSO_4 - H_2O - Sais$.

A análise será dividida em duas partes. Primeiro será estudado o sistema $\text{CaSO}_4\text{--H}_2\text{O}$ procurando determinar a temperatura de equilíbrio a partir dos resultados obtidos na literatura de solubilidade do gipso e da anidrita. Estes resultados serão comparados com os obtidos das análises termodinâmicas teóricas. Em ambos os casos será avaliada a influência da pressão no deslocamento da temperatura de equilíbrio.

A segunda parte tratará sobre a influência da concentração salina na temperatura de equilíbrio através do estudo do sistema $\text{CaSO}_4\text{--H}_2\text{O--NaCl}$.

6.3.3.1. Sistema $\text{CaSO}_4\text{--H}_2\text{O}$

Aos trabalhos pioneiros de MARIGNAC (1876), RAUPENSTRAUCH (1886), HULLETT e ALLEN (1902) e VAN'T HOFF *et al.* (1903) seguiram-se os de MELCHER (1910), FARNSWORTH (1925), HALL e COLEMAN (1926), PARTRIDGE e WHITE (1929), HILL (1937), TORIUMI e HARA (1938), HILL e WILLS (1938), POSNJAK (1940), ZDANOVSKY (1949), MACDONALD (1953), D'ANS *et al.* (1955), CONLEY & BUNDY (1958), LAFFITTE (1955), MADGIN e SWALES (1956), BOCK (1961), DICKSON (1963), OSTROFF (1964), MARSHALL (1964), E-AN ZEN (1965), POWER *et al.* (1966), HARDIE (1967), BLOCK e WATÉRS (1968), BLOUNT & DICKSON (1969, 1973), INNORTA *et al.* (1980), MONNIN (1990), RAJU e ATKINSON (1990), CHANG *et al.* (1998) e FREYER & VOIGTH (2003). Estes autores investigaram o efeito da temperatura, da pressão e da concentração salina da solução aquosa na solubilidade e temperatura de transição da anidrita e do gipso.

A Figura 6.3 mostra as curvas de solubilidade em função da temperatura da anidrita e do gipso, em água pura e para pressões de 1, 500 e 1000 bar (0,1 a 100 MPa). Os dados foram colhidos da literatura publicada e correspondem na sua maioria, a medidas diretas de solubilidade.

Alguns importantes comentários podem ser feitos dos dados apresentados no gráfico. A solubilidade da anidrita diminui com aumento da temperatura a qualquer pressão aplicada no sistema. As curvas de solubilidade do gipso, apresentam tendências diferentes segundo a pressão considerada. A pressão atmosférica a solubilidade do gipso aumenta suavemente com a temperatura até um máximo entre 40 e 60°C.

Figura 6.3. Solubilidade da anidrita e do gipso em função da temperatura e da pressão

A partir daí a solubilidade diminui com aumento temperatura. Já as curvas de 500 e 1000 bar mostram comportamentos diferentes mas os escassos dados utilizados na regressão impedem uma opinião conclusiva.

A temperatura de transição entre as duas fases minerais pode ser obtida da interseção das respectivas curvas de solubilidade. Na Figura 6.3 a temperatura de transição, a 1 bar de pressão, é $44 \pm 14^\circ\text{C}$. A uma dada temperatura a fase que apresenta a menor solubilidade é a fase estável. Desta forma a temperaturas inferiores a esta faixa, a fase estável seria o gipso e a temperaturas superiores a fase estável seria a anidrita.

A definição da temperatura de transição vem sendo discutida há bastante tempo. VAN'T HOFF *et al.* (1903) determinaram a temperatura de transição entre 60 e 66°C através de determinações dilatométricas e cálculos termodinâmicos. Estes resultados foram aceitos até 1955 quando a pesquisa realizada por D'ANS *et al.* (1955). PARTRIDGE e WHITE (1929) propuseram uma temperatura de transição em torno de 38°C . HARA *et al.* (1934) *apud* HILL (1937) propõem uma temperatura de $\pm 37,5^\circ\text{C}$ a partir de dados de solubilidade de anidrita e gipso obtidos em ensaios com aproximação desde a sub-saturação. HILL (1937) e POSNJAK (1940), a partir de ensaios de solubilidade com aproximação desde a sobre e sub-saturação, obtiveram uma temperatura de transição de $42 \pm 2^\circ\text{C}$. KELLEY *et al.* (1941), através de cálculos termodinâmicos, obtiveram uma temperatura de transição de 40°C . Contrariamente OSTROFF (1964) apresentou evidências experimentais que indicam que a transição anidrita/gipso não acontece a temperaturas menores que 97°C . E-AN ZEN (1965) argumentou que os valores de KELLEY *et al.* (1941) foram obtidos a partir de dados termodinâmicos inconsistentes e que os novos cálculos com dados mais consistentes e levando em conta as incertezas, deram temperaturas de transição de $46 \pm 25^\circ\text{C}$. HARDIE (1967) determinou a solubilidade da anidrita e do gipso em soluções com diferentes atividades da água. Extrapolações para a situação de água pura ($a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$) deram temperaturas de transição de $58 \pm 2^\circ\text{C}$. BLOUNT e DICKSON (1973) obtiveram uma temperatura de transição de $56 \pm 3^\circ\text{C}$ em concordância com os valores de Hardie. Os experimentos realizados por KNACKE e GANS (1977) *apud* FREYER e VOIGT (2004) deram uma temperatura de transição de $55,5 \pm 1,5^\circ\text{C}$. INNORTA *et al.* (1980) determinaram um ponto de transição a $49,5 \pm 2,5^\circ\text{C}$. A partir dos parâmetros termodinâmicos utilizados por RAJU e ATKINSON (1990), a temperatura de transição foi calculada em $59,9^\circ\text{C}$. A partir de resultados experimentais e cálculos

termodinâmicos, observou-se que a transição anidrita/gipso acontece entre 25°C e 52°C (FREYER & VOIGT 2003).

A discrepância entre os resultados dos diferentes autores se deve em primeiro lugar aos diferentes métodos utilizados na determinação da solubilidade e em segundo termo porque a anidrita tem dificuldades para cristalizar em água pura com taxas mensuráveis abaixo dos 70°C impedindo a verificação do equilíbrio partindo dos extremos de sub-saturação e da sobre-saturação. Em outras palavras a anidrita apresenta uma cinética de cristalização muito baixa, fazendo difícil sua cristalização espontânea.

O aumento de pressão aumenta significativamente a solubilidade de ambos os minerais como mostram as curvas de ajuste para 500 e 1000 bar (Figura 6.3). Observa-se que as curvas de solubilidade do gipso para essas pressões foram traçadas com poucos dados assim como foram escassos os dados de solubilidade da anidrita para temperaturas menores de 60 °C. Levando em conta estas restrições, observa-se que a temperatura de transição aumenta levemente com a pressão a uma taxa de 66 bar/ °C (BLOUNT e DICKSON 1973).

Os cálculos termodinâmicos baseados na energia livre padrão de formação (ΔG_f°) permitem definir a temperatura de transição (Figura 6.4). Anteriormente foi explicado que quando ΔG_f° é negativo a reação é espontânea nessas condições de temperatura e pressão. KELLEY *et al.* (1941) propuseram a seguinte equação de ΔG_f° para a reação $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$:

$$\Delta G_f^\circ = 163,89T + 0,0215T^2 - 65,17T\log_{10}T - 2495 \quad (6.11)$$

E-AN ZEN (1965) e HARDIE (1967) questionaram os parâmetros termodinâmicos usados por Kelley *et al.* (1941) por não serem realistas e propõem a seguinte equação que leva em conta as incertezas de cada parâmetro;

$$\begin{aligned} \Delta G_f^\circ &= -2890 + 179,57 T + 0,0262 T^2 - 71,44 T \log T && \text{(média)} \\ \Delta G_f^\circ &= -2870 + 180,43 T + 0,0262 T^2 - 71,44 T \log T && \text{(limite inferior)} \\ \Delta G_f^\circ &= -2910 + 178,71 T + 0,0262 T^2 - 71,44 T \log T && \text{(limite superior)} \end{aligned} \quad (6.12)$$

Figura 6.4. Energia Livre padrão de formação e temperatura de transição dão equilíbrio gipso = anidrita + água

RAJU e ATKINSON (1990) sugerem a seguinte equação para o equilíbrio gipso = anidrita + água:

$$\Delta G^{\circ}_f = 74,132T \ln T - (0,10276T^2)/2 - 1,8376 \cdot 10^{-6}/2T - 5715 - 404,59T \quad (6.13)$$

A Figura 6.4 é uma representação da energia livre padrão de formação do equilíbrio gipso = anidrita + água vs temperatura. Foram plotadas as curvas correspondentes às equações (6.11 a 6.13). Pode-se observar que a equação de KELLEY *et al.* (1941) estima a temperatura de transição em 42°C, as de ZEN (1965) e HARDIE (1967) em 46°C ± 22°C e a de RAJU e DICKSON (1990) em 59,9°C. Estes valores indicam que a temperaturas maiores, a reação de desidratação do gipso é um processo espontâneo e que a temperaturas menores, a reação de hidratação da anidrita é espontânea. Embora esta informação seja muito interessante, a faixa de variabilidade da temperatura de transição (24°C – 68°C) mostra que pequenas variações dos parâmetros termodinâmicos fazem variar muito o ponto invariante de equilíbrio. Outro fato notável que não deve ser deixado de mencionar é a grande coincidência entre a faixa de temperatura de equilíbrio definida pelos ensaios de solubilidade (44°C ± 14°C) e pelos cálculos termodinâmicos (46°C ± 22°C).

6.3.3.2. Sistema $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O-NaCl}$

No item anterior foram analisadas as condições do equilíbrio gipso $\leftrightarrow$ anidrita em água pura e em variadas condições de temperatura e pressão.

Neste item será analisada a influência de soluções salinas, preferencialmente de NaCl, no estabelecimento do equilíbrio entre anidrita e gipso.

A Figura 6.5 mostra a influência da concentração de NaCl na variação da temperatura de equilíbrio a partir de cálculos termodinâmicos. O gráfico foi construído a partir das equações termodinâmicas publicadas por MACDONALD (1953) e correspondem a um sistema fechado a 1 bar de pressão. O aumento da concentração salina abaixa a temperatura de equilíbrio fazendo que a reação de hidratação da anidrita aconteça a temperaturas menores. Segundo esses cálculos a temperatura de equilíbrio em água pura é 40°C e cai para 27°C quando a solução está saturada de NaCl (6,12 mol/kg H_2O).

As Figuras 6.6 a, b e c mostram a influência da concentração de NaCl na solubilidade do gipso e da anidrita a 30°C, 35 °C, 50 °C e 70 °C. A Figura 6.6a foi confeccionada com dados publicados por POSNJAK (1940) para gipso e anidrita a 30°C e por E-AN ZEN (1965) para gipso e D'ANS *et al.* (1955) para anidrita ambos a 35 °C.

Figura 6.5. Influência da concentração de NaCl na diminuição da temperatura de equilíbrio segundo cálculos termodinâmicos.

Figura 6.6 a -b. Solubilidade da anidrita e do gipso em função da concentração de NaCl na solução. a) 30°C e 35°C. b) 50°C (Compilado de vários autores citados no texto)

Figura 6.6c. Solubilidade da anidrita e do gipso em função da concentração de NaCl na solução a 70°C e 1 bar de pressão. °C (Compilado de vários autores citados no texto).

A Figura 6.6b foi elaborada a partir dos dados publicados por BOCK (1961) e E-AN ZEN (1965) para gipso e anidrita e por D'ANS *et al.* (1955) para anidrita ambos a 50°C. Na Figura 6.6c utilizaram-se os dados de E-AN ZEN (1965) para gipso e anidrita e de D'ANS *et al.* (1955) para anidrita.

Pode-se observar que a solubilidade dos dois minerais, a uma mesma temperatura, aumenta proporcionalmente com a concentração de NaCl na solução, até atingir um valor máximo a partir do qual as solubilidades diminuem. Quando a solução atinge a saturação em NaCl (6,12 mol) começa a precipitar halita junto com os sulfatos. A linha vertical de cor vermelha nas três figuras, marca esse limite de estabilidade das fases. A Figura 6.6a mostra que para o sistema $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ a 1 bar de pressão, o ponto de transição gipso – anidrita (interseção das curvas de solubilidade) acontece a uma concentração de 2,8 mol de NaCl na solução para uma temperatura de 30° C e a pouco mais de 1 mol de NaCl para 35° C. Observa-se que a temperatura de transição diminui com o aumento da concentração de eletrólitos na solução. Abaixo dessa temperatura a fase estável é o gipso e acima a fase estável é a anidrita. Já nas Figuras 101 b-c, a 50 e 70° C respectivamente, as curvas de solubilidade não se interceptam e a solubilidade do gipso é maior que a da anidrita. Isto indica que nessas temperaturas, independente da salinidade da solução, a fase estável é a anidrita e a reação de conversão em gipso é inviável.

A Figura 6.7 mostra a temperatura da transição gipso - anidrita em função da concentração de NaCl na solução, a 1 bar de pressão, obtida experimentalmente e/ou por cálculos termodinâmicos. Observa-se uma interessante dispersão das temperaturas de equilíbrio a baixas concentrações de NaCl. A dispersão diminui quando a concentração aumenta convergindo as curvas em torno de 20 a 15°C para uma solução saturada em NaCl. As curvas de BLOUNT e DICKSON (1973), HARDIE (1967) e INNORTA *et al.* (1980) foram obtidas experimentalmente aproximando as solubilidades desde as condições de sub- e sobre-saturação. Já as curvas dos outros autores foram obtidas aproximando a dissolução desde a sub-saturação o que indica que as curvas representam um limite inferior de equilíbrio. Assim as curvas obtidas desde os dois extremos são mais confiáveis e representativas do equilíbrio em soluções salinas.

As Figuras 6.8, 6.9 e 6.10 mostram as curvas de solubilidade do gipso e da anidrita em função da temperatura, a 1 bar de pressão e a diferentes concentrações de NaCl em solução (2, 4 e 6 mol/kgH₂O). Os dados utilizados foram colhidos do artigo de BLOUNT e DICKSON (1973). As figuras mostram a diminuição da temperatura de transição com o aumento da concentração de NaCl na solução. Com uma concentração de 2 moles por kg de água, a temperatura de equilíbrio varia entre 35 e 50° C segundo se considere a curva experimental ou a curva teórica proposta por BLOUNT e DICKSON (1973). Quando a concentração de NaCl aumenta a 4 moles de NaCl, a temperatura de equilíbrio varia entre 25 e 35° C. Com concentrações de 6 moles de NaCl a temperatura de equilíbrio cai para menos de 20°C se são extrapoladas as curvas de solubilidade. Estas observações são compatíveis com as curvas de equilíbrio mostradas na Figura 6.7.

Figura 6.7. Temperatura de equilíbrio gipso – anidrita para diferentes concentrações de NaCl, a 1 bar de pressão

Figura 6.8. Solubilidade do gipso e da anidrita em função da temperatura, a 1 bar de pressão e em uma solução com 2 moles de NaCl por kg de água.

Figura 6.9. Solubilidade do gipso e da anidrita em função da temperatura, a 1 bar de pressão e em uma solução com 4 moles de NaCl por kg de água.

Figura 6.10. Solubilidade do gipso e da anidrita em função da temperatura, a 1 bar de pressão e em uma solução com 6 moles de NaCl por kg de água.

HARDIE (1967) observou que a falta de coincidências entre os valores da temperatura de transição publicadas até esse momento devia-se aos métodos usados na sua determinação (medidas de solubilidade e dilatométricas e cálculos termodinâmicos). Ele desenvolveu uma pesquisa usando uma abordagem laboratorial diferente através da determinação da atividade da água. Ele partiu da premissa que a transformação gipso $\leftrightarrow$ anidrita, a pressão atmosférica, fosse estudada como uma função da temperatura e da atividade da água (a_{H_2O}). Assim para a reação:

A constante de equilíbrio pode ser definida em termos das atividades como:

$$K_a = \frac{[B][C]}{[A]}$$

$$K_a = \frac{a_{CaSO_4} \cdot a_{H_2O}^2}{a_{CaSO_4 \cdot 2H_2O}}$$

Se o estado padrão dos componentes da reação é considerado puro (água pura, pura anidrita e puro gipso), a uma pressão de 1 atm e a temperatura de reação, a constante de equilíbrio se simplifica:

$$Ka = a^2_{H_2O}$$

Deduz-se que a desidratação do gipso para dar anidrita, a pressão atmosférica, é uma função da temperatura e da atividade da água unicamente. Portanto, supondo que os sólidos não mudam de composição, o equilíbrio é independente dos componentes na solução. É sabido que a atividade da água pura é 1 no seu estado padrão e que diminui com presença de solutos em solução (propriedades coligativas). A atividade de qualquer constituinte de uma solução é dada pela razão das fugacidades:

$$a_i = \frac{f_i}{f_i^o}$$

A 1 atm de pressão total, o vapor de água pode ser observado como um gás ideal contanto que as fugacidades possam ser substituídas pelas pressões parciais da água:

$$a_{H_2O} = \frac{P_{H_2O}}{P_{H_2O}^o}$$

Onde P_{H_2O} = Pressão parcial de vapor da água em solução

$P_{H_2O}^o$ = Pressão de vapor da água pura

As atividades da água para diferentes soluções podem ser obtidas da International Critical Tables.

HARDIE (1967) executou ensaios de solubilidade de gipso e anidrita em soluções de Na_2SO_4 e H_2SO_4 de concentrações variáveis de modo de atingir diferentes atividades da água. Ele aproximou o equilíbrio desde a sub- e sobre-saturação. A Figura 6.11 mostra os resultados obtidos e a curva que separa o domínio de estabilidade do gipso à esquerda e da anidrita à direita. Embora os resultados sejam coerentes uma reinterpretação dos resultados permite afirmar que não existe um limite claro entre os dois minerais mas sim uma região relativamente ampla onde coexistem ambos os minerais. Na Figura 6.12 foram plotadas as curvas atividade da água vs temperatura de equilíbrio sugeridas por VAN'T HOFF et al. (1903), BOCK (1961), D'ANS et al. (1955) e HARDIE (1965) assim como pontos de equilíbrio de vários autores citados por HARDIE (1965).

Figura 6.11. Atividade da água vs temperatura de equilíbrio gipso – anidrita a 1 bar de pressão (HARDIE 1965)

Figura 6.12. Atividade da água vs temperatura de equilíbrio gipso – anidrita, a 1 bar de pressão, propostos na literatura

Van't Hoff utilizou soluções de NaBrO_3 e NaCl , Hill e Wills de Na_2CO_4 , Taperova e Shulgina e D'Ans e Hofer de H_3PO_4 , Posnjak de NaCl , MgCl_2 , MgSO_4 e K_2SO_4 e Bock, Zen, D'Ans *et al.* e Madgin e Swales utilizaram soluções de NaCl .

A Figura 6.12 mostra a dispersão dos valores obtidos por vários autores sobre a relação entre atividade da água e a temperatura de equilíbrio, definindo claramente uma região onde não está clara a relação de estabilidade entre anidrita e gipso. Superpondo as figuras 6.11 e 6.12, observa-se que região de coexistência das fases minerais coincide com a faixa de variação da Figura 6.12 indicando que a variação da temperatura de equilíbrio em função da atividade da água é um fenômeno experimental intrínseco do processo de transformação e não devido unicamente aos diferentes métodos experimentais utilizados pelos pesquisadores.

Até agora foi examinada a influência da concentração salina das soluções na temperatura de transição anidrita – gipso a 1 bar de pressão. A influência da concentração de NaCl na solubilidade dos sulfatos a temperaturas maiores de 100°C e a diferentes pressões aplicadas aos sistemas (1, 500 e 1000 bar) são apresentadas na Figura 6.13, onde foram plotados os resultados dos ensaios realizados por BLOUNT e DICKSON (1969).

Figura 6.13: Solubilidade do CaSO_4 em função da temperatura, a concentração de NaCl na solução e a pressão aplicada ao sistema (1, 500 e 1000 bar). Dados obtidos de BLOUNT e DICKSON (1969)

A Figura 6.13 claramente mostra que a solubilidade da anidrita diminui com o aumento da temperatura entre 100 e 300° C, com qualquer concentração salina e pressão. O aumento da concentração aumenta a solubilidade da anidrita para uma mesma temperatura e a qualquer pressão, menos quando a solução torna-se saturada em NaCl (6,12 moles/litro). O aumento da pressão aumenta a solubilidade da anidrita para qualquer concentração da solução e temperatura.

Foi constatado experimentalmente que a hidratação da anidrita em gipso é acelerada por certos ácidos, bases e sais. De todos, os sulfatos alcalinos são os mais efetivos. Em soluções salinas a hidratação acontece a partir da formação de complexos transientes superficiais onde sucedem processos de transferência ou substituição iônica (CONLEY & BUNDY 1958).

A Figura 6.14 procura validar os resultados termodinâmicos experimentais do sistema anidrita-gipso-solução aquosa com observações *in situ* da estabilidade das fases minerais, a partir de dados apresentados por HARDIE (1965) de depósitos salinos atuais. Na Figura 6.15 os dados colhidos de Bramkamp e Powers (1955), Kinsman (1964) e Hardie (1965) por HARDIE (1965) correspondem a gipso naturalmente em equilíbrio e os dados de Delwig (1955) e Kinsman (1964) *apud* HARDIE (1965) são de anidrita em equilíbrio nas condições naturais. Observa-se uma interessante coincidência entre a curva de equilíbrio termodinâmico de Hardie e os resultados colhidos de casos reais de estabilidade do gipso e da anidrita nas salinas Holocenas. Isto significa que é possível sintetizar naturalmente anidrita a 1 atm de pressão e sob temperaturas e atividade da água em tempos geológicos razoáveis. Também valida os cálculos de equilíbrio termodinâmico especialmente os realizados por Hardie (1965), mostrando que eles são muito importantes para averiguar *a priori* como evoluirá, nas condições impostas pelas obras subterrâneas, o maciço de rochas sulfáticas, hidratando-se a anidrita ou mantendo a anidrita estável.

MACDONALD (1953) analisou a influência da pressão na reação de equilíbrio utilizando cálculos termodinâmicos. Ele distingue duas situações, uma onde a pressão total atua por igual na fase sólida e líquida do sistema e outra onde a pressão litostática atua na fase sólida e a pressão hidrostática sobre a fase líquida (Figura 6.15).

Figura 6.14. Relação da atividade da água vs temperatura de salmouras coexistentes com gipso e anidrita em depósitos evaporíticos Holocenos (modificado de Hardie 1965).

Figura 6.15. Relação pressão – temperatura para a reação gipso = anidrita + solução (água pura ou saturada em NaCl) (MACDONALD 1953).

A Figura 6.15 mostra que quando a pressão total é igual nas fases sólida e líquida do sistema (água pura), a temperatura de transição anidrita – gipso aumenta com aumento da pressão e da profundidade a uma taxa de $85,4 \text{ bars.}^{\circ}\text{C}^{-1}$ (curva A). Quando as pressões aplicadas nas fases sólida e líquida correspondem à pressão litostática e hidrostática respectivamente, a temperatura de equilíbrio diminui com o aumento da pressão a uma taxa de $-39,45 \text{ bars.}^{\circ}\text{C}^{-1}$ (curva B). Considerando o efeito da concentração salina, neste caso uma solução saturada em NaCl, foram obtidas as curvas C, para sistemas com a pressão total igual em todas as fases e D para sistemas com pressões diferenciais.

Com objetivo de síntese preliminar deste tema pode-se afirmar que a transição anidrita↔gipso, em escala de laboratório, acontece a diferentes temperaturas de equilíbrio e que depende da pressão do sistema e da concentração de eletrólitos da solução. Em geral o aumento da salinidade da solução aumenta a solubilidade da anidrita e do gipso deslocando o ponto de transição a menores temperaturas tal como o mostram as Figuras 6.6 a 6.12. A curva da temperatura de transição não se apresenta como um limite claro e sim como uma zona de transição relativamente ampla. O aumento da pressão aumenta a solubilidade de ambos os minerais a qualquer temperatura e concentração da solução. O diagrama de fases da Figura 6.16 sintetiza a influência destes três parâmetros de estado no equilíbrio gipso-anidrita-solução.

Figura 6.16. Diagrama de fases $\text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O}$ a partir de dados experimentais de BLOUNT e DICKSON (1973) e YAMAMOTO e KENNEDY (1969)

6.3. Aspectos Geológicos da Transformação Anidrita - Gipso

No item anterior foi analisado o equilíbrio termodinâmico do sistema $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O}$ e $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ a diferentes temperaturas e pressões em condições de laboratório. Estas condições são bem diferentes das encontradas na natureza onde outros fatores afetam a transição anidrita – gipso como o gradiente geotérmico, fluxo e natureza das águas subterrâneas, regime tectônico e características petrográficas das rochas sulfáticas entre outros. Apesar destas grandes diferenças, a abordagem termodinâmica permite nos situar no problema e avaliar a possível influência de algum parâmetro do meio natural no equilíbrio dos sulfatos.

Neste item serão discutidos os aspectos geológicos da transformação anidrita↔gipso no contexto geológico da evolução de um depósito de rochas sulfáticas. O objetivo é contar com informação complementar que permita entender como acontece a transformação das rochas sulfáticas no contexto de uma obra de engenharia.

Tem sido sugerido pela maioria dos autores que o CaSO_4 depositado primariamente nos corpos evaporíticos é o gipso. Este argumento está baseado em (a) observações petrográficas que mostram a anidrita como pseudomorfo do gipso, (b) escassez de anidrita nos depósitos salinos atuais e (c) evidências experimentais que mostram que a anidrita não pode ser formada nessas condições termodinâmicas (HARDIE 1965).

Existe acordo entre os diferentes pesquisadores que a evolução dos maciços evaporíticos sulfáticos segue o ciclo mostrado na Figura 6.17 proposto por MURRAY (1964). Este ciclo começa com a deposição de gipso primário em bacias evaporíticas sujeitas a um rigoroso regime de evaporação. A acumulação sucessiva de outras camadas sedimentares inicia o processo de diagênese da camada sulfática sujeita agora a acréscimos de temperatura e pressão. Atingidas apropriadas condições de temperatura, pressão e concentração salina das soluções intersticiais, inicia-se o processo chamado de **anidritização**, isto é da transformação do gipso primário em anidrita secundária. Este processo envolve a desidratação do gipso com expulsão da água estrutural. Enquanto a anidrita permanece nas condições de pressão e temperatura atingidas no processo de subsidência e diagênese, ela será a fase estável do sistema. Quando se inicia o processo de exumação da seqüência evaporítica, por erosão ou ascenso de domos salinos, a anidrita perde essa condição estável por diminuição progressiva da temperatura e da pressão.

Figura 6.17. Ciclo Geológico de transformação gipso-anidrita-gipso (MURRAY 1964)

Inicia-se o chamado processo de **gipsificação** onde a anidrita é transformada em gipso por hidratação por influência das águas subterrâneas.

A profundidade da transição gipso-anidrita e anidrita-gipso dependerá do gradiente geotérmico, das tensões lito e hidrostáticas, das condições morfológicas e geológicas e da concentração salina das soluções subterrâneas. Nos domos salinos dos Estados Unidos a zona de gipsita varia entre 0 e 600 m. MURRAY (1964) observou que na Fm. San Andrés do Permiano de EUA os processos de gipsificação se desenvolvem a profundidades de 1150 m. ZANBAK e ARTHUR (1986) observaram que o Domo Hill (Texas) apresenta 270 m de zona de gipsificação. GOLDMAN (1952) constatou que a zona de gipsita se estende até 390 m no Domo Sulfur Salt. A maioria dos autores coincide que raramente a zona de gipsita se estende além dos 1200m de profundidade.

Observações de campo e microscópicas (BUNDY 1956, HOLLIDAY 1970, FABRE e DAYRE 1982, KASPRZYK 1995, CAROZZI 1993, ORTI CABO & ROSELL ORTIZ 1981 e 1997, PERYT *et al.* 2000, LUGLI 2001) mostram que a transformação anidrita-gipso acontece de maneira isovolumétrica e não isomolar. A gipsificação avança à maneira de uma frente a partir de fraturas ou canais de dissolução por onde a água tem acesso (Figura 6.18). Se a substituição da anidrita por gipso fosse isomolar isto é 1 mol de anidrita por um mol de gipso, o sistema experimentaria um aumento de 62,7% no volume (1 mol de anidrita = 136,14 g, 1 mol de gipso = 172,17g,

massa específica da anidrita = $2,9 \text{ g/cm}^3$ e do gipso $2,3 \text{ g/cm}^3$). O volume de 1 mol de anidrita é de $46,85 \text{ cm}^3$ e o volume molar do gipso é $74,86 \text{ cm}^3$. Considerando os dois moles de água necessários (2 moles de água = $36,02 \text{ g}$, volume 2 moles de água = $36,02 \text{ cm}^3$) para completar adequadamente a reação, observa-se que o gipso ocupa um volume 8% menor do que o ocupado pela anidrita e a água.

Figura 6.18. Frente de gipsificação em anidrita (LUGLI 2001)

A gipsificação esbranquiça a rocha de anidrita e avança sem destruição da fábrica original anidritica como mostra a Figura 6.18 extraída do estudo realizado por LUGLI (2001) na Formação Burano nos Apeninos Italianos. Também HOLLIDAY (1970) observa o mesmo fenômeno na Formação Ebbadalen (Carbonífera). Os dois fatos demonstram que a gipsificação acontece sem mudança de volume. Cabe ressaltar que o fenômeno de gipsificação não só ocorre em profundidade mas também em afloramentos superficiais.

Em nível microscópico a gipsificação acontece por reações nas bordas dos minerais e nos planos de clivagem resultando no isolamento fragmentado do cristal de anidrita (Figura 6.19) até a substituição total por gipso secundário (MURRAY 1964, HOLLIDAY 1979, ORTI CABO & ROSELL ORTIZ 1981 e 1997, LUGLI 2001, CAROZZI 1993). Este fenômeno também acontece sem mudança volumétrica como se pode observar nas Figuras 6.19 e 6.20.

FABRE e DAYRE (1982) observaram que ao microscópio a passagem anidrita – gipso é progressiva, e que a zona intermediária, de aproximadamente 4 cm de largura, esta formada por cristais lenticulares de anidrita bem formados imersos numa matriz de gipso de grão fino mal cristalizados. Aqueles autores sugerem que a dissolução após hidratação faz com que o aumento de volume por hidratação seja compensado.

Figura 6.19. Substituição parcial (A) e total (B) da anidrita por gipso

Figura 6.20. Substituição de anidrita (cristais) em gipso (matriz) sem mudança de volume (Gipsita Laminar – Fm. Auquilco)

HOLLIDAY (1970) enumera uma série de evidências que ratificam a transformação isovolumétrica:

- a) estruturas e fábricas sem perturbação;
- b) pseudomorfos de gipso secundário sem perturbações na fábrica adjacente;
- c) continuidade óptica entre a anidrita e o gipso secundário;
- d) anidrita remanescente, separada por gipso secundário, perfeitamente alinhada e na mesma orientação.

LUGLI (2001) acrescenta a presença freqüente de micro-remanescentes de anidrita corroída na gipsita e de cristais de quartzo autigênicos tanto nas rochas de anidrita como nas gipsitas.

HOLLIDAY (1970) sugere três mecanismos de hidratação:

- a) hidratação direta a gipso (adição de água estrutural);
- b) hidratação em etapas através de bassanita intermediária.
- c) processo de dissolução – precipitação;

MOSSOP e SHEARMAN (1973) acham difícil conceber que possa acontecer um reordenamento tão radical de substituição de estruturas cristalinas tal como sugere o primeiro mecanismo de hidratação direta na fase sólido – sólido. BAYER e WIEDEMANN (1987) sugerem que as reações de deslocamento (displacement reactions) isto é reações entre dois ou mais componentes com mútua troca de íons, geram produtos que são formados *in situ* ou no interior das fases sólidas iniciais. Este tipo de reações pode acontecer entre sólidos, entre sólidos e misturas ou soluções ou entre sólidos e vapor. Este mecanismo é importante na formação de pseudomorfos minerais. Em mineralogia, o termo substituição (ou metasomatismo) é usado para processos de dissolução e precipitação simultânea. Nessas reações um novo mineral de composição parcial ou totalmente diferente pode crescer no corpo do mineral original. Este processo pode acontecer com ou sem mudança de volume. Nesta linha de pensamento ORTI CABO e ROSELL (1997) comentam que as transformações entre sulfatos ocorrem em maciços rochosos relativamente abertos, com entrada e saída de solutos e fluidos intersticiais onde as substituições minerais podem dar-se em varias modalidades desde o extremo isovolumétrico (conservação de volume com mudança molar) até o extremo isomolar (conservação do número de moles com mudança de volume).

O segundo mecanismo tem alguns argumentos a favor no fato que quando o gipso é aquecido ele se transforma em bassanita e que em alguns corpos de gipsita secundária foram encontrados traços de hemihidratos. Já o terceiro mecanismo de dissolução – precipitação parece mais viável química e termodinamicamente e conta com o consenso da maioria dos pesquisadores.

CONLEY & BUNDY (1958) sugerem um mecanismo de dissolução – precipitação através da formação de um complexo transiente na superfície de reação onde acontece substituição iônica. Eles observam que a transformação é anisotrópica

dado que a face (100) da anidrita é mais susceptível à reação. Este fato foi corroborado por PINA *et al.* (2000) que descrevem o crescimento epitaxial de gipso como um fenômeno de deposição alternada de camadas de gipso nas superfícies da anidrita. Desta forma parece muito provável que o mecanismo de dissolução – precipitação seja o responsável pela transformação anidrita – gipso.

BATH *et al.* (1987) estudaram a composição isotópica (O e H) da água de cristalização em gipso durante o processo de hidratação na Fm. Billingham Main Anhydrite (Inglaterra) a 40 m de profundidade. Eles concluíram que o processo de hidratação parece ter acontecido num sistema fechado, envolvendo um restrito fluxo de água, necessário para a hidratação, que acessou através de microfraturas.

BUNDY (1956) afirma que a expansão volumétrica das seqüências sulfáticas é devida unicamente à separação das paredes das juntas por crescimento de veios de gipso fibroso. As evidências levantadas por aquele autor sugerem que a distorção das camadas de rocha associadas ao gipso não acontece por uma expansão direta e sim pela força exercida pelos cristais de gipso nos veios. Esta teoria, inicialmente formulada por TABER (1916), foi apoiada por HOLLIDAY (1970), SHEARMAN *et al.* (1973), ORDÓÑEZ *et al.* (1990), WICHTER (1991), LI TAOHONG (2000), WILTSCHKO e MORSE (2001), MEANS e LI (2001) e KEULEN *et al.* (2001). Teorias sobre a influência da pressão de cristalização dos sais (crystallization pressure) foram propostas para explicar a deterioração de concretos e pedras ornamentais por WINKLER e WILHELM 1970, WINKLER e SINGER 1972, COHEN 1983, MEHTA 1983 e XIE PING e BEAUDOIN 1992.

Dos parágrafos anteriores se depreende que o resultado da transformação anidrita/gipso na natureza depende da combinação de fatores como a temperatura, a tensão *in situ*, a concentração salina da solução, a porosidade e permeabilidade da rocha intacta e do maciço rochoso e das condições geológicas de circulação das soluções que fazem que a anidrita seja uma fase mineral instável. KRAUSE (1976) e GYSEL (2001) dividem a camada de rochas sulfáticas em quatro zonas: 1) a zona superior formada totalmente por gipsita secundária e que apresenta normalmente feições de dissolução cársticas ativas; 2) uma zona intermediária formada por anidrita e gipsita onde o processo de gipsificação avança sistematicamente tanto a nível macro como microscópico; 3) uma zona inferior onde predomina a anidrita mas no qual o processo de gipsificação se apresenta de maneira incipiente nas descontinuidades; 4) a zona profunda onde a anidrita é a fase estável do sistema. Assim pode-se esperar que uma

obra subterrânea escavada na zona gipsífera não apresentará problemas de expansão mas uma escavação feita na zona de gipsificação ou mesmo na zona de anidrita poderá apresentar estes problemas. Tudo indica que o processo de hidratação da anidrita pode se apresentar tanto em sistemas fechados como abertos e que nem sempre a reação de hidratação envolve aumento de volume podendo ser isovolumétrico ou isomolar. Os mecanismos de gipsificação admitem pelo menos três possibilidades: reações de deslocamento (displacement reactions) de substituição mineral, hidratação em etapas com formação de hemihidratos e o processo de dissolução – precipitação.

6.4. Antecedentes Experimentais

A discussão com base experimental sobre os fenômenos mecânicos decorrentes da transformação anidrita – gipso não mereceu a devida atenção dado que existem poucos trabalhos publicados a este respeito.

SAHORES (1962) realizou o primeiro estudo abrangente sobre os fenômenos mecânicos associados à expansão da anidrita, questionando o conceito amplamente aceito na época de que a expansão da anidrita era a responsável por grandes deformações no revestimento de túneis e origem de elevadas tensões (em torno de 70 MPa). De certa maneira o autor desmistifica a magnitude da expansão da anidrita baseando-se em observações diretas em maciços de anidrita encontradas em diversas escavações subterrâneas antigas da França (Pirineus, montanhas Cévennes, Provence e nos Alpes). Inspeccionou uma série de escavações onde foram reportados eventos atribuídos à expansão da anidrita (levantamento de apoios de pontes e plataformas de ferrovias e quedas de blocos e danos em revestimentos de túneis) com o intuito de verificar a verdadeira magnitude do fenômeno. Estas observações permitiram-lhe concluir que a expansão da anidrita é um fenômeno extremamente lento, superficial e sem conseqüências na estabilidade mecânica do maciço. Na maioria dos casos tanto a escavação como o comportamento posterior destes maciços é muito favorável, situação atribuída ao fato de que a transformação de anidrita se manifesta na formação de uma delgada camada superficial de gipso. Além disso observou que a anidrita *in situ* é pouco evolutiva, significando que a transformação da anidrita em gipso é favorável à colmatação das fissuras e à consolidação do maciço, como acontece nas galerias de Monturin e de Arc des Tignes. Com relação às pressões de expansão, os ensaios de expansão realizados sobre semi-hidratos de cálcio e sobre anidrita, indicaram que a

máxima pressão de expansão está em torno de 12 MPa para os semi-hidratos e de 1,6 MPa para a anidrita.

ORDOÑEZ *et al.* (1990) estudaram os mecanismos de expansão de margas anidriticas e dolomíticas terciárias formadas por argilominerais expansivos, anidrita, dolomita e quartzo. A marga apresenta formação de calcita e gipso secundário por ação da água subterrânea e numerosos veios de gipso de até 10 cm de espessura. A zona de gipsificação termina nos 140 m de profundidade. Executaram ensaios de expansão valendo-se de um edômetro. Três tipos de ensaio foram realizados: a) determinação da expansão livre com inundação total e sob pequenas cargas; b) determinação da expansão sob tensões naturais e inundação total; c) determinação da pressão de expansão com inundação total. Os ensaios de expansão livre mostraram a presença de uma expansão inicial rápida atribuída à expansão das argilas e uma lenta atribuída à transformação anidrita – gipso. Os ensaios de pressão de expansão mostram valores de 0,35 a 0,8 MPa. Os dados geológicos e geotécnicos levantados por estes autores lhes permitiu concluir que a expansão destas margas apresenta duas causas: a) expansão de argilas e b) dissolução de sulfatos e processos de cristalização. A expansão do maciço é atribuída à precipitação de gipso nas trincas extensionais induzidas pela escavação. A pressão de cristalização do gipso nos veios, calculada entre 2 e 3 MPa, seria a responsável pela deformação lenta destes maciços.

MADSEN & NÜESCH (1991) estudaram rochas argilosas sulfáticas do projeto de reservatório nuclear NAGRA provenientes das formações Muschelkalk Anhydritgruppe (Suíça) e Raibler Gips (Áustria). Eles executaram ensaios, segundo as recomendações da ISRM, para determinar a pressão de expansão e para medir a deformação de expansão axial. A duração dos ensaios oscilou entre 2 e 6 anos. As pressões de expansão medidas apresentaram valores variáveis entre praticamente nulo para rochas com 99% de anidrita até 4 a 4,5 MPa para rochas com 40 a 60% de anidrita e 8 a 29% de argilominerais expansivos. Os ensaios de expansão axial livre mostraram que quanto maior quantidade de argilas, maior é a percentagem de expansão axial (120% para 5% de argilomineral), observando-se também que a expansão é diretamente proporcional à quantidade de gipso gerado na transformação da anidrita. Determinaram experimentalmente que uma mistura de 10-20% de argilominerais e 70-75% de anidrita dá o maior potencial de expansão. A textura do material e a porosidade controlam o tempo necessário para a água penetrar no material e o tempo no qual a expansão começa a se manifestar.

STEINER (1992) e (1993) compilou antecedentes de ensaios de expansão em laboratório de rochas argilosas anidriticas e de casos de túneis com problemas de convergências excessivas atribuídas a processos expansivos em maciços com anidrita. Na Tabela 6.3 são apresentados esses resultados experimentais.

Tabela 6.3. Pressão de expansão de rochas sulfáticas (STEINER 1993)

Fonte	Descrição	Pressão de expansão	
		Faixa de Variação MPa	Media MPa
Sahores (1962)	Anidrita pura pulverizada		1,6
Gassman <i>et al.</i> (1979)	Anidrita pura maciça	0,1 - 0,2	
	Anidrita pulverizada		1,4
Grob (1972)	Marga anidritica - Túnel Belchen	0 - 4	1,6
Henke <i>et al.</i> (1975)	Marga anidritica - Túnel Wagenburg	1 - 16	
Kirschke (1987)	Marga anidritica - Túnel Freudenstein	> 7	
Wichter (1991)	Marga anidritica - Túnel Heselach	> 7	
Madsen e Nuesch (1990, 1991)	Túneis em Suíça	0,5 - 4,2	2 - 3
Steiner (1992)	Marga anidritica - Túnel Base Hauenstein	1,7 - 4,7	

Aquele autor também realizou ensaios de expansão em margas anidriticas e anidritas mesozóicas (Fm. Gipskeuper) de uma sondagem de 20 m realizada no Túnel de Base Hauenstein. As amostras de 50x50x20 mm foram ensaiadas seguindo o procedimento de MADSEN e NÜESCH (1991). Os resultados são apresentados na Figura 6.21 junto com os resultados de MADSEN e NÜESCH (1991) e NÜESCH *et al.* (1995). A figura mostra que as pressões de expansão variam de 0,1 MPa para anidritas massivas e puras a quase 5 MPa para margas anidriticas. A geometria exponencial das curvas pressão expansão vs. tempo indica que a médio ou longo prazo a curva tende a se estabilizar. Observa-se uma relação diretamente proporcional entre a percentagem de argilominerais na rocha com a pressão de expansão.

FLÜCKIGER (1994) *apud* MADSEN *et al.* (1995) estimou a máxima pressão de expansão dos cristais de gipso em 6,5 MPa baseado em considerações geológicas e entre 3,7 MPa e 8,1 MPa baseado em cálculos termodinâmicos.

Figura 6.21. Ensaio de pressão de expansão em margas anidriticas. As legendas das curvas indicam percentagem da fração mineral. A = anidrita, G = gesso, C = argilominerais. Modificado de Steiner 1992, Madsen e Nüesch 1991 e Nüesch et al. 1995.

MADSEN *et al.* (1995) estudaram argilitos sulfáticos do túnel Belchen na Suíça. Os ensaios de expansão mostram que as amostras contendo argilas e anidrita expandem mais que as que contêm unicamente argilas. A transformação anidrita/gesso acontece por dissolução da anidrita e precipitação de gesso sob condição de solução supersaturada em sulfato de cálcio. Observações feitas a partir de lâminas delgadas mostram dissolução e corrosão de cristais de anidrita e precipitação de gesso nas camadas argilosas livres de sulfatos. O desenvolvimento dos cristais de gesso acontece predominantemente em micro-fraturas pré-existentes e ao longo das camadas argilosas. As pressões de expansão variam de 1,75 a 5 MPa. Observações complementares nas margas sulfáticas do túnel Belchen mostram que a gipsificação em torno do túnel varia de 1 a 3m quando as camadas são subhorizontais para 6 a 7 m quando as camadas se verticalizam. A gipsificação depende do fornecimento de água e de certa quantidade de argilominerais (15%). As margas com sulfatos geram pressões de expansão maiores que as margas sem sulfatos (1,05 MPa) confirmando que o crescimento de cristais de gesso contribuem com a pressão de expansão. A pressão máxima que poderia se esperar em margas sulfáticas oscila em torno dos 8 MPa. Observações ao microscópio revelaram dissolução e corrosão de cristais de anidrita e precipitação de cristais de gesso em

camadas de argilas livres de sulfatos. A deposição e crescimento do gipso acontecem em fissuras e camadas de argila.

NÜESCH *et al.* (1995) realizaram uma pesquisa sobre a influência da mineralogia e da microestrutura sobre a expansão de rochas de anidrita da Formação Gipskeuper extraída no Túnel Hauenstein (Suíça). Foram realizados ensaios para determinar a pressão de expansão e a deformação axial por expansão a partir de amostras com o acamamento orientado paralelo (0°) e normal (90°) à direção axial. As amostras com o acamamento paralelo mostram pressões de expansão entre 1,8 e 2,8 MPa e expansão axial entre 12 e 30%. Já nas amostras orientadas com o acamamento normal as pressões de expansão variam entre 3,5 e 4,8 MPa e a expansão axial ficou em torno de 16%. Observações macro-estruturais mostram que durante os ensaios de expansão axial livre se desenvolveram fibras de gipso de 1 cm de comprimento sobre o contorno do corpo de prova e clastos desintegrados. As lâminas delgadas mostram gipso idiomórfico com limites de grão afiados e localizados em restos de anidrita. Também mostram crescimento pseudomórfico sobre anidrita precursora e cristais de gipso separando em finas camadas o argilito. Depois dos ensaios de pressão de expansão, foram observados veios preenchidos ou por gipso ou por anidrita sendo que os veios de gipso foram formados durante os ensaios e os de anidrita eram preexistentes. O gipso cresce sobre a anidrita de maneira difusiva deixando restos de anidrita. O avanço da frente de gipsificação é favorecido pela presença de camadas de argila dado que o acamamento favorece o acesso da água.

6.5. Ensaios de Expansão Axial Livre

Nesta pesquisa foram realizados ensaios de expansão axial livre com o propósito de quantificar a taxa de expansão das rochas sulfáticas estudadas e verificar os mecanismos físico-químicos envolvidos na transformação anidrita – gipso quando submersos em água destilada ou em uma solução saturada em CaSO_4 . Os ensaios de expansão axial livre foram executados conforme o método sugerido pela ISRM (1999). Foram fabricados pórticos de PVC como os mostrados na Figura 3.13. O corpo de prova foi inserido num recipiente onde foi submerso seja em água destilada seja numa solução com 2,4 g/l de sulfato de cálcio. Os deslocamentos axiais foram medidos diariamente com um relógio comparador de 0,01 mm de sensibilidade. Os ensaios foram executados numa sala especialmente climatizada para manter a temperatura constante em $20^\circ\text{C} \pm 1^\circ\text{C}$. Esta temperatura foi escolhida porque ela garante condições termodinâmicas

adequadas à transformação da anidrita em gipso dado que a fase estável do sistema é este último mineral.

Para minimizar a perda de água por evaporação o recipiente foi coberto por filme de PVC. Apesar dessa precaução, o nível d'água no interior do recipiente devia periodicamente ser repostado para assegurar que o corpo de prova permanecia submerso o tempo todo durante o ensaio. Sem dúvidas as perdas de água por evaporação alteraram o equilíbrio químico da solução favorecendo sempre a precipitação do gipso por supersaturação. As periódicas reposições transformaram o sistema de transformação anidrita – gipso em um sistema aberto.

Foram ensaiadas cinco amostras da anidrita Auquilco (A1, A3, A4, A5 e A6), uma amostra da anidrita Muribeca (A2) e cinco gipsitas (G1 a G5), sendo que uma gipsita (G5) apresenta alto teor de anidrita (38%). As amostras A1, G1 e G2 foram ensaiadas no início com água destilada durante 116, 121 e 54 dias e depois numa solução saturada em CaSO_4 . A Tabela 6.4 inclui as informações básicas dos ensaios realizados e uma síntese dos resultados obtidos.

Tabela 6.4 - Ensaio de Expansão Axial Livre

Amostra	Identificação		Duração	ΔL	Lo	DeformAx.	Solução Utilizada	
			dias	mm	mm	%	água destil.	Satur. CaSO_4
G1	Gipsita laminar	GL1	481,48	-0,04	26,393	-0,152	X	X
G2	Gipsita alabastro	gipsita 3	275,07	-0,047	25	-0,188	X	X
G3	Gipsita laminar	GL1 cd 7	214,33	-0,005	19,03	-0,026		X
G4	Gipsita laminar	GL 5	438,27	-0,003	23,85	-0,013		X
G5	Gipsita Laminar	GipB2-2	193,02	0,107	30,653	0,349		X
A1	Anidrita Auquilco	An-2	555,94	0,135	26,76	0,500	X	X
A2	Anidrita Muribeca	AN-TV1	241,19	0,27	18,04	1,497		X
A3	Anidrita Auquilco	An-4	438,36	0,19	26,51	0,717		X
A4	Anidrita Auquilco	An-7 (MS25)	193,02	0,206	16,53	1,246		X
A5	Anidrita Auquilco	An-8 (MS21)	193,02	0,198	23,782	0,833		X
A6	Anidrita Auquilco	An-9 (MS13)	193,02	0,199	24,441	0,814		X

6.5.1. Ensaio de expansão em água destilada e solução saturada em CaSO_4 , a 20°C e 1 atm.

As amostras A1, G1 e G2 foram ensaiadas em água destilada durante 116, 121 e 83 dias respectivamente a 20°C de temperatura e 1 atm de pressão. Imediatamente a água destilada foi substituída por uma solução saturada em CaSO_4 até o final do ensaio.

As curvas deformação axial livre vs tempo são mostradas na Figura 6.23. Nelas foram destacados em azul os trechos ensaiados em água destilada e em vermelho os correspondentes aos ensaiados com a solução saturada em sulfato de cálcio.

Figura 6.23. Ensaio de expansão realizados em água destilada e solução de sulfato de cálcio.

Observa-se que o contato da anidrita ou do gipso com água destilada acarreta uma diminuição da altura dos corpos de prova e possivelmente do volume total. Este fenômeno se explicaria pela dissolução dos minerais sulfáticos e possivelmente também dos carbonatos acessórios. A taxa de dissolução da anidrita foi de $2,66 \cdot 10^{-3}$ g/dia e da gipsita laminar de $3,44 \cdot 10^{-3}$ g/dia. A dissolução é fenômeno mais provável de acontecer pela necessidade do sistema de atingir um novo equilíbrio químico através da saturação da fase aquosa com íons SO_4^{2-} e Ca^{2+} . O tempo para saturar o sistema dependerá neste caso do volume de água existente no recipiente e da temperatura.

Macroscopicamente não foram observadas mudanças na aparência das gipsitas e sim na anidrita a qual mudou a coloração cinza chumbo natural para um tom esbranquiçado. Este fenômeno deve-se à substituição da anidrita por gipso na superfície do corpo de prova provavelmente devido a uma reação metasomática entre a fase sólida (anidrita) e a solução, com a formação de uma nova fase sólida (gipso).

Com a substituição da água destilada pela solução saturada com CaSO_4 , foi acelerado o processo de saturação da solução. Observa-se nas curvas vermelhas que a

gipsita alabastro continuou dissolvendo-se até atingir um patamar de equilíbrio. A gipsita laminar experimentou uma leve queda do volume para logo se estabilizar num valor. Já a anidrita não só reverteu a tendência a perder volume mas também apresentou aumento de volume com fases alternadas de maior e menor taxa de expansão. Macroscopicamente, unicamente a anidrita mostrou mudanças com relação a seu estado inicial. Além de apresentar a faixa esbranquiçada de gipso foi possível constatar uma camada externa formada por grande quantidade de micro-cristais de gipso. Os mecanismos de formação de ambas as camadas serão discutidos em itens posteriores.

6.5.2. Ensaios de expansão em solução saturada em CaSO_4 , a 20°C e 1 atm.

As amostras de gipsita G3 a G5 e de anidrita A2 a A6 foram ensaiadas integralmente em solução saturada em sulfato de cálcio (Tabela 6.4). As curvas deformação axial vs tempo são apresentadas na Figura 6.24. Com o intuito de examinar o efeito da concentração da solução no processo de transformação, os primeiros ensaios de anidrita (curvas 1 e 2) e gipsita (curvas 7, 8 e 9) foram realizados inicialmente submersos em água destilada durante 125 dias para depois mudar a uma solução com 2,4 g/l de sulfato de cálcio até o final do ensaio.

Figura 6.24: Curvas Deformação axial vs tempo para anidrita e gipsita ensaiadas em solução de CaSO_4

As amostras de gipsita G3 e G4 apresentam pouca variação volumétrica quando submersas em solução de CaSO_4 , dado que o volume dissolvido de gipso será ocupado

por precipitado do mesmo mineral; então não deveria acontecer mudança volumétrica nenhuma.

A gipsita G5, com 38% de anidrita, mostra aumento de altura do corpo de prova nos primeiros dias e logo diminuição. A partir de dias 35 de início do ensaio a curva se apresenta quase linear em sentido positivo indicando uma taxa de aumento da altura do corpo de prova da ordem de 0,0012 %/dia. Observa-se que a taxa mostrada por esta gipsita com anidrita é semelhante à da anidrita A3 indicando que a proporção de anidrita na rocha não é diretamente proporcional à taxa de expansão. A quantidade de anidrita influenciaria a duração do processo expansivo e o volume total do processo. A taxa de deformação depende de quanta anidrita entra em contato com a solução e isto é função da porosidade da rocha e do teor de argilas.

As amostras de anidrita Auquilco (A3, A4, A5 e A6) mostram uma clara tendência de aumento da deformação axial ao longo do tempo. A anidrita A3 mostra uma tendência retilínea com uma taxa de deformação axial de 0,0013%/dia. As anidritas A5 e A6 mostram uma curva que se ajusta melhor com um polinômio de segundo grau:

$$\text{A5: } \varepsilon = -3.10^{-5}t^2 + 0,0086t + 0,14 \quad (R = 0,98)$$

$$\text{A6: } \varepsilon = -2.10^{-5}t^2 + 0,006t + 0,2058 \quad (R = 0,99)$$

Segundo este ajuste a expansão tenderia a estabilizar-se em menos de um ano. Por outro lado o trecho final de cada uma destas curvas apresenta uma taxa de deformação semelhante à da anidrita A3 o qual poderia significar que as duas rochas atingem um regime estacionário semelhante a A3 com uma taxa de 0,0013%/dia.

A anidrita A4 mostra uma deformação estacionária com uma taxa de 0,0042%/dia.

A anidrita A2, correspondente à Formação Muribeca, apresenta a taxa de deformação mais alta da ordem de 0,006%/dia. Está claro na curva ε_a – tempo (Figura 6.24) que conforme o processo expansivo avança, as altas e baixas taxas de deformação vão se alternando no tempo.

A anidrita A1 (Figura 6.23) mostra uma taxa de deformação de 0,0013%/dia e 0,47%/ano. Apresenta, como também a anidrita A2, alternância de períodos de deformação estacionária lenta e de períodos onde a deformação se acelera.

Considerando um período de 1 ano, o aumento de volume dos corpos de prova seria de 0,5% para A3, A5 e A6, de 1,5% para A4 e de 2,2% para A2. Estas taxas são

muito inferiores às taxas reportadas por NÜESCH *et al.* (1995) de 12,5 % a 19% ao ano para margas anidriticas com maior percentagem de argilas e mais porosas. Estes resultados são coerentes com o único resultado publicado por MADSEN e NÜESCH (1991) para uma rocha formada por anidrita pura que deu uma taxa de deformação de 0,56%/ano.

6.5.3. Observações macro e micro-estruturais

Para avaliar as mudanças estruturais dos corpos de prova e encontrar uma explicação ao aumento de volume decorrente da transformação anidrita – gipso, foram realizadas observações ao microscópio petrográfico, à lupa binocular e ao microscópio eletrônico de varredura (MEV).

As observações macroscópicas dos corpos de prova ensaiados mostram (Fig. 6.25):

- uma borda superficial esbranquiçada de 1 a 3 mm de espessura rodeando o núcleo inalterado de anidrita;
- a presença de cristais de gipso formando uma camada contínua
- um agregado microcristalino de gipso formado na placa de vidro onde foi encostado o relógio comparador.

Figura 6.25. Imagens obtidas na lupa binocular mostrando as transformações estruturais na amostra A5.

A Figura 6.26a mostra a borda gipsificada de cor branca rodeando as amostras A1 e A4. As Figuras 6.26b e 6.26c são microfotografias, obtidas ao microscópio petrográfico, que mostram em detalhe a zona de gipsificação com indicação da frente de gipsificação e do espaço ocupado pelos cristais de gipso neoformados.

Figura 6.26. a) Corpos de prova A2 e A4 mostrando a faixa esbranquiçada de gipso b e c) detalhe ao microscópio das amostras A4 e A1 respectivamente

É importante deixar constar a deposição de uma camada contínua de cristais de gipso nas paredes do recipiente que alojava os corpos de prova. Infelizmente não foi possível manter, durante a confecção da lâmina delgada, a camada superficial com os cristais de gipso.

A zona de gipsificação está formada por um agregado microcristalino de gipso conforme o tamanho de grão observado na lâmina da Figura 6.26 b e c. Não se observam feições de deformação na textura original da anidrita por causa da substituição mineralógica. Isto indica, *a priori*, que a substituição é, no máximo, isovolumétrica. Entretanto, os ensaios realizados em anidrita com água destilada, mostram que a gipsificação já é um mecanismo ativo mas acontece com diminuição de volume conforme mostra a curva da Figura 6.23 da anidrita A1. O gipso formado neste processo apresenta-se incoerente e mole sendo facilmente desagregável.

Acima da camada de gipsificação depositou-se uma camada de cristais bem formados de gipso translúcido (Figura 6.25). A Figura 6.27 mostra microfotografias dos cristais formados nessa camada.

Figura 6.27. Imagens do MEV de cristais de gipso monoclinicos formados por baixo do agregado microcristalino (amostra A4).

Finalmente, o terceiro elemento observado é um agregado microcristalino de gipso formado no local onde estava apoiada a lâmina de vidro onde foi encostado o relógio comparador para medição dos deslocamentos (Figura 6.28).

Figura 6.28. a) Imagem MEV mostrando a camada de cristais de gipso e por cima o agregado microcristalino de gipso. a) agregado microcristalino seguindo o formato da lâmina de vidro. (Amostra A4).

Como se pode observar na Figura 6.28 a-b o agregado microcristalino é depositado unicamente onde a placa de vidro encostou o corpo de prova. Nas vizinhanças só se percebem os cristais euedrais de gipso.

6.5.4. Mecanismos de Expansão

Identificados os principais elementos estruturais formados no processo de transformação da anidrita (faixa gipsificada, camada de cristais e agregado microcristalino) cabe agora discutir os possíveis mecanismos responsáveis pelo aumento de volume da anidrita. Para tal fim, foram realizadas medidas de espessuras das três camadas neoformadas e seus valores médios comparados com os deslocamentos medidos durante os ensaios. As espessuras foram medidas a partir das imagens obtidas na lupa binocular e no MEV utilizando a versão demo do programa Image-Pro Plus v.4.5.0.29. Os resultados são apresentados na Tabela 6.5.

Tabela 6.5. Espessura da zona de transformação Anidrita-Gipso				
Amostra	ΔL_o (mm)	Espessura (mm)		
		Cam. Gipsif.	Cam. Cristais	Agreg. Microcrist.
A1	0,14	2,58		0,127
A2	0,27	1,10	0,735	0,18 - 0,22
A3	0,19	1,48		0,187
A4	0,21	0,48	0,16 - 0,19	0,09 - 0,11
A5	0,20	0,60	0,16	0,08 - 0,12
A6	0,20	0,54		0,209

Pode-se deduzir da Tabela 6.5 que os deslocamentos medidos nos ensaios de expansão (ΔL_o) ajustam muito bem com as espessuras medidas do conjunto formado pela camada de cristais e de agregado microcristalino.

Observações realizadas nos ensaios com água destilada indicam que a formação da faixa de gipsificação acontece com diminuição do volume por causa da dissolução da anidrita. As espessuras medidas nos corpos de prova são de uma ordem de grandeza muito superior aos deslocamentos axiais medidos. Já as espessuras das outras duas camadas são compatíveis com os deslocamentos axiais, razão pelo qual parece provável que a expansão dos corpos de prova de anidrita se deve principalmente à formação da camada externa de gipso (cristais e agregado microcristalino) e não à hidratação generalizada da matriz anidritica. O processo de transformação depende das condições termodinâmicas (temperatura e pressão) e das condições de equilíbrio químico do sistema especialmente aquele relacionado com as concentrações salinas da solução reagente e do conteúdo de íons SO_4^{2-} e Ca^{2+} . Este conjunto de fatores define as condições de estabilidade da anidrita e do gipso. Mesmo sendo o gipso a fase estável do sistema, sua formação não necessariamente envolve aumento de volume como mostram os ensaios realizados com água destilada. Isto acontece por que a solução está sub-saturada em sulfatos. Em condições de solução saturada qualquer processo de dissolução da anidrita deverá ser compensado por precipitação do gipso para manter o equilíbrio do sistema. Quando a solução está sobre-saturada em sulfato de cálcio (acelerador do processo de transformação) qualquer transferência iônica favorecerá a nucleação do gipso e sua deposição nas superfícies vizinhas. A sobre-saturação da solução pode derivar da retirada de água da solução consumida no processo de gipsificação. O progressivo aumento desta camada de cristais de gipso será então a principal responsável pelo aumento de volume do corpo de prova.

Os mecanismos observados, gipsificação da anidrita e formação da camada de cristais de gipso superficial, são semelhantes aos observados por NÜESCH *et al.* (1995) na expansão de margas anidriticas e que aquele autor atribuiu como causa da expansão da rocha.

6.5.5. Modelos da Transformação Anidrita - gipso

Existem na literatura poucos modelos sobre o processo de gipsificação da anidrita. CONLEY e BUNDY (1958) estudaram a transformação da anidrita a partir da influência ativadora de outros sais presentes na solução. Eles postularam que os ânions

estranhos aceleram a decomposição da anidrita formando sais duplos os quais por lavagem são decompostos para dar lugar à formação de gipso. Os sais duplos são de natureza passageira atuando como catalizadores da transformação. Demonstraram que sais de sulfatos são mais eficientes que outros ânions. Quando a anidrita entra em contato com uma solução de sulfato de cálcio e outro sal ocorre uma substituição do cátion estranho por Ca^{2+} na solução e/ou uma absorção destes cátions na superfície sólida. Cria-se assim um complexo transiente na superfície da anidrita. A absorção destes cátions na estrutura da anidrita reduz a energia de superfície. Esta redução favorece a liberação crescente de Ca^{2+} e de SO_4^{2-} para a solução. Desta maneira a solução se torna sobre-saturada em sulfato de cálcio e o gipso precipita. O papel deste complexo transiente de troca é aumentar a solubilidade da anidrita, aumentar a taxa de sobre-saturação da solução e favorecer a cristalização do gipso. A precipitação do gipso a partir de uma solução sobre-saturada em CaSO_4 aconteceria em duas etapas: a) formação de núcleos incipientes e b) crescimento destes núcleos.

Posteriormente outros autores como HARDIE 1967, HOLLIDAY 1970, MURRAY 1964, MOSSOP e SHEARMAN 1973 entre outros, sustentam a idéia que a hidratação da anidrita pode acontecer por dissolução – precipitação, por hidratação direta da anidrita por adição de água estrutural ou através da formação de sulfatos de cálcio hemihidratos como etapa de transição.

MURAT *et al.* (1987) consideram o processo de hidratação formado pelas seguintes etapas: dissolução – nucleação – crescimento de cristais, sendo a etapa de nucleação a mais importante. SINGH (2003) retoma a idéia da formação de sais duplos como fase intermediária na transformação anidrita – gipso, estudando o efeito de K_2SO_4 como ativador do processo. SIEVERT *et al.* (2004) estudaram a hidratação da anidrita a 25°C em água pura e com soluções diluídas com $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ e $\text{Ca}(\text{OH})_2$. Eles observaram que a transformação acontece mais rapidamente quando a solução apresenta ativadores que quando se trata de água pura. A taxa de formação de gipso cresce até um valor máximo. O tempo em atingir a taxa máxima de formação de gipso diminui com a presença de ativadores especialmente com o sulfato de magnésio. Com base a estas evidências experimentais, propõem o seguinte mecanismo de hidratação da anidrita em contato com a água: a) dissolução de parte da anidrita até a solução atingir a condição saturada com relação a Ca^{2+} e de SO_4^{2-} ; b) estes íons hidratados na solução são rapidamente absorvidos na superfície da anidrita aumentando a superfície específica; c) a espessura da camada absorvida aumenta com o tempo; d) os íons Ca^{2+} e de SO_4^{2-} da

anidrita têm uma tendência a fugir para a solução enquanto que as moléculas de água têm a tendência a interagir com a superfície fresca da anidrita; e) os dois processos são obstaculizados pela camada absorvida; f) quando a camada cresce além de um determinado tamanho, são produzidas trincas; g) as moléculas de água entram por essas trincas e tomam contato novamente com anidrita inalterada; h) quando há suficiente quantidade de Ca^{2+} e de SO_4^{2-} moléculas de água na superfície, são formados núcleos de gipso; i) quando os núcleos de gipso atingem um tamanho crítico começa a cristalização do gipso a uma taxa elevada; j) uma vez que suficiente quantidade de gipso é depositada em torno da anidrita, o processo de hidratação se torna difícil. Desta forma se explica o tempo existente entre a formação da camada absorvida e a formação dos cristais de gipso. A presença de ativadores acelera o processo de hidratação diminuindo o tempo de aparição da máxima superfície específica e da máxima taxa de formação de gipso.

A partir das evidências experimentais desta pesquisa é sugerido o seguinte modelo de hidratação da anidrita a 20°C e 1 atm de pressão:

Figura 6.29. Transformação da anidrita em contacto com água destilada

Em contato com água pura, a anidrita (■) diminui de volume devido ao processo de dissolução que remove e hidrata os íons Ca^{2+} e SO_4^{2-} (Figura 6.29). Cabe lembrar que nas condições de temperatura e pressão do ensaio, a anidrita é a fase mineral mais solúvel e por consequência instável. Quando a solução chegar à saturação em CaSO_4 qualquer produto de precipitação será o gipso. A magnitude da dissolução está relacionada com as quantidades de água e anidrita no sistema. A solução, inicialmente diluída, avança para a saturação (↑). A transformação em gipso (■) se expressa na faixa esbranquiçada formada na borda externa do corpo de prova. A formação deste gipso não acontece por incorporação direta das moléculas

dgua no retculo cristalino, mas por dissoluo da anidrita e precipitao *in situ*.

A gua nos poros da anidrita fica rapidamente sobre-saturada em sulfato de clcio favorecendo a formao dos ncleos e dos cristais de gipso. Os poros aumentam de volume pela dissoluo da anidrita (0,7%) at saturar localmente a soluo. Toda dissoluo posterior precipitar em forma de gipso que ir preencher paulatinamente o espao vazio. O frente de gipsificao (--) avana pela absoro de gua devido ao potencial qumico estabelecido entre a anidrita slida e a soluo sub-saturada externa. Especula-se que a zona de gipsificao, com soluo sobre-saturada nos poros, atua maneira de uma membrana osmtica puxando a gua pura para o interior de corpo de prova e promovendo o avano da gipsificao.

Figura 6.30. Transformao da anidrita em contacto com soluo saturada

Quando a soluo atinge a saturao, a manuteno do equilbrio qumico depende do processo dissoluo – precipitao (Figura 6.30). A zona de gipsificao contnua a avanar segundo o mecanismo descrito em (a). A soluo entra na zona de metaestabilidade (entre as curvas de saturao e sobre-saturao). Quando atinge a curva de sobre-saturao, formam-se os primeiros ncleos de gipso os quais precipitam na superfcie do corpo de prova e em qualquer superfcie (recipiente e lmina de vidro). Os ncleos comeam a crescer e a formar uma camada externa (■) responsvel pelo aumento de volume do corpo de prova. O aumento da camada externa depender basicamente da proviso de sulfato de clcio e de gua, isto de se o sistema de transformao aberto ou fechado.

No primeiro caso a transformação envolverá toda a massa de anidrita em um período de tempo regido pelas variáveis termodinâmicas do sistema. Num sistema fechado a transformação avançará até consumir toda água disponível.

Até aqui foram explicados de maneira plausível os mecanismos de expansão com relação às deformações. A gipsificação no interior da massa anidritica aconteceria de maneira isovolumétrica num sistema fechado. A gipsificação que ocorre “externamente” com relação à solução, num sistema aberto, é de tipo isomolar, isto é 1 mol de anidrita é substituído por um mol de gipso, acarretando aumento de 60% do volume. Está claro que as evidências experimentais próprias e de outros autores confirmam que a dissolução da anidrita e a precipitação de cristais de gipso são os responsáveis pelo aumento de volume.

Ainda que esta pesquisa não tenha estudado as pressões de expansão da transformação anidrita - gipso, é possível especular que o próprio processo de cristalização do gipso seria responsável pelas tensões de expansão medidas em laboratório e em campo por outros autores. O crescimento dos cristais de gipso exerce uma força, chamada de *força de cristalização*, que afasta as superfícies em contato tal como acontece, nos ensaios realizados, com os cristais que crescem entre a lâmina de vidro e o corpo de prova (Figura 6.31).

Figura 6.31. Pontos de contato entre os cristais de gipso em crescimento e a lâmina de vidro (Amostra A5)

Esta teoria foi postulada por TABER (1916) (*Taber growth*) para justificar a formação de veios de gipso, calcita e quartzo em ambiente natural. Surgiu ali uma teoria alternativa àquela que considera que os veios são preenchimentos de fraturas formadas em regime de tração (*crack-seal*). A teoria de pressão de cristalização dos sais foi também utilizada para explicar a deterioração mecânica e química de rochas ornamentais e esculturas em rocha (WINKLER e WILHELM 1970 e WINKLER e SINGER 1972) e de concretos (COHEN 1983, DRON 1986, XIE PING e BEAUDOIN 1992a-b).

A teoria da força ou pressão de cristalização foi aplicada ao problema da expansão de maciços sulfáticos inicialmente por ORDOÑEZ *et al.* (1990) e WICHTER (1991) e posteriormente por NÜESCH *et al.* (1995), KEULEN *et al.* (2001), ALONSO *et al.* (2004) e GIAMBASTIANI *et al.* (2004), embora ninguém propusesse uma lei constitutiva que relacione tensão de expansão – deformação com parâmetros do mecanismo físico responsável da expansão, isto é a pressão de cristalização.

KEULEN *et al.* (2001) mediram experimentalmente a pressão de cristalização do gipso durante a hidratação da anidrita chegando a 11 MPa, considerado bastante próximo dos 15 MPa calculados.

Os mecanismos de expansão observados em concretos e rochas ornamentais guardam bastante semelhança com os observados em rochas sulfáticas. Para explicar esses mecanismos alguns autores (WINKLER e WILHELM 1970, WINKLER e SINGER 1972, COHEN 1983, DRON 1986, XIE PING e BEAUDOIN 1992a-b) exploraram a teoria da pressão de cristalização dos sais utilizando conceitos químicos e termodinâmicos, chegando a propor uma equação para quantificar a pressão de cristalização. Será discutida a seguir a potencialidade destes modelos para representar a expansão das rochas sulfáticas. Pretende-se com esta análise colocar pela primeira vez bases teóricas plausíveis para a formulação de modelos constitutivos da expansão das rochas sulfáticas baseados em mecanismos físicos.

WINKLER e SINGER (1972) observaram que a deterioração mecânica de pedras e concretos ornamentais estava relacionada à pressão de cristalização dos sais em poros e trincas. CORRENS (1949) *apud* WINKLER e SINGER (1972), baseado no princípio de Riecke, formulou que a pressão exercida pelo crescimento do cristal (P_c) poderia se aproximar a:

$$P_c = \frac{R \cdot T}{V_s} \cdot \ln \frac{C}{C_s}$$

onde: R : constante universal dos gases ($8,3145 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$)

T : temperatura em $^{\circ}\text{K}$

V_s : volume molar do sal em cristalização ($\text{cm}^3 \cdot \text{mol}^{-1}$)

C/C_s : grau de sobre-saturação

C : concentração atual do soluto

C_s : concentração do soluto na saturação.

Esta equação indica que quanto maior a sobre-saturação, maior será a pressão de cristalização dado que o estado de sobre-saturação garante a cristalização espontânea, embora a cristalização seja termodinamicamente possível quando a solução ultrapassa o limite de saturação. WINKLER e SINGER (1972) calcularam a pressão de cristalização para vários sais, entre eles anidrita e gipso (Tabela 6.6), achando uma boa correlação com resultados experimentais.

Tabela 6.6. Pressão de Cristalização do Gipso e da anidrita a diferentes concentrações

Fórmula Química	Densidade g/cm^3	Peso Molecular g/mol	Volume Molar cm^3/mol	Pressão de Cristalização (MPa)					
				$C/C_s = 2$		$C/C_s = 10$		$C/C_s = 50$	
				0°C	50°C	0°C	50°C	0°C	50°C
CaSO_4	2.96	136.14	46	34	40	112	133	190	226
$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	2.32	172.17	74.21	21	25	70	82	119	140

Estes valores são teóricos e devem ser validados com mais resultados experimentais.

XIE PING e BEAUDOIN (1992a-b) propõem uma teoria alternativa, de expansão de sulfatos em cimentos e concretos, às propostas por COHEN (1983) (teoria do crescimento dos cristais - *Crystal growth theory* e a teoria da expansão - *Swelling theory*) baseada em princípios químicos e termodinâmicos. Sugerem que a expansão dos sulfatos transforma a energia química em trabalho mecânico e que a força expansiva, decorrente da pressão de cristalização é o resultado da interação entre o produto sólido da reação química (etringita e/ou gipso) e a pasta de cimento. Postulam que duas condições devem confluir para a ocorrência da pressão de cristalização, o crescimento de cristais em ambiente confinado e que a atividade das substâncias reagentes seja maior que o produto de solubilidade dos produtos da reação à pressão atmosférica. Estas duas condições implicam na aceitação que a reação química que forma a etringita e o gipso ocorre por um mecanismo de dissolução e que a expansão é devida principalmente a crescimento confinado dos cristais. Baseados em princípios termodinâmicos derivam a seguinte equação de pressão de cristalização:

$$P_c = \frac{R \cdot T \cdot \rho_s}{M_s} \cdot \ln \Omega \quad (6.11)$$

onde: ρ_s : densidade do produto de cristalização

M_s : peso molecular do produto

Ω : K_{sp}/K_{sp}^0 razão produto de solubilidade

K_{sp} : produto de solubilidade do produto de cristalização sob a pressão P_s

K_{sp}^0 : produto de solubilidade do produto de cristalização sob a pressão P_s^0 (normalmente igual à pressão atmosférica). Para gipso $K_{sp}^0 = 4,56$.

A equação 6.11 mostra que quando a solução está apenas saturada ($K_{sp} = K_{sp}^0$) a pressão de cristalização é zero. Quando $K_{sp} > K_{sp}^0$ a solução está sobre-saturada, a atividade dos reagentes na solução é maior que o produto de solubilidade do produto sólido, e começa a atuar a pressão de cristalização por que estão dadas as condições cinéticas e termodinâmicas favoráveis para a precipitação de cristais do produto. No caso do gipso, quando a razão dos produtos de solubilidade é 2, a pressão de cristalização seria de 23,2 MPa a 25°C. Os valores teóricos calculados pela equação de XIE PING e BEAUDOIN (1992a-b) são coerentes com os apresentados na Tabela 6.6.

Teoricamente qualquer substância sólida poderia produzir “pressão de cristalização” e causar deformações por expansão sempre que as condições de confinamento e de $\Omega > 1$ sejam garantidas.

Como se poderia implementar esta teoria numa outra que estabelecesse uma relação entre pressão de cristalização e as deformações de expansão?

Unicamente dois ensaios publicados por NÜESCH *et al.* (1995) mostram a relação tensão de expansão vs deformação axial em margas anidriticas (Figura 6.32).

Figura 6.32. Curvas tensão de expansão vs deformação axial de margas anidriticas (modif. de NÜESCH *et al.* 1995).

As curvas mostram dois trechos retos bem definidos. No trecho inicial a tensão aumenta a uma taxa maior que a deformação. No trecho final a tendência se inverte e a deformação é mais expressiva enquanto a tensão aumenta a um ritmo menor. NÜESCH *et al.* (1995) demonstram que a expansão é devida à deposição e crescimento de cristais de gipso nos planos de acamamento. A relação tensão de expansão vs deformação poderia ser apresentada linearmente através das seguintes expressões:

$$\sigma = E_{ex1}\varepsilon \text{ para o trecho inicial}$$

$$\sigma = E_{ex2}\varepsilon \text{ para o trecho final}$$

onde: E_{ex1} = módulo de deformabilidade por expansão para o trecho inicial

E_{ex2} = módulo de deformabilidade por expansão para o trecho final

Deve ser salientado que a pressão de cristalização P_c não é igual à tensão σ dado que a interação entre os cristais de gipso e a matriz rochosa acontece em setores específicos chamados pontos de contato. Assim, a tensão média causada por P_c deveria ser calculada como sugerido por XIE PING e BEAUDOIN (1992b) da seguinte forma:

$$\sigma = \psi \cdot P_c$$

onde: ψ = área de contato entre o produto sólido de cristalização e a rocha com respeito à área total do corpo de prova.

XIE PING e BEAUDOIN (1992b) sugerem que ψ é função da porosidade do corpo de prova e do número, tamanho e geometria do produto sólido.

Fazendo as substituições correspondentes a equação final tensão – deformação ficaria:

$$\varepsilon = \frac{\psi}{E_{ex}} \cdot \frac{R \cdot T \cdot \rho_s}{M_s} \cdot \ln \Omega \quad (6.12)$$

A equação 6.12 foi validada por XIE PING e BEAUDOIN (1992b) para cimentos e concretos com uma boa correlação. A grande importância desta abordagem é que incorpora a influência de parâmetros químicos e termodinâmicos para modelar um fenômeno essencialmente dependente das atividades químicas dos reagentes e produtos de reação e da temperatura do sistema como foi exposto ao longo deste capítulo. Chega-se assim a um modelo de resposta baseado no mecanismo físico da expansão.

Considera-se este um modelo altamente interessante para ser aplicado a resolver problemas de expansão de rochas anidriticas em obras de engenharia. Obviamente, ainda há muito a ser experimentado e calibrado até atingir esse objetivo, mas sem dúvidas esta abordagem é muito promissória.

6.6. Implicações em Obras Subterrâneas

As evidências experimentais mostram que o processo de interação de uma massa anidritica com uma solução aquosa mostra diminuição de volume quando se trata de água destilada e aumento de volume quando a solução está saturada em sulfato de cálcio. Em ambos os casos acontece gipsificação da anidrita representada pela formação de uma faixa esbranquiçada (gipso microcristalino) rodeando o corpo de prova. Esta situação indicaria que essa gipsificação é no máximo isovolumétrica. Quando a solução reagente está sobre-saturada em sulfato de cálcio, forma-se adicionalmente uma camada de cristais de gipso que a priori seria a responsável pelo aumento de volume do material. A deposição dos cristais acontece por sobre-saturação da solução devida ao consumo de água no processo de gipsificação.

Transladada esta hipótese ao meio natural, é possível conceber a idéia de que os aumentos de volume dos maciços rochosos, sulfáticos ou não, poderão acontecer por precipitação e crescimento de gipso secundário nas descontinuidades do maciço a partir de água subterrânea sobre-saturada em sulfato de cálcio. A força de cristalização do gipso seria então responsável por deslocar os blocos e exercer uma pressão que, segundo as conclusões de SAHORES (1962), não poderá ser maior que 1,6 MPa e segundo KEULEN *et al.* (2001) atinge os 11 MPa. Medidas experimentais de tensões de expansão de margas anidriticas compiladas por STEINER (1993) mostram variações entre 0,1 e 16 MPa. Já medidas de tensões *in situ* compiladas pelo mesmo autor variam entre 0,1 e 5 MPa.

Um maciço de rochas sulfáticas em processo de exumação e sujeita a flutuações do lençol freático apresenta 3 zonas mais ou menos claras: a) uma zona superior formada por gipsita secundária e freqüentemente afetada por cavidades de dissolução; b) uma zona intermediária onde a anidrita está sendo transformada em gipso por estar em condições termodinâmicas e químicas propícias para essa transformação e c) uma zona inferior onde as condições de temperatura e pressão mantêm a anidrita como fase estável do sistema. Escavações subterrâneas realizadas na zona superior poderão apresentar problemas de estabilidade decorrentes da circulação de água subterrânea e

das cavidades de dissolução. Túneis escavados na zona intermediária poderão apresentar problemas pela deposição do gipso nos poros e descontinuidades do maciço. Como naturalmente a transformação está acontecendo, um túnel naquela zona não interferirá na evolução do processo químico. Já um túnel escavado na zona da anidrita poderá alterar as condições de equilíbrio termodinâmico e químico por causa das mudanças nos potenciais hidráulico, tensional e térmico induzidas pela escavação. Impondo um novo gradiente térmico a partir da escavação é possível que a temperatura do maciço como um todo diminua até valores onde a anidrita passa a ser a fase mineral instável criando as condições ótimas para se transformar em gipso.

Os fatores mais importantes a serem levados em conta para estimar e prever a ocorrência de expansão em rochas sulfáticas são:

- a) Temperatura da água subterrânea
- b) Composição química referida a dois aspectos, à saturação com respeito a Ca^{2+} e SO_4^{2-} e à presença de outros sais especialmente NaCl e sulfatos de sódio, potássio e magnésio. É sabido que a presença de outros sais na solução podem condicionar o sentido de evolução da transformação anidrita-gipso, algumas favorecendo a transformação em gipso e outras mantendo estável a anidrita. As características químicas da solução definem as “atividades químicas” relativas das substâncias reagentes com relação aos produtos da reação.
- c) Porosidade e abertura das descontinuidades, uma vez que para que a expansão se traduza em pressões, o crescimento dos cristais deve acontecer num ambiente confinado.
- d) A presença de argilominerais, dado que favorecem a entrada da água na matriz rochosa e complementam a expansão.

As conseqüências mecânicas na rocha intacta e no maciço rochoso por causa da transformação anidrita – gipso, são basicamente a redução da resistência e aumento da deformabilidade pela substituição da rocha anidritica pela gipsita de menor resistência como demonstrado no Capítulo V e pelo dano induzido no processo de expansão propagando fissuras e desagregando a matriz rochosa.

Extrapolando as taxas de deformação anuais obtidas nos ensaios de expansão axial, 0,33 a 2,36%/ano, para um túnel de 10 metros de diâmetro, sem revestimento e 3 metros de maciço em processo de transformação, as convergências calculadas em 10 a

70 mm por ano, são compatíveis com as reportadas por EINSTEIN (1989) para os túneis Bözberg (1,6 a 14,5 mm/ano), Hauenstein (1 a 10 mm/ano), Wagenburg (100 mm/ano) e por ALONSO et al. (2004) no túnel Lleida – Zaragoza com convergências de 7 a 25 mm por ano.

CAPÍTULO VII

Comportamento Dependente do Tempo devido às Propriedades Reológicas

7.1. Introdução

No capítulo anterior foi discutido o comportamento dependente do tempo devido a processos de mudança de volume em função da transformação físico-química anidrita – gipso. Neste capítulo será abordado o problema do comportamento dependente do tempo desde a perspectiva das propriedades reológicas das rochas sulfáticas.

Examinando as feições deformacionais presentes nas rochas, fica claro que nessa escala de análise a maioria delas flui unicamente em condições de temperatura e de tensões não encontradas na engenharia. Nas deformações geológicas, o fator tempo desempenha um papel extremamente importante tanto quanto a temperatura, a presença de fluidos, a tensão confinante e outros fatores intrínsecos como a mineralogia e tamanho de grão.

Pelo contrário, na escala da engenharia, nem todas as rochas experimentam esse comportamento. Tradicionalmente a deformação lenta por fluência de rochas foi atribuída quase exclusivamente às rochas brandas, isto é, rochas de baixa resistência ($\sigma_c < 25$ MPa) e alta deformabilidade, representadas pelas rochas evaporíticas, argilitos, alguns xistos e rochas alteradas. Múltiplos exemplos na engenharia civil mostram os efeitos do tempo na deformação de estruturas de contenção, fundações, revestimentos de túneis, etc. Estes materiais são passíveis de serem estudados em laboratório e *in situ*

com o propósito de descobrir os mecanismos que originam este fenômeno e/ou quantificá-lo para seu uso em cálculos de projeto.

Obviamente nem todas as condições geomecânicas presentes nas obras de engenharia devem originar problemas de deformação lenta por fluência. Os casos onde pode ser razoavelmente assumida a presença de deformações uniformes e constantes pela existência de rochas evaporíticas ou maciços rochosos muito fraturados com fraturas preenchidas por minerais tais como halita, argilas, serpentina, grafite ou gipso, apresentam condições onde a deformação dependente do tempo deve ser levada em conta no momento da elaboração do projeto de engenharia (DUSSEAULT e FORDHAM 1993).

O conhecimento sobre as propriedades dependentes do tempo das rochas é um processo evolutivo que envolve um período de tempo prolongado e a inversão de importantes recursos humanos e econômicos. Como as propriedades dependentes do tempo de anidritas e gipsitas foram escassamente estudadas, apesar de sua grande potencialidade como repositórios de rejeitos, o conhecimento das suas propriedades reológicas é ainda rudimentar. Estes dois aspectos levaram a planejar unicamente a realização de ensaios de fluência não confinada sob carga constante, assumindo que a informação obtida destes ensaios fornecerá linhas de atuação futuras que levem em conta, por exemplo, o efeito da tensão confinante e da temperatura sobre as propriedades ao longo do tempo. Se o objetivo final é obter um modelo constitutivo abrangente e válido para diferentes tipos de solicitações na área da engenharia civil, esta pesquisa pode ser considerada como o primeiro passo nessa direção. O objetivo desta tese é comprovar se as propriedades reológicas das rochas sulfáticas e a transformação anidrita – gipso podem ser as responsáveis das taxas de deformação lentas observadas em obras subterrâneas.

7.2. Conceitos

A fluência foi definida como a deformação ao longo do tempo sob aplicação de cargas constantes. Os primeiros estudos datam do início do século XIX aplicados fundamentalmente ao estudo dos metais submetidos a tensões de tração. Os estudos de fluência em rochas começaram entre final do século XIX e começo do século XX e mais recentemente sobre rochas evaporíticas (especialmente rochas de sal) visando à sua aplicação em mineração subterrânea, projetos de repositórios nucleares subterrâneos e poços de petróleo (LANGER 1981, PFEIFLE e SENSENY 1998, HUNSCHE 1999,

CELLA 2003). Os estudos de fluência em rochas também são amplamente utilizados para compreender e modelar o comportamento geomecânico da crosta e manto terrestres, procurando sua aplicação em problemas geofísicos. Assim na literatura podem identificar-se duas abordagens na aplicação dos estudos de fluência: uma abordagem geológica que está preocupada em conhecer os mecanismos deformacionais que operam nas rochas, em níveis inferiores da crosta terrestre, quando submetidas a estados de tensão e gradientes geotérmicos altos; e uma abordagem do ponto de vista da engenharia geotécnica interessada em prever os comportamentos geomecânicos dos maciços rochosos visando à estabilidade a longo prazo da obra civil. As duas abordagens procuram estabelecer modelos de comportamento que incluem leis empíricas, leis baseadas em modelos reológicos e leis baseadas nos mecanismos físicos de deformação fundamentais.

Os resultados dos ensaios de fluência são normalmente representados em curvas deformação axial vs tempo como a idealizada na Figura 7.1:

Figura 7.1. Curva teórica deformação – tempo para ensaios de fluência a tensão constante.

A curva da Figura 7.1 pode dividir-se em diferentes segmentos que representam os distintos comportamentos reológicos do material. O tramo **ab** corresponde à resposta elástica instantânea logo depois de aplicada a carga. Normalmente a resposta elástica é seguida pela chamada fluência primária ou desacelerada ou transiente onde a velocidade de deformação diminui com o tempo (tramo **bc**). Às vezes este trecho é chamado de resposta elástica retardada e se caracteriza pela recuperação total da deformação elástica ao longo do tempo como se pode visualizar claramente no tramo de descarregamento **cf**

que corresponde à recuperação elástica instantânea e o tramo **fg** à recuperação retardada. Em continuação à fase primária se desenvolve a fase secundária ou também chamada de fluência estacionária ou *steady-state* (tramo **cd**) onde a deformação aumenta linearmente com o tempo (taxa de deformação constante) e a rocha experimenta deformação permanente. Isto fica mais claro no caso de um descarregamento em qualquer ponto da reta **cd**. A quantidade de deformação permanente está controlada pela taxa de deformação estacionária ($\dot{\epsilon}$) e o tempo transcorrido. Se o corpo de prova não é descarregado no ponto **d** e continua a se deformar, após um tempo começa a desenvolver-se uma fase onde a taxa de deformação experimenta uma aceleração, denominada fase de fluência terciária ou acelerada, a qual normalmente termina na ruptura do corpo de prova (ponto **e**) devido ao progressivo dano do material.

O comportamento reológico de qualquer material está influenciado por uma série de fatores intrínsecos (mineralogia, impurezas, tamanho dos grãos, textura mineral, porosidade, teor de umidade) e extrínsecos (natureza e nível da tensão, tensão de confinamento, temperatura) (VUTUKURI e LAMA 1978, DUSSEAULT e FORDHAM 1993, HUNSCHE e HAMPEL 1999).

Em termos gerais a *mineralogia* influencia em três aspectos: na dureza dos minerais principais, na presença de planos de clivagem, nas forças de ligação intercristalinas, etc.. Os minerais mais brandos e com maior número de planos de clivagem são os mais deformáveis e apresentam limiares de fluência mais baixos. Aqueles que desenvolvem contactos intercristalinos mais fortes apresentam tendência a ser menos deformáveis, já que a mecânica de deformação por início e propagação de fraturas acontece fundamentalmente nos contactos intercristalinos. A presença de *impurezas* é muito importante na deformação de rochas de sal porque elas impedem a propagação dos deslizamentos intracristalinos (HUNSCHE e HAMPEL 1999). Rochas da mesma composição mineralógica podem apresentar deformabilidades diferentes dependendo do *tamanho de grão* predominante. As rochas de grão fino se deformam menos e são mais frágeis que rochas de grão grosso devido ao aumento da superfície de contacto intercristalino. Não casualmente as rochas que experimentam deformações lentas estão formadas por minerais brandos (halita, gipso, anidrita, argilominerais, talco, grafite, etc.) ou apresentam contatos intercristalinos degradados (rochas alteradas).

A *natureza da tensão* é outro fator que influencia no comportamento de fluência. Corpos de prova submetidos a ensaios de flexão e de torção experimentam taxas de

deformação comparativamente menores que aquelas obtidas por ensaios de compressão uniaxial (VUTUKURI e LAMA 1978).

O *nível de tensão* influencia significativamente a taxa de deformação e o valor da deformação final. Assim o aumento nos níveis de tensão aplicados sobre o corpo de prova origina um aumento na taxa de deformação estacionárias que pode ser muito significativo tal como mostram os ensaios realizados por GRIGGS (1940) (Figura 7.2), BELL (1994), LANGER (1981) e CRISTESCU (1989).

Figura 7.2. Curvas de fluência em rochas de gipso mostrando a influência dos diferentes níveis de tensão sobre a taxa de deformação. (Fonte GRIGGS 1940)

A influência da *tensão de confinamento* e da *tensão desviatória* foi estudada por vários autores e compilada por VUTUKURI e LAMA (1978). Estudos realizados em calcários e granitos indicam em geral que a taxa de deformação da fase estacionária aumenta com o aumento da tensão desviatória e que diminui com aumento da tensão confinante. O efeito da tensão confinante depende do mecanismo de fluência operante no processo como foi destacado por CELLA (2003). Os mecanismos de deformação por difusão e por deslocamentos intracristalinos são insensíveis a aumentos da tensão confinante. Já o microfissuramento, que envolve dilatação do material, depende da tensão confinante.

Ensaio triaxiais em rochas de sal e silvita realizados por THOMPSON e RIPPERGER (1964) *apud* VUTUKURI e LAMA (1978)¹ mostram que a taxa de deformação estacionária definida a partir de ensaios de fluência uniaxial era a mesma obtida em ensaios de fluência triaxial com uma tensão desviatória da mesma magnitude.

Uns dos fatores mais influentes no comportamento dependente do tempo é a *temperatura* já que o fenômeno de fluência é termicamente ativado. Em rochas brandas o efeito da temperatura, na faixa entre 25°C e 100°C, é muito sensível fundamentalmente pelas transformações decorrentes na água intersticial e/ou estrutural como acontece com as gipsitas (HEARD e RUBEY 1966). A compilação feita por VUTUKURI e LAMA (1978) sobre o efeito da temperatura na taxa de fluência permite afirmar que em geral o aumento da temperatura causa aumento da taxa de deformação estacionária por mudanças nos mecanismos de fluência. Alguns autores acharam uma relação logarítmica entre taxa de fluência, temperatura e tensão. Ensaio a taxa de deformação constante em diferentes temperaturas em anidritas realizados por MÜLLER e SIEMES (1974), MÜLLER e BRIEGEL (1978) e MÜLLER *et al.* (1981) mostraram que o aumento da temperatura aumenta a taxa de deformação estacionária e diminui a tensão de início da fluência secundária.

O efeito dos *fluidos intersticiais* foi estudado por GRIGGS (1940) para rochas de gipso. Ele observou que a taxa de fluência na rocha submersa em água ou HCl aumenta em relação à taxa observada na rocha seca (Figura 7.3). Isto pode dever-se ao fato de que, no caso do gipso, estes fluidos atuam alterando a estrutura sólida da rocha por troca iônica, fenômenos de dissolução e até de difusão iônica e os fluidos não atuam como lubrificante como alguns autores sugeriram. Também foi constatado que o aumento do teor de umidade no corpo de prova aumenta as deformações por fluência em ensaios de compressão uniaxial estimulando uma taxa maior nos processos de dissolução por pressão.

¹ THOMPSON, E. e RIPPERGER, E.A. 1964. An experimental technique for the investigation of the low of halite and silvinit. Proc. 6th Symp. Rock. Mech. Rolla, Missouri, pp 467-488.

Figura 7.3. Fluência em rocha de gipso para condição seca e submersa em água e HCl, a tensão constante (20,5 MPa) (Modificado de GRIGGS 1940)

7.3. Modelos reológicos

A *reologia* é a parte da mecânica que estuda o fluxo da matéria. O conceito de fluxo envolve explicitamente o fator tempo na análise do comportamento tensão – deformação. Os modelos reológicos são modelos baseados na combinação de analogias mecânicas simples (mola, amortecedor e bloco de atrito) que tem por objetivo explicar o comportamento físico dos materiais tal como a elasticidade, as deformações irreversíveis (plasticidade) e a viscosidade (efeito do tempo). Como qualquer tipo de modelo, os reológicos são uma idealização da realidade e por isso não são capazes de representar comportamentos reais muito complexos. Outra restrição importante destes modelos é que só oferecem uma descrição qualitativa e macroscópica dos fenômenos estudados. São modelos constitutivos de tipo fenomenológico que não levam em conta os mecanismos físicos de deformação.

Uma forma de estudar o comportamento mecânico dos materiais geológicos é utilizar analogias mecânicas simples para a partir delas construir modelos mais complexos. Os modelos fundamentais são aqueles que representam os materiais mais simples como são o sólido ideal (modelo elástico ou de Hooke), o líquido perfeito (modelo viscoso ou Newtoniano) e o material plástico (modelo plástico ou de Saint Venant) (Figura 7.4).

Figura 7.4. Modelos Reológicos elementares

É importante mencionar que a formulação destes modelos está baseada na consideração de que os materiais são contínuos, homogêneos e isotrópicos, condição que não é real pelo menos no caso dos materiais geológicos como as rochas e os solos.

O modelo elástico linear ou também chamado Modelo de Hooke para materiais isotrópicos, homogêneos e contínuos, é o modelo mais amplamente difundido e suas características dispensam maiores comentários. A analogia mecânica que representa este modelo é uma mola que obedece à lei da elasticidade linear para tensões e deformações (Figura 7.4). O modelo elástico pode ser linear ou não linear e seus parâmetros de calibração são o módulo de elasticidade (E) e o coeficiente de Poisson (ν).

Diz-se que um material se comporta plasticamente se excedido um estado de tensões crítico (limite de elasticidade ou tensão de plastificação) o material flui sem ruptura e fica deformado de maneira permanente. O modelo plástico é sinônimo de deformações irreversíveis. A analogia mecânica que representa o modelo plástico é um bloco apoiado sobre uma superfície, cuja interface apresenta certo atrito, e para movimentá-lo se deve exceder a resistência por atrito (Figura 7.4).

Uma vez que o bloco é movimentado ele não volta à sua posição inicial, experimentando um deslocamento irreversível. Desta forma a tensão limite que permite o movimento do bloco fica definida como a tensão de plastificação (σ_y).

Este fenômeno pode representar-se em um diagrama tensão - deformação como o da Figura 7.5. A teoria matemática do fluxo plástico está baseada principalmente em materiais isotrópicos, homogêneos e contínuos e em modelos especiais conhecidos como rígido-plástico perfeito (Figura 7.5), elastoplástico com endurecimento (Figura 7.6a) e rígido-plástico com endurecimento (Figura 7.6b).

Figura 7.5. Diagrama tensão – deformação mostrando o comportamento de um material rígido plástico perfeito

Figura 7.6. Diagrama tensão – deformação do modelo elastoplástico com endurecimento (a) e rígido-plástico com endurecimento (b)

No caso do modelo rígido-plástico uma vez atingida a tensão de plastificação (σ_y) a deformação permanente é ilimitada. No caso do modelo plástico com endurecimento, logo após superada a tensão de plastificação, a deformação permanente só pode ser aumentada com aumento da tensão aplicada. A teoria da plasticidade apresenta uma série de conceitos muito importantes que auxiliam a sua compreensão e que já foram desenvolvidos no Capítulo 3. Eles são o critério de plastificação, lei de fluxo e lei de endurecimento.

O modelo que representa o líquido perfeito ou fluido newtoniano é chamado modelo viscoso. Sua analogia mecânica é um pistão que encaixa com certa folga em um tubo cilíndrico preenchido por um líquido viscoso (Figura 7.7).

Figura 7.7. Analogia mecânica e diagrama deformação – tempo do modelo viscoso (fluido newtoniano perfeito e generalizado)

O pistão se movimenta a uma velocidade ou taxa de deformação que é proporcional à tensão (σ) aplicada sobre ele. Quando se aplica a um líquido uma tensão hidrostática, ele pode experimentar uma deformação volumétrica, mas nunca fluirá. Aplicando uma tensão desviatória, o esforço por cisalhamento produzirá uma deformação contínua por fluxo laminar. A velocidade deste fluxo é proporcional à tensão desviatória e a constante de proporcionalidade η é chamada *viscosidade do fluido*. Se a viscosidade permanece constante ao longo do processo, o material recebe o nome de *fluido newtoniano perfeito* e o diagrama tensão vs velocidade de deformação é uma reta (Figura 7.7). Se a viscosidade varia com a velocidade de deformação o fluido recebe o nome de *newtoniano generalizado* e a relação deformação – tempo é não linear (Figura 7.7).

Apesar de ser a viscosidade uma propriedade dos líquidos, também os materiais sólidos como as rochas apresentam viscosidade, mas em uma ordem de grandeza muito maior (10^{14} a 10^{19} MPa.s) que a de qualquer substância líquida como a água ou óleo. As deformações irreversíveis e retardadas se desenvolvem ao longo do tempo seja sob tensão constante ou não. Basicamente o modelo viscoso se comporta como um retardador de deformações.

7.3.1. Modelos Reológicos Complexos

Os modelos elementares descritos no item anterior podem ser combinados de diversas formas, em arranjos em série e paralelo, com o propósito de representar mais fielmente os complexos comportamentos mecânicos que apresentam os materiais

geológicos. Constatou-se que os comportamentos de muitos dos modelos reológicos complexos são semelhantes ao comportamento dos materiais rochosos reais em laboratório (RAMSAY 1977).

Os modelos reológicos podem ser divididos em vários grupos principais: modelos viscoelásticos, modelos elastoviscosos, modelos viscoplásticos e modelos elastoviscoplásticos (RAMSAY 1977).

7.3.1.1. Modelo Viscoelástico

Os modelos viscoelásticos são aqueles em que para uma dada tensão aplicada existe um valor limite de deformação. É necessário certo tempo para que o material atinja esse limite de deformação e isto se expressa como uma função exponencial. Assim o tempo requerido para atingir esse valor limite se chama *tempo de retardo*. Estes materiais são basicamente sólidos (RAMSAY 1977).

Muitos pesquisadores usaram modelos viscoelásticos lineares para resolver os problemas envolvidos no comportamento dependente do tempo de rochas. A maioria destas abordagens considera que o material é incompressível ou elasticamente compressível. Na realidade as rochas não só apresentam compressibilidade mas também dilatância, ambas parcialmente irreversíveis (CRISTESCU 1993).

Os sólidos raramente se comportam como prevê a teoria da elasticidade linear, onde a deformação elástica se produz instantaneamente com a aplicação da tensão, desaparecendo rapidamente quando se retira essa tensão. Nos sólidos reais como as rochas freqüentemente parte da deformação elástica é dependente do tempo demandando um certo intervalo para se manifestar quando se aplica ou retira a carga. É como se algum mecanismo de retardo atuasse atrasando a reação imediata do material.

Com o propósito de representar este comportamento dependente do tempo, Lord Kelvin em 1890 e Voigt em 1892 propuseram um modelo dispondo um elemento elástico (mola) em paralelo com um elemento viscoso (amortecedor), este último para simular o efeito de retardo (Figura 7.8)

O modelo foi construído supondo que os elementos viscoso e elástico atuam em paralelo e que a mola é amortecida pela ação do pistão. Como os elementos atuam em paralelo, a deformação elástica (ϵ_e) e a deformação viscosa (ϵ_v) são idênticas e iguais à deformação total (ϵ_T):

$$\epsilon_T = \epsilon_e = \epsilon_v \quad (7.1)$$

Figura 7.8. Analogia mecânica do modelo viscoelástico de Kelvin-Voigt.

e a soma das tensões nos elementos elástico (σ_e) e viscoso (σ_v) é igual à tensão total (σ_T):

$$\sigma_T = \sigma_e + \sigma_v \quad (7.2)$$

Nestas condições as relações tensão – deformação para cada elemento podem expressar-se como segue:

Para o elemento elástico: $\sigma_e = E \cdot \varepsilon_e \quad (7.3)$

Para o elemento viscoso: $\sigma_v = \eta \cdot \frac{d\varepsilon_v}{dt} \quad (7.4)$

Combinando as equações (7.3), (7.4) com (7.2) obtém-se:

$$\sigma_T = E \cdot \varepsilon_T + \eta \cdot \frac{d\varepsilon_T}{dt} \quad (7.5)$$

onde: η = viscosidade (MPa.s)

E = Módulo de Young (MPa)

A resolução da equação diferencial de primeira ordem (7.5) fornece a seguinte equação:

$$\varepsilon_T = \exp\left(\frac{-t}{r}\right) \left[\varepsilon_0 + \frac{1}{\eta} \int \sigma(t) \cdot \exp\left(\frac{t}{r}\right) \cdot dt \right] \quad (7.6)$$

sendo: $r = \frac{\eta}{E}$ = tempo de retardo

Se a tensão é constante ($\sigma(t) = \sigma_{\text{constante}}$) e a deformação inicial é zero ($\varepsilon_0 = 0$), a expressão 7.6 pode reduzir-se a:

$$\varepsilon_T = \frac{\sigma}{E} \left[1 - \exp\left(\frac{-t}{r}\right) \right] \quad (7.7)$$

O modelo Kelvin-Voigt quando submetido a uma tensão instantânea comporta-se de forma que não existe deformação elástica instantânea mas uma deformação inicialmente rápida cuja velocidade diminui exponencialmente (Figura 7.9). Para qualquer tensão as deformações se aproximam assintoticamente de um valor finito igual a σ/E . O tempo requerido para que o material deforme uma quantidade de $1/e$ ($1/2,718$) do valor final σ/E é o que se chama tempo de retardo que tem um valor de $\eta/E = r$ (RAMSAY 1977).

Figura 7.9. Curva deformação vs tempo para o modelo Kelvin-Voigt em carregamento e descarregamento

Se depois de um tempo t_l se retira a carga, a deformação diminui exponencialmente até atingir o valor zero. A recuperação da deformação segundo as equações (7.6) e (7.7) é:

$$\varepsilon_R = \frac{\sigma}{E} \left\{ \left[1 - \exp\left(\frac{-t}{r}\right) \right] - \left[1 - \exp\left(-\frac{t_1 + t}{r}\right) \right] \right\} \quad (7.8)$$

sendo t_1 = tempo de descarregamento (Figura 7.9)

A recuperação da deformação é a diferença entre a deformação original começando no tempo t_o e uma curva idêntica começando no tempo t_1 .

Comparando a curva obtida pelo modelo Kelvin-Voigt com as curvas de fluência experimentais é evidente que este modelo não representa bem o comportamento observado, no trecho inicial elástico e na representação da fluência secundária.

7.3.1.2. Modelo Elastoviscoso

Os modelos elastoviscosos são basicamente líquidos que quando solicitados com uma carga aplicada rapidamente se deformam de maneira elástica. Para uma dada tensão não existe um valor limite de deformação e a tensão desviatória produz uma deformação continuada. Se a deformação permanece constante as tensões internas irão se dissipando gradualmente. O tempo necessário para que as tensões diminuam em $1/e$ de seu valor original se chama *tempo de relaxação*. Estes modelos tratam com materiais que não podem suportar tensões cisalhantes de longa duração (líquidos), e se são comprimidos rapidamente se comportam de maneira elástica. Se essa tensão é retirada imediatamente, o corpo recupera suas dimensões originais, mas se a tensão permanece aplicada durante um tempo antes de ser retirada, a recuperação elástica não é igual à deformação inicial. Ocorreu então uma deformação permanente. Num material elástico, as tensões são conservadas no interior do material e ele pode recuperar-se total e instantaneamente. Nos materiais elastoviscosos as tensões se dissipam com o tempo, isto é a energia é assimilada pelo material como deformação permanente. Este fenômeno se chama relaxação das tensões.

Este fenômeno foi inicialmente descrito por Maxwell em 1868 e deve-se a ele a formulação matemática do modelo. A Figura 7.10 apresenta a analogia mecânica que representa o modelo de Maxwell: uma mola e um pistão dispostos em série. Dada a associação de elementos em série, a tensão total (σ_T) é igual às tensões atuantes em cada elemento (σ_e e σ_v) e a deformação total (ε_T) é igual à soma das deformações no elemento elástico (ε_e) e no elemento viscoso (ε_v):

$$\sigma_T = \sigma_e = \sigma_v \quad (7.9)$$

$$\varepsilon_T = \varepsilon_e + \varepsilon_v \quad (7.10)$$

Figura 7.10. Analogia mecânica do modelo elastoviscoso de Maxwell

As deformações em cada elemento podem ser expressas como:

Para o elemento elástico: $\varepsilon_e = \frac{\sigma_T}{E}$ (7.11)

Para o elemento viscoso: $\varepsilon_v = \frac{1}{\eta} \int_0^t \sigma_T(t) \cdot dt$ (7.12)

Substituindo as equações (7.11) e (7.12) na equação (7.10) tem-se:

$$\varepsilon_T = \frac{\sigma_T}{E} + \frac{1}{\eta} \int_0^t \sigma_T(t) \cdot dt \quad (7.13)$$

Se a tensão aplicada é constante a expressão (7.13) se simplifica:

$$\varepsilon_T = \frac{\sigma}{E} + \frac{\sigma \cdot t}{\eta} \quad (7.14)$$

Quando a tensão é aplicada no instante t_0 , o material experimenta uma deformação elástica instantânea igual a σ/E . Mantendo a carga constante, o material flui de maneira constante segundo a taxa dada por σ/η . Retirando a tensão no tempo t_l o material experimenta uma recuperação elástica instantânea e uma deformação permanente devido à relaxação das tensões igual a $\sigma \cdot t/\eta$ (Figura 7.11).

Figura 7.11. Curva deformação vs tempo do modelo elastoviscoso de Maxwell

A relaxação de tensões quando se mantém o material em estado de deformação constante (ε_0) pode ser expresso com a seguinte equação:

$$\sigma = E \varepsilon_0 \exp\left(-\frac{t}{r}\right) \quad (7.15)$$

Esta equação significa que as tensões decrescem exponencialmente com o tempo. O tempo relaxação é definido como o tempo necessário para que a tensão se reduza 1/e do valor inicial, isto é $t = r$ (Figura 7.12).

Figura 7.12. Relaxação das tensões no modelo elastoviscoso de Maxwell

7.3.1.3. Modelo Boltzmann ou Kelvin Generalizado (Sólido Viscoelástico)

O modelo chamado *Boltzmann* ou *Kelvin generalizado* tem as propriedades de tensão – deformação – tempo mais parecidas com sólidos reais apesar de não

representar ainda de maneira completa o fenômeno (Figura 7.13a). Este modelo consiste em uma unidade Maxwell montada em paralelo com uma unidade elástica (Figura 7.13b).

Figura 7.13. Relação deformação – tempo (a) e analogia mecânica (b) do modelo Boltzmann.

O elemento elástico é responsável pela deformação elástica instantânea e o elemento Kelvin pela elasticidade retardada do modelo. Aplicando as equações de tensão e deformação para elementos em série e paralelo temos que:

$$\text{Deformação total:} \quad \epsilon = \epsilon_{e1} + \epsilon_{ve} \quad (7.16)$$

$$\text{Tensão Total:} \quad \sigma = \sigma_{e1} = \sigma_{ve} \quad (7.17)$$

$$\sigma_{e1} = E_1 \cdot \epsilon_{e1} \quad (7.18)$$

$$\sigma_{ve} = E_2 \cdot \epsilon_{e2} + \eta_2 \cdot d\epsilon_v/dt \quad (7.19)$$

A forma diferencial do modelo é a seguinte:

$$(E_1 + E_2) \sigma + \eta_2 \cdot \dot{\sigma} = (E_1 E_2) \epsilon + (E_1 \eta_2) \dot{\epsilon} \quad (7.20)$$

Carregando repentinamente o sistema com uma tensão σ constante a equação 7.20 pode ser simplificada:

$$(E_1 + E_2) \sigma = E_1 (E_2 \epsilon + \eta_2 \cdot \dot{\epsilon}) \quad (7.21)$$

Integrando a equação 7.21 obtemos a equação que descreve a deformação elástica instantânea e retardada do modelo:

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E_1} + \frac{\sigma}{E_2} \left(1 - \exp \left(-\frac{E_2 \cdot t}{\eta_2} \right) \right) \quad (7.22)$$

7.3.1.4. Modelo Burger (Viscoelástico)

Este modelo se ajusta melhor ao comportamento dependente do tempo experimentado pelas rochas em ensaios de laboratório. A analogia mecânica que representa este modelo é apresentada na Figura 7.14 e consiste em um sistema em série constituído por uma unidade elástica, uma unidade viscoelástica (Kelvin-Voigt) e uma unidade viscosa.

Figura 7.14. Analogia mecânica do modelo Burger

A Figura 7.15 mostra o gráfico da relação deformação – tempo para este modelo. Como o modelo é em série a deformação total (ε_T) vem dada pela soma das deformações das três unidades do modelo:

$$\varepsilon_T = \varepsilon_{E_2} + \varepsilon_{V(K-V)} + \varepsilon_{V_2} \quad (7.23)$$

$$\varepsilon_T = \frac{\sigma}{E_2} + \frac{\sigma}{E_1} \left[1 - \exp \left(-\frac{t \cdot E_1}{\eta_1} \right) \right] + \frac{\sigma \cdot t}{\eta_2} \quad (7.24)$$

Figura 7.15. Diagrama deformação – tempo para modelo Burger

Esta equação representa, além da fluência primária, também a secundária dado que o termo final da equação tem valor positivo sempre que $\sigma > 0$.

Diferenciando a equação 7.24 com relação ao tempo, obtém-se a taxa de deformação:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\sigma}{\eta_2} + \frac{\sigma}{\eta_1} \exp \left(-\frac{E_1 t}{\eta_1} \right) \quad (7.26)$$

A equação diferencial do modelo Burger tem a forma generalizada:

$$P\sigma = Q\varepsilon \quad (7.27)$$

Onde P e Q são os operadores diferenciais com respeito ao tempo:

$$P = 1 + p_1 \frac{\partial}{\partial t} + p_2 \frac{\partial^2}{\partial t^2} \quad (7.28)$$

$$Q = q_1 \frac{\partial}{\partial t} + q_2 \frac{\partial^2}{\partial t^2} \quad (7.29)$$

$$P\sigma = p_0\sigma + p_1\dot{\sigma} + p_2\ddot{\sigma} = Q\varepsilon = q_1\dot{\varepsilon} + q_2\ddot{\varepsilon} \quad (7.30)$$

onde p_0 , p_1 , p_2 , q_1 e q_2 são as constantes do material

$$\begin{aligned} p_0 &= 1 \\ p_1 &= \frac{\eta_2}{E_2} + \frac{\eta_2}{E_1} + \frac{\eta_1}{E_1} \\ p_2 &= \frac{\eta_1\eta_2}{E_1E_2} \end{aligned} \quad \begin{aligned} q_1 &= \eta_2 \\ q_2 &= \frac{\eta_1\eta_2}{E_1} \end{aligned} \quad (7.31)$$

A representação do material Burger na forma diferencial tem a ver com o conceito da dependência das tensões e deformações atuais com a história de tensão e deformação do fenômeno.

Na natureza existem materiais que se comportam só como materiais viscoelásticos do tipo Boltzmann quando a tensão aplicada é menor que um limiar de tensão chamada de resistência intrínseca à fluência. Os materiais só atingem fluxo viscoso quando superam a tensão limite de elasticidade. A analogia mecânica destes tipos de materiais deve incluir uma unidade tipo bloco de atrito.

7.4. Modelos de fluência

Neste item serão discutidas as diferentes abordagens existentes na interpretação do fenômeno da fluência em rochas a partir dos resultados experimentais e quais são as equações constitutivas derivadas.

Basicamente as abordagens são três: a) a “leis” empíricas, b) “leis” baseadas em modelos reológicos e c) “leis” baseadas nos mecanismos físicos de deformação.

7.4.1. Equações Empíricas de Fluência

As equações empíricas foram a primeira tentativa para obter uma equação matemática que representasse o comportamento de fluência em metais e rochas. Estas leis empíricas são obtidas ajustando uma curva teórica seja potencial ou exponencial, aos pontos do gráfico deformação *vs* tempo obtidos em ensaios de fluência. Ferramentas computacionais atuais facilitam essa tarefa. Os parâmetros obtidos não têm um significado físico definido. Numerosas propostas empíricas foram elaboradas para expressar as diferentes fases de fluência, primária, secundária e terciária. Detalhes sobre estas equações, para rochas de sal, podem ser consultados no artigo de LANGER (1981) e de LINDNER e BRADY (1981).

No caso de fluência em rocha, as primeiras propostas empíricas datam da primeira década do século XX inspirados nas equações de PHILLIPS (1905) e ANDRADE (1910) *apud* ODË (1968) para metais, a primeira uma lei logarítmica e a segunda representando a fluência primária:

$$\dot{\varepsilon} = Bt^{-1} \quad (7.32)$$

$$\dot{\varepsilon} = \frac{B}{3} t^{-\frac{2}{3}} \quad (7.33)$$

sendo: B = constante

t = tempo

Uma equação simples que pode representar a curva de fluência primária e secundária com uma precisão razoável é a proposta por GRIGGS (1939):

$$\dot{\varepsilon} = a + b \log t + ct \quad (7.34)$$

sendo: t = tempo

a , b , c = constantes que dependem do material, da temperatura e do valor da carga aplicada.

$b \log t$ = fluxo elástico

ct = fluxo pseudoviscoso

SINGH (1975) obteve uma equação empírica derivada das curvas de fluência da forma $\varepsilon = at^b$ para calcários da Itália e que representa a fluência primária e secundária:

$$\varepsilon = 0,420.10^{-4} t^{0,5044} \quad (7.35)$$

GALÓS (1982) obteve a seguinte equação empírica para avaliar ensaios de fluência em compressão uniaxial em rochas:

$$\varepsilon = \varepsilon_o + r \ln(1 + t) \quad (7.36)$$

sendo: r = constante reológica

VUTUKURI e LAMA (1978) apresentam uma lei empírica geral da forma:

$$\varepsilon = \varepsilon_o + \varepsilon(t) + At + \varepsilon_T(t) \quad (7.37)$$

sendo: ε = deformação total

ε_o = deformação elástica

$\varepsilon(t)$ = função expressando a fluência primária

At = função linear representando a fluência secundária

$\varepsilon_T(t)$ = função expressando a fluência terciária.

AFROUZ e HARVEY (1974) apresentam uma discussão sobre diferentes expressões matemáticas das leis empíricas obtidas por ajuste estatístico a partir de curvas de fluência em compressão uniaxial sobre rochas brandas.

As leis empíricas têm a vantagem da simplicidade, mas apresentam as seguintes desvantagens: a) resultam em grandes taxas de deformação em pouco tempo; b) resultam em deformação contínua por endurecimento; c) não diferenciam entre estados de tensão de compressão e de tração e d) não refletem os mecanismos físicos envolvidos (DUSSEAULT e FORDHAM 1993).

7.4.2. Leis de Fluência Baseadas em Modelos Reológicos

Outra forma freqüente de representar o comportamento por fluência é através dos modelos reológicos. A Figura 7.16a apresenta uma grande variedade de modelos reológicos propostos para rochas de sal e compilados por DUSSEAULT e FORDHAM

(1993). Na Figura 7.16b é apresentado detalhadamente o comportamento de alguns dos modelos mostrados na figura anterior.

Figura 7.16. a) Arranjos reológicos para rochas de sal. b) detalhes sobre o modelo reológico e as curvas de fluência (DUSSEULT e FORDHAM 1993)

As principais deficiências evidenciadas por DUSSEAULT e FORDHAM (1993) nos modelos reológicos são: a) não oferecem previsões certas a menos que corretamente calibrados; b) não consideram as tensões cisalhantes e normais, a temperatura e fatores intrínsecos; c) não fornecem informação sobre os mecanismos de fluência envolvidos. A principal vantagem é que eles permitem a decomposição das parcelas elástica, viscosa e plástica do comportamento geral.

Outra vantagem é que fornecem uma formulação matemática baseada nos equacionamentos dos modelos físicos simples e complexos, que interpretam o fenômeno da fluência com uma base física mais sólida.

Exemplos de equações constitutivas obtidas a partir de modelos reológicos são apresentados por LANGER (1981):

Para fluência primária:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\sigma}{E} \left(1 - e^{\frac{-E}{\eta} t} \right) \quad \text{SCHUPPE (1961)}$$

Para fluência primária e fluência secundária:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\sigma}{E_o} + \frac{\sigma}{E} \left(1 - e^{\frac{-E}{\eta} t} \right) \quad \text{OBERT (1964)}$$

Para fluência secundária:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{1}{\eta} (\sigma - \sigma_f) \quad \text{WINKEL (1972)}$$

$$\dot{\varepsilon} = \sigma \left(\frac{1}{E_o} + \frac{1}{E} \left[1 - \exp^{\frac{-E}{\eta} t} \right] + \frac{1}{\eta_m} t \right) \quad \text{LOONEN (1962)}$$

7.4.3. Equações de Fluência baseadas em Mecanismos Físicos

Outra forma de estabelecer equações de fluência de um material é através do estudo dos processos físicos envolvidos no fenômeno. Esta abordagem é a mais aceita na comunidade científica porque permite superar os problemas que a maioria dos modelos constitutivos apresenta quando se pretende transladar o modelo obtido no laboratório para uma situação *in situ*. Isto é possível porque os mecanismos de deformação são independentes da escala. Outra vantagem é que permitem incorporar o efeito da temperatura e de outros parâmetros intrínsecos como a mineralogia e o tamanho de grão nos modelos constitutivos (PASSCHIER e TROUW 1998).

Os modelos fenomenológicos estão baseados no conceito de energia de ativação e geralmente assumem que os mecanismos intracristalinos são os predominantes na fluência de rochas (LINDGER e BRADY 1981). Assim cada mecanismo de deformação requer de uma certa quantidade de energia para ser ativado. Esta energia de ativação estaria relacionada à cinética de deformação de maneira análoga como a cinética química depende da temperatura.

7.4.3.1. Mecanismos de Deformação

A fluência é causada pela conjunção de diferentes mecanismos relacionados a fatores intrínsecos como a mineralogia e tamanho dos grãos, e fatores extrínsecos como a temperatura, a tensão confinante, tensão desviatória, presença de fluidos, etc.. Na escala do agregado policristalino as rochas apresentam três tipos de mecanismos de deformação.

O *Fluxo Cataclástico* ou *Deformação Cataclástica* é um tipo de deformação permanente que ocorre a baixa temperatura e cujos mecanismos são: deslocamentos intercristalinos, trituração, fratura e granulação (Figura 7.17). O crescimento das microfissuras pode acontecer nos contactos intercristalinos e no espaço intracristalino nucleados a partir de defeitos cristalinos e/ou planos de clivagem. Esta deformação envolve necessariamente aumento de volume (dilatância).

Figura 7.17. Microfotografia mostrando uma rede de microfissuras afetando um agregado polimineral (RUTTER 1993)

Com relação aos fatores extrínsecos que influenciam este processo, pode-se dizer que a cataclase é sensível ao aumento da pressão de poros porque diminui a tensão

efetiva, a baixas temperaturas e a relativamente altas taxas de deformação. O aumento da tensão confinante inibe a formação de microfissuras.

No *Fluxo Plástico* os minerais sofrem distorção, dobramentos, maclado e deslizamentos intracristalinos entre outros fenômenos. Os cristais são agrupamentos de moléculas cuja força de união depende do tipo de ligação química que os une. Dependendo do grau de simetria da estrutura cristalina os minerais apresentam um ou vários planos cristalográficos. Quando uma tensão de cisalhamento não supera o limite de elasticidade do material a estrutura se deforma elasticamente e não sofre deslizamentos (Figura 7.18a). Quando essa tensão cisalhante ultrapassa o limite de elasticidade o mineral experimenta deformação plástica irreversível que se manifesta como deslocamentos intracristalinos ou reticulares, deslizamentos intercristalinos, maclado, etc.

Figura 7.18. Deformação elástica (a) e deslizamento intracristalino ou reticular (b) (Fonte: RAMSAY 1977)

Os *deslizamentos intracristalinos ou reticulares* são movimentos que experimentam os retículos cristalinos deslocando as moléculas a partir de um plano cristalográfico a uma distância que é múltiplo da distância original entre os moléculas. As novas posições que adotam as “faixas” movimentadas são estáveis. Desta maneira a estrutura cristalina não é danificada e por isso a mudança de volume é mínima ou praticamente nula (Figura 7.18b).

Este mecanismo é fortemente sensível ao aumento da temperatura e à diminuição da taxa de deformação, mas é insensível à pressão confinante. Também os deslizamentos intracristalinos são facilitados pela presença de fluidos intersticiais. Em condições favoráveis de temperatura e de tensão desviatória o deslizamento

intracristalino pode ser acompanhado por *recuperação ou recristalização dinâmica (recovery)*. Com o progresso da deformação, os planos de deslizamento migram através da estrutura cristalina. Como resultado dessa migração pode acontecer coalescência dos planos, mas também interferência entre eles de tipo repulsivo cuja consequência é o bloqueio da propagação dos defeitos (Figura 7.19). Assim gera-se uma “retro-tensão” ou “tensão interna” sobre a fonte dos deslizamentos, explicando o comportamento por endurecimento experimentado pela maioria das rochas. A densidade de micro defeitos varia entre 100 e 10000 deslizamentos/cm².

Figura 7.19. Imagem do MET mostrando a configuração dos deslizamentos intracristalinos de uma olivina naturalmente deformada por processos de fluência a alta temperatura (Fonte: RUTTER 1993).

Com altas temperaturas o efeito do endurecimento é neutralizado por recristalização dinâmica diminuindo a densidade de defeitos por migração das bordas dos grãos. Os deslizamentos bloqueados têm suficiente tempo para ultrapassar a barreira imposta por outras feições (*climb*) devido a um aumento da energia do sistema (processo termicamente ativado). As feições pulam fora de seu plano de deslizamento e migram, adquirindo orientações mais ou menos paralelas entre si, formando limites de grãos (*grain boundaries*) de baixo ângulo. A textura assim formada apresenta uma orientação preferencial e tamanho de grão menor que a textura original (Figura 7.20).

O equilíbrio entre os deslizamentos intracristalinos e a recuperação (*Recovery*) ou recristalização dinâmica a temperaturas elevadas dá origem ao fluxo estacionário

(*steady-state flow*) que representa a taxa de deformação em função de condições constantes de tensão, temperatura e microestrutura.

Figura 7.20. Microfotografia mostrando as alterações da fábrica original de um mármore por efeito do fluxo plástico por deslizamentos intracristalino depois de um experimento de fluência a 400°C e 150 MPa de tensão confinante (Fonte: RUTTER 1993)

A lei de fluxo semi-empírica para metais e rochas está baseada na equação de Arrhenius que trata da velocidade de reação entre duas substâncias. As moléculas devem ter uma certa energia para ultrapassar uma barreira na reação. Esta barreira energética é chamada energia de ativação (Q). A energia de ativação necessita ser superada para a reação acontecer e define também a velocidade da reação.

Analogamente a equação de Arrhenius, que postula a dependência da deformação pela temperatura, surge da expectativa de que flutuações nas vibrações atômicas podem ajudar a tensão aplicada a ultrapassar barreiras ao movimento dos deslizamentos intracristalinos. As moléculas, íons ou átomos realizam contínuas oscilações térmicas perto da sua posição média. Estatisticamente essas oscilações efetuaram saltos suficientemente longos que lhe permitirão ultrapassar as barreiras e fazer avançar a deformação.

Baseando-se nesta teoria, diversos autores propuseram uma equação para fluxo estacionário (para condições de alta temperatura e pressão) que toma a seguinte forma:

$$\dot{\epsilon} = A \cdot \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right) \sin(B\sigma) \quad (7.38)$$

onde: A = constante relacionada à taxa de deformação (s^{-1})

$\dot{\epsilon}$ = taxa de fluxo estacionário

Q = energia de ativação ($J \cdot mol^{-1}$)

R = constante universal dos gases ($\text{J}\cdot\text{mol}^{-1}\text{K}^{-1}$)

T = temperatura em $^{\circ}\text{K}$

B = constante

σ = tensão (MPa)

Esta equação representa a lei de fluxo para deslizamento intracristalino (*dislocation glide*). A lei de fluxo estacionário para o mecanismo de *dislocation climb* ou poligonização pode ser escrita da seguinte forma, também baseada na equação de Arrhenius:

$$\dot{\epsilon} = A \times \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right) \times \sigma^n \quad (7.39)$$

onde: σ^n = lei potencial de fluência para tensão de fluxo baixo. (Para este caso se pensa que a taxa de deformação é controlada por difusão, através de seus efeitos sobre a taxa de recristalização).

Na deformação plástica por *maclado mecânico*, as novas posições do retículo cristalino são igualmente estáveis mas a parte deslizada é a imagem especular da outra parte adjacente do retículo (Figura 7.21)

C. Deformación plástica - maclado

Figura 7.21. Deformação plástica por maclado mecânico (Fonte: RAMSAY 1978)

O maclado mecânico é insensível a grandes mudanças de temperatura, da pressão hidrostática, da taxa de deformação e da magnitude da deformação. Pelo contrário é sensível à tensão desviatória e ao tamanho do grão. A densidade de maclado aumenta com o aumento do tamanho do grão e da tensão desviatória.

O *Fluxo por Difusão* é conhecido, na área da geologia que estuda o metamorfismo, pelos nomes de *Fluência Nabarro – Herring* (difusão que envolve o volume total do material – D_v) e *Fluência Coble* (difusão na borda do grão - D_{gb}).

Diferente do que acontece com os outros mecanismos deformacionais, a lei de fluxo por difusão pode ser formulada teoricamente porque a geometria do problema pode ser especificada exatamente e porque o padrão do fluxo difusivo para fluência estacionária pode ser descrito pela equação de Laplace:

$$\dot{\epsilon} = 32D_v v \sigma \left[\frac{1 + \left(\frac{D_{gb} w \pi}{d D_v} \right)}{d^2 R T} \right] \quad (7.40)$$

onde: D_v = coeficiente de difusão volumétrico
 D_{gb} = coeficiente de difusão na borda do grão
 v = volume molar do componente difusivo
 d = tamanho do grão
 w = espessura efetiva do grão.

Basicamente a difusão acontece sem mudança de volume, gerando-se uma nova fábrica mineral que oblitera a fábrica original. Em rochas, a difusão é favorecida pela presença de fluidos intersticiais. É um processo lento aparentemente caracterizado por pequenos valores de entalpia de modo que ela pode ocorrer em uma ampla faixa de baixas temperaturas e de variação linear entre a taxa de deformação e a tensão aplicada.

A transição entre difusão (baixas temperaturas) para o fluxo plástico intracristalino acontece numa faixa de temperaturas que varia entre 250° e 400°C. Este limite é insensível à tensão mas sensível à taxa de deformação.

O estudo do fluxo difusivo é importante para aplicar em pesquisas sobre metamorfismo de rochas, em estudos dos processos de destruição da porosidade durante a compactação e diagênese e em estudos sobre movimento assísmico de falhas geológicas. Na área de engenharia, os mecanismos de difusão são a base dos modelos compostos (Composite Model) elaborados para simular o comportamento tensão – deformação de rochas de sal (HUNSCHE 1999).

7.4.4. *Fluência Primária*

A taxa de fluência primária diminui a uma taxa proporcional aos componentes primários conduzindo a uma lei exponencial (DUSSEAULT e FORDHAM 1993):

$$\dot{\varepsilon} = \dot{\varepsilon}_0 \exp(-\alpha t) \quad (7.40)$$

onde α e $\dot{\varepsilon}_0$ são determinados a partir do ajuste da curva experimental. Esta equação não postula nenhum mecanismo físico.

LANGER (1981) em estudos sobre fluência de rochas de sal sugeriu que durante a fase primária da fluência a rocha se deforma a partir de deslizamentos intracristalinos em condições de altas tensões e baixas temperaturas. A propagação das feições provoca seu bloqueio mútuo (endurecimento), aumento da densidade de deslizamentos e diminuição da deformabilidade. MUNSON e DAWSON (1982) sugerem que as deformações transientes resultam da competição entre endurecimento e recuperação sendo superior a influência do endurecimento. Quando os dois fenômenos estão em equilíbrio, está estabelecido fluxo estacionário. Conceitualmente a fluência primária está relacionada à fábrica policristalina da rocha, incluindo densidade de defeitos e variações na mineralogia e propriedades dos cristais. Por enquanto não existe um modelo que relacione a fluência primária com as propriedades intrínsecas da rocha, mas em nível termodinâmico ela pode estar relacionada a um certo grau de entropia na rocha. A aleatoriedade da estrutura policristalina, a faixa de variação dos módulos, os defeitos cristalinos e microfissuras aumentam a entropia e a magnitude da fluência primária (DUSSEAULT e FORDHAM 1993).

A fluência transiente poderia ser definida utilizando algumas das equações termodinâmicas baseadas na equação de Arrhenius para deslocamento por galgamento (*dislocation climb*). Outra alternativa baseada em mecanismos físicos é a fornecida pela teoria estrutural de fluência rúptil (LAMA e VUTUKURI 1978, ATKINSON 1987, ASSIS 1990). Esta teoria está fundada na teoria de propagação de microtrincas por corrosão por tensão na ponta da trinca. A trinca propaga quando o nível de tensões na ponta excede a K_I . Quando o balanço energético se equilibra a trinca não propaga mais e a deformação cessa por endurecimento.

7.4.5. *Fluência Secundária*

A fluência secundária foi interpretada como a competência entre os processos de deslizamentos reticulares (propagação de defeitos) e os processos de recuperação ou

recristalização que originam a eliminação dos defeitos. Vários autores, utilizando a equação de Arrhenius sobre velocidade de reação química, propuseram uma lei de fluxo para fluência secundária para rochas de sal que tem a forma das equações 7.38 e 7.39. Cada mecanismo de deformação apresenta um valor característico de Q e n . O valor de n é obtido pela inclinação da reta do gráfico $\log \dot{\epsilon}$ vs $\log \sigma$ (Figura 7.22).

Figura 7.22. Diagrama padrão da taxa de deformação vs tensão desviatória para rochas de sal (RUTTER 1993).

O significado físico de n não está muito claro dado que muda para cada mecanismo devido a sua dependência da tensão e da temperatura. Diversos autores sugerem os seguintes valores de expoente de tensão n para os diferentes mecanismos de fluência (DUSSEAUT e FORDHAM 1993, RUTTER 1993, CELLA 2003):

$n = 1 - 2$	Difusão ou dissolução por pressão
$n = 3 - 6$	deslizamento reticular
$n = 2,3 - 4,7$	<i>grain boundary sliding</i>
$n = 6 - 10$	microfissuramento

As equações 7.38 a 7.40 quantificam a taxa de deformação estacionária para um único mecanismo. Quando atuam múltiplos mecanismos, cada um deles teria um valor de A , Q , n e de σ_0 . Se os mecanismos de fluência apresentam um nível de tensão de iniciação discreto, então a lei de fluxo poderia incluir estes critérios. A Figura 7.22

mostra um exemplo de mecanismos combinados. Se os mecanismos são interdependentes não pode ser aplicável uma lei de fluxo aditiva e então se deveria recorrer a uma equação puramente empírica. Pelo contrário, se os mecanismos foram claramente independentes poderia se estabelecer o nível de tensão que separa os dois mecanismos e elaborar uma lei com aplicação a problemas concretos (DUSSEAULT e FORDHAM 1993).

7.4.6. Fluência Terciária

A fluência terciária ou acelerada em rochas é causada por aumento, crescimento e coalescência de microfissuras. As microfissuras se desenvolvem ao longo das bordas dos grãos e podem ser iniciadas a partir de defeitos nos cristais. Logicamente a fluência terciária tem como consequência o aumento de volume.

Não existe uma equação fundamental aceitável para descrever a fluência terciária em geomateriais. Normalmente são usadas equações empíricas potenciais, exponenciais e outras semelhantes, e a maioria das estimativas é baseada inteiramente em medições realizadas *in situ* (DUSSEAULT e FORDHAM 1993). Uma abordagem alternativa seria através da mecânica da fratura e teoria do dano.

7.5. Ensaios de laboratório para definir os parâmetros de fluência

Existem basicamente três tipos de ensaios para explorar o comportamento dependente do tempo das rochas: a) ensaios a carga constante (ensaio de fluência), b) ensaios a taxa de deformação axial constante e c) ensaios de relaxação (Figura 7.23).

Nos ensaios a carga constante (Figura 7.23a), sobre o corpo de prova é aplicada uma carga, normalmente uma fração da carga de ruptura, que é mantida constante durante um período de tempo prolongado que pode ir desde uma dezena de dias até meses, ou mesmo anos. A duração dos ensaios é um aspecto fundamental como foi demonstrado por LANGER (1981), WAWERSIK (1985) e ASSIS (1990). São registrados os deslocamentos ou deformações axiais e/ou radiais e plotados num diagrama deformação vs tempo para obter a chamada curva de fluência. Normalmente se costuma executar o ensaio em vários ciclos de carregamento para obter as correspondentes curvas e analisar o comportamento dependente do tempo. Alternativamente podem executar-se ensaios com descarregamentos parciais com o propósito de obter informação sobre limites inferior e superior de fluência (WAWERSIK 1985, CRISTESCU 2001).

Os ensaios com taxa de deformação constante (Figura 7.23b) consistem em aplicar ao corpo de prova cargas crescentes segundo uma taxa de deformação constante durante o tempo que dure o ensaio. São instrumentadas as cargas aplicadas e plotadas em um gráfico tensão vs deformação. A forma da curva resultante oferece informação muito importante sobre o limiar de tensão a partir do qual a rocha apresenta fluxo estacionário ou endurecimento.

Figura 7.23. Tipos clássicos de ensaios de deformação lenta: a) tensão constante, b) taxa de deformação axial constante, c) ensaios de relaxação (DUSSEAULT e FORDHAM 1993).

Os ensaios de relaxação (Figura 7.23c), são aqueles onde sobre o corpo de prova é aplicada uma carga instantânea e logo retirada, mantendo constante a deformação imposta. A carga aplicada e relaxada é monitorada bem como sua velocidade de

relaxação em um gráfico tensão *vs* tempo. Estes ensaios são realizados para definir o tempo de relaxação, parâmetro importante nos modelos elastoviscosos.

Idealmente, os ensaios descritos devem ser realizados em condição não confinada e confinada (biaxial, triaxial convencional e triaxial verdadeiro), a diferentes temperaturas, com diferentes tipos de solicitações (compressão, tração, flexão, torção) e seguindo variadas trajetórias de tensões, para elaborar um modelo constitutivo abrangente e representativo.

7.5.1. Características básicas dos equipamentos

Os equipamentos para ensaios de fluência devem reunir duas condições: a primeira, que o equipamento seja capaz de manter constante a carga aplicada durante períodos de tempo prolongados, e a segunda, que o sistema de medição dos deslocamentos não devem mostrar “tendências” de modo a não interferir negativamente nas leituras.

A aplicação da carga pode ser feita mediante o uso de peso morto ou fixo, um sistema de molas ou a partir de um sistema hidráulico manual ou automático. As leituras dos deslocamentos podem ser feitas com relógios comparadores de sensibilidade 0,001mm, transdutor indutivo de deslocamento (LVDT, DCDT) e extensômetros elétricos de resistência. Os dois primeiros são os mais recomendáveis para ensaios de longo prazo, entanto os extensômetros elétricos são menos estáveis caso não se tomem as providências necessárias no tipo de cola utilizada e no procedimento de colagem.

Para os ensaios triaxiais a estrutura do equipamento e as tolerâncias são basicamente as mesmas do ensaio convencional. Um dos pontos críticos da execução dos ensaios de fluência triaxial é garantir a temperatura constante no corpo de prova especialmente em ensaios executados a altas temperaturas. Igualmente importante é manter constante a tensão confinante. Também o equipamento deve ter facilidade para mudar de ensaios com controle da tensão a ensaios com controle de deslocamento. O deslocamento axial pode ser registrado com relógios comparadores, LVDTs ou extensômetros elétricos de resistência. Os deslocamentos radiais podem ser registrados usando extensômetros elétricos de resistência ou monitorando as variações do volume do fluido de confinamento que entra ou sai da câmara triaxial.

Nesta pesquisa só foram realizados ensaios de fluência uniaxial sob compressão constante utilizando um equipamento tipo coluna com pórticos individuais colocados em série. O detalhe das características do equipamento foi desenvolvido no Capítulo 3

desta tese. Cada módulo de ensaio dispõe de um atuador de geometria tórica, pneumático, que aplica a carga sobre o corpo de prova. A magnitude da carga é controlada por células de carga à base de extensômetros elétricos. Observou-se que as oscilações da carga normalmente não superavam o 2% da carga aplicada o que foi considerado satisfatório do ponto de vista da estabilidade de carga exigida para este tipo de ensaios. As deformações axiais e radiais foram medidas através de extensômetros elétricos em roseta dupla colados na metade da altura do corpo de prova e em posições opostas. Em geral os extensômetros não apresentaram problemas de instabilidade por deficiências na colagem embora não fossem testados em períodos maiores que 90 dias. Não obstante aqueles ensaios com extensômetros defeituosos foram descartados para a análise. Complementarmente foram utilizados relógios comparadores para medir os deslocamentos axial e radial. Infelizmente esta informação não foi aproveitada devido à incapacidade de conseguir um sistema de fixação dos relógios suficientemente firme para garantir a estabilidade física do dispositivo. Isto gerou grandes instabilidades nas leituras, fazendo delas pouco confiáveis. Além disso, também não foi possível descontar os deslocamentos originados nas interfaces envolvidas no sistema. As deformações que serão apresentadas na análise dos resultados correspondem às leituras dos extensômetros elétricos.

7.5.2. Controle da temperatura e Umidade

Como o fenômeno da fluência é termicamente ativado e também dependente da umidade, normalmente os ensaios são feitos em condições que permitam controlar a temperatura e umidade dos corpos de prova a níveis predefinidos.

Com relação a este aspecto devem ser feitos alguns comentários. Os ensaios de fluência foram executados no interior em uma sala condicionada para manter a temperatura entre 18 e 20°C e entre 30 e 40% da umidade relativa do ar. Para garantir a estabilidade dos dois parâmetros nos corpos de prova, eles foram mantidos antes dos ensaios durante pelo menos 7 dias no interior da sala, tempo considerado suficiente para atingirem a temperatura e umidade requerida.

Para calcular o tempo de estabilização da temperatura, realizou-se uma experiência simples que consistiu em inserir um termômetro de mercúrio no interior do corpo de prova através de um furo interno. O contato entre o termômetro e as paredes do furo foi selado para garantir o bom contato entre o bulbo de mercúrio e o corpo de prova. Esse conjunto foi submetido a ciclos de variação de temperatura externa,

monitorando a variação da temperatura interna ao longo do tempo. Dessa maneira foi calculado que depois de 10h o corpo de prova, tanto de gipsita como de anidrita, atingiam uma temperatura interna de quase 90% da temperatura externa e que após 24h, a temperatura interna dos corpos de prova igualava à externa. A variação de 1°C acontece normalmente de uma maneira muito lenta pelo que foi deduzido que qualquer pequena variação temporária da temperatura da sala não afetaria termicamente nem os corpos de prova nem os extensômetros elétricos.

7.6. Identificação da fluência secundária

A identificação da fluência secundária é uma difícil tarefa durante a etapa da análise experimental especialmente quando as taxas de deformação são menores que 10^{-8} s^{-1} (WAWERSIK 1985). O objetivo é saber se a rocha está se deformando na fase de fluência transiente ou se ela entrou francamente na fluência estacionária.

Antigamente a identificação era feita de maneira visual a partir da curva deformação vs tempo. Rapidamente foi observado que esta técnica induzia a resultados enganosos e que não fornecia uma clara identificação deste limite. WOODFORD (1969) *apud* WAWERSIK (1985) mostrou que esta técnica freqüentemente conduzia a taxas de fluência secundária aparentes dado que taxas de desaceleração muito lentas da fluência primária poderiam ficar obscurecidas em longos períodos de tempo.

Para evitar ambigüidades no exame visual, a distinção pode ser às vezes feita através da curva bi-logaritmica deformação vs tempo (Figura 7.24).

Figura 7.24. Gráfico bi-logaritmico deformação vs tempo

Esta figura mostra que se o material estiver na fase transiente, a linha reta inicialmente inclinada, irá diminuindo progressivamente sua inclinação até atingir um patamar como mostrado pela reta em verde. Pelo contrário um material que experimenta fluência estacionária apresenta uma curva ascendente coma a de cor azul. O limite entre fluência primária e secundária estará dado pelo ponto onde a curva em azul começa a se afastar da linha em vermelho.

Às vezes a separação da fluência primária da secundária se realiza a partir do gráfico log taxa de deformação vs deformação (Figura 7.25).

Figura 7.25. Curva $\log \dot{\epsilon}$ vs ϵ

Uma rocha em fase de fluência estacionária se comporta como a curva em azul onde a taxa de deformação atinge um valor constante logo depois de uma fase desacelerada. Uma rocha em fase de fluência transiente se comporta como a curva em vermelho onde a taxa de deformação diminui progressivamente até ser igual a zero. WAWERSIK e PREECE (1981) demonstraram que este método é muito sensível ao método de diferenciação dos dados.

A taxa de fluência estacionária pode ser obtida fazendo ajuste não linear por mínimos quadrados a partir das curvas experimentais, utilizando diferentes equações matemáticas. Nesta pesquisa foram utilizadas as equações dos modelos reológicos Maxwell, Kelvin-Voigt, Boltzmann (Kelvin generalizado) e Burger de modo de cobrir uma ampla variedade de comportamentos reológicos. Assim o modelo Boltzmann é adequado para capturar a fluência transiente e o modelo Burger para analisar curvas experimentais onde se suspeita da manifestação conjunta da fluência primária e secundária. Esta abordagem pode não solucionar o problema da identificação da fluência secundária em casos onde os coeficientes de correlação, obtidos pela aplicação

de duas equações, são muito semelhantes, dificultando a definição entre fluência primária ou secundária. Isto aconteceu com algumas curvas experimentais desta pesquisa onde o coeficiente de correlação para o modelo Burger era igual a 0.98 e o do modelo Boltzmann igual a 0.97. O bom ajuste de ambos os modelos impede definir se a curva experimental corresponde à fase de fluência primária (modelo Boltzmann) ou se ela entrou na fase de fluência secundária (modelo Burger).

Outra alternativa utilizada nesta pesquisa foi a de aproveitar a informação fornecida pela curva de descarregamento para calcular os parâmetros de ajuste ao modelo Burger, isto é os módulos de deformabilidade E_1 e E_2 e as viscosidades η_1 e η_2 (Figuras 7.14 e 7.14):

$$\varepsilon_1 = \frac{\sigma_o}{E_2} \Rightarrow E_2 = \frac{\sigma_o}{\varepsilon_1} \quad (7.43)$$

$$\varepsilon_2 = \frac{\sigma_o}{E_1} \Rightarrow E_1 = \frac{\sigma_o}{\varepsilon_2} \quad (7.44)$$

$$\varepsilon_2 = \frac{\sigma_o}{E_1} \times \left[1 - \exp\left(-\frac{\sigma_o t}{3\eta_1}\right) \right] \quad (7.45)$$

$$\varepsilon_3 = \frac{\sigma_o t}{3\eta_2} \Rightarrow \eta_2 = \frac{\sigma_o t}{3\varepsilon_3} \quad (7.46)$$

Este método assume que toda a deformação irreversível é devida à fluência estacionária quando é certa a existência de deformações plásticas nas fases de carregamento instantâneo e de fluência primária. Por este motivo, o método foi considerado insatisfatório devido à sobre-valorização das taxas de fluência secundária.

WAWERSIK (1985) avalia três métodos alternativos para achar os limites inferior e superior da taxa de deformação estacionária. Estes métodos se baseiam na inspeção do comportamento da curva de fluência quando a tensão ou a temperatura são aumentados ou diminuídos independentemente. Estas técnicas, muito usadas em fluência de rochas salinas, dependem da associação da fluência secundária com a subestrutura e do fato de que a fluência transiente é causada por mudanças na subestrutura. Por exemplo, se a fluência é controlada pelo processo de deslocamento por galgamento, as principais feições sub-estruturais são o tamanho dos sub-grãos, a densidade de deslocamentos intracristalinos livres e o limite dos sub-grãos.

A identificação da fase de fluência secundária é altamente sensível à qualidade dos dados experimentais. WAWERSIK e PREECE (1981) e WAWERSIK (1985)

observaram que se durante o ensaio a tensão não é bem controlada, variações na taxa de deformação encobrem uma contínua e gradual diminuição da taxa de fluência com relação à deformação e tempo. Um segundo problema na identificação da fluência secundária está relacionado a um repentino e momentâneo aumento da tensão aplicada muito acima da tensão fixada, produzindo o chamado “endurecimento por sobrecarregamento” ou “overload hardening” (Figura 7.26).

Figura 7.26. Curva de fluência de má qualidade mostrando o fenômeno de endurecimento por sobrecarregamento (Modificado de WAWERSIK e PREECE 1981)

Este fenômeno causa grandes dispersões nas medidas de fluência impedindo diferenciar se o limite inferior de fluência é uma melhor estimativa que o limite superior obtido da curva.

Na pesquisa realizada alguns ensaios sofreram problemas derivados com aumentos e/ou quedas repentinas da tensão. Nesses casos a curva de fluência não retornava à tendência inicial impedindo identificar a “verdadeira” taxa de fluência. Os ensaios que apresentaram este defeito foram descartados das análises.

7.7. Antecedentes experimentais em rochas sulfáticas

Os primeiros trabalhos sobre fluência em gipsitas foram realizados por GRIGGS (1939 e 1940). Na Figura 7.27 são apresentados os resultados de ensaios com gipsita seca e submersa em água, com uma carga compressiva de 10 MPa, a temperatura

ambiente e durante 6 e 20 dias respectivamente. As equações empíricas de ambas as curvas foram incluídas na Figura 7.27.

Figura 7.27. Curva de fluência de gipso alabastro de um ensaio a compressão axial constante (10 MPa), temperatura 23°C, em estado seco e submerso em água destilada (Modif. GRIGGS 1939).

As duas equações propostas pelo autor estão baseadas na seguinte formulação geral:

$$\varepsilon = A + B \log t + Ct \quad (7.47)$$

onde A é uma constante, $B \log t$ é o termo aplicado ao fluxo transiente ou primário (*elasticoviscous flow*) e Ct é o termo aplicado ao fluxo estacionário ou secundário (*pseudoviscous flow*).

GRIGGS (1939) sugere que a fluência primária é devida a três tipos de comportamento: a) comportamento viscoelástico provavelmente de pequena magnitude; b) fluência devida à dissolução do gipso até saturar a água destilada e c) fluxo devido a uma dissolução mais rápida nos pontos de concentração das tensões até atingir uma homogeneização na distribuição das tensões. O fluxo pseudoviscoso ou secundário foi interpretado como devido à recristalização sob ação das tensões. A dissolução por pressão acontece nos pontos de contato entre os grãos e a recristalização nos espaços vazios vizinhos (Princípio de Riecke). GRIGGS (1939) calculou a viscosidade equivalente de $2.0 \cdot 10^{11}$ MPa.s para a fluência em estado seco e de $8.0 \cdot 10^9$ MPa.s para o estado saturado. Isto significa que a amostra úmida flui 25 vezes mais rápido que a amostra seca quando submetidas a uma tensão constante de 10 MPa.

A partir desses resultados preliminares GRIGGS (1940) realizou uma série complementar de ensaios com amostras de gipso alabastrino mais resistentes (≈ 52

MPa) e de tamanho de grão mais fino. Todos os ensaios foram executados a tensão constante entre 10 a 42 MPa, a temperatura de 24°C e tanto em condição seca como saturada. A Figura 7.28 mostra um ensaio de 40 dias de duração, a 42 MPa de tensão desviatória e em estado seco o qual não mostra manifestação de fluência secundária.

Figura 7.28. Curva de fluência do gipsita alabastrina obtida de um ensaio de fluência sob compressão a tensão constante (42 MPa) e temperatura de 24°C (GRIGGS 1940).

A equação empírica obtida tem a seguinte forma:

$$\varepsilon = (3,6 + 2,05 \log t) \times 10^{-4} \quad (7.48)$$

Quando o corpo de prova é ensaiado em condições saturadas o comportamento muda significativamente aumentando a taxa de fluência secundária (Figura 7.3) e a aparece a fluência terciária. GRIGGS (1940) descartou a tese de que o aumento da taxa de deformação pela presença da água seja devido a efeito lubrificante. Ele realizou um ensaio com óleo e os resultados foram semelhantes a um ensaio com a amostra seca. Ensaio feitos com soluções de HCl e CaCl₂ sugeriram que a taxa de fluência do gipso não é função da solubilidade do gipso senão da mobilidade iônica do gipso no solvente. A análise microscópica não mostrou indícios sobre os mecanismos de deformação.

GRIGGS (1940) também explorou o efeito da tensão desviatória na variação da taxa de deformação por fluência. Os resultados obtidos são apresentados na Figura 7.2. Pode-se observar que até tensões desviatórias de 12,5 MPa a rocha apresenta fluência secundária a uma taxa baixa. Com tensões maiores de 12,5 MPa mais menores que 18,1 MPa depois de 50 dias de ensaio, a fluência começa se acelerar com tendência a ruptura. A partir de 20,5 MPa a fase terciária aparece em menos de 20 dias. Finalmente a tensões de 30 MPa a ruptura acontece aos 3 dias de iniciado o ensaio.

GRIGGS (1940) considera que se a parte da fluência com taxa de deformação constante representa o estado de equilíbrio da recrystalização, então poderia tomar-se este parâmetro como uma constante fundamental da fluência. Representando a taxa de deformação contra a tensão desviatória, pode-se estabelecer uma função de correlação entre as duas variáveis que permite definir a *resistência fundamental à fluência* (Figura 7.29).

Figura 7.29. Taxa de deformação por fluência vs tensão desviatória para rochas de gipso alabastrino (GRIGGS 1940)

Conforme a equação empírica da Figura 7.29 a resistência fundamental à fluência para as rochas examinadas é 9,2 MPa. Assim este parâmetro fica definido como a resistência que apresenta a rocha para começar a experimentar deformação por fluência. Abaixo desse valor a rocha não experimentará fluência secundária. GRIGGS (1940) sugere que três são os parâmetros necessários para caracterizar a fluência nas rochas: a resistência fundamental, a inclinação da curva logaritmo da tensão vs logaritmo da taxa de fluência secundária e a mudança da velocidade do fluxo a qualquer estado de tensão. A Tabela 7.1 resume os resultados experimentais de GRIGGS (1940).

OBERT e DUVAL (1967), estudando o efeito do nível de tensão sobre a taxa de deformação em várias rochas, entre elas as rochas de gipso, concluiu que esta relação pode ser escrita da seguinte forma:

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n \quad (5.48)$$

sendo $n = 5$ para rochas de gipso.

Tabela 7.1. Resultados experimentais de Griggs (1940)

Tensão Desviatória	Taxa de Fluência	Deformação na Ruptura	Duração Ensaio	Viscosidade Equivalente
MPa	10^{-6} dia^{-1}	%	dias	$\text{MPa.s } 10^9$
30	2000	0,89	2,45	0,42
25	440	1,39	13,54	1,6
20,5	219	2,3	48	2,64
18,1	100	3	133	5,11
16,5	77	3,6	285	6,04
15	66,5	>1,05	>110	6,36
12,5	24,5	3,8	308	14,4
10,3	7	>0,71	>520	41

Ensaio a carga constante, 24°C, não confinado, saturado em solução aquosa

$\sigma_c = 52 \text{ MPa}$

GZOVSKI *apud* BELOUSOV (1979) estudou o efeito da temperatura, da tensão confinante e da presença de fluidos nas propriedades das rochas. As gipsitas foram classificadas dentro do grupo de rochas menos viscosas e seus valores de viscosidade são apresentados na Tabela 7.2.

Tabela 7.2. Resultados experimentais de Gzovski *apud* Belousov (1979)

Rocha	Tensão Confinante MPa	Tensão Média MPa	Viscosidade MPa.s
Gipsita seca	0.1	21	$2.4 \cdot 10^{12}$
	0.1	15	$0.4 \cdot 10^9$
	0.1	12.5	$1.6 \cdot 10^9$
	0.1	10	$2.6 \cdot 10^9$
	0.1	9	$5.1 \cdot 10^9$
	0.1	8	$6.1 \cdot 10^9$
Gipsita em sol. Aquosa	0.1	7.5	$6.4 \cdot 10^9$
	0.1	6.2	$1.44 \cdot 10^{10}$
	0.1	5.1	$3.8 \cdot 10^{10}$
	100	15	$6 \cdot 10^7$
	100	12.5	$2.7 \cdot 10^8$
	100	10	$1.5 \cdot 10^9$

BELL (1981) realizou ensaios de fluência em gipso carregando o corpo de prova em ciclos de carga crescente, onde a carga final era mantida constante durante 5 dias. O primeiro carregamento foi de 6,9 MPa e a deformação durante esse período foi de $1,1 \cdot 10^{-4}$ (0,01%). O segundo carregamento foi de 13,8 MPa e a deformação de $1,26 \cdot 10^{-4}$ (0,0126%). O terceiro carregamento a 20,7 MPa experimentou uma deformação de $2,05 \cdot 10^{-4}$ (0,0205%). Finalmente o quarto carregamento chegou a 26,2 MPa e a

deformação a $2,6 \cdot 10^{-4}$ (0,026%). A deformação total do ensaio foi de $1,56 \cdot 10^{-3}$ dos quais 44,7% correspondem à deformação por fluência. Outros ensaios realizados indicaram que para uma carga de ruptura de 19,2 MPa a deformação acumulada foi de 18,2% e para uma carga de ruptura de 31,4 MPa a deformação acumulada por fluência foi de 49,7%. Pode observar-se que o aumento da deformação por fluência é proporcional ao aumento da carga aplicada. Confirmando a tendência posta em evidência por GRIGGS (1940), BELL (1994) publicou os resultados de uma nova série de ensaios de fluência em rochas de gipso. Ensaiou três variedades de gipso de Inglaterra seguindo duas técnicas diferentes. Os resultados dos ensaios a ciclos crescentes de carga são apresentados na Figura 7.30 e os resultados dos ensaios convencionais na Figura 7.31.

Figura 7.30. Curvas de fluência em gipso dos ensaios de ciclos de carga crescente (BELL 1994)

Nesta figura se observa claramente como a taxa de deformação aumenta e o módulo de deformabilidade diminui com o aumento da carga aplicada.

Figura 7.31. Curvas de fluência em gipsitas, sob compressão uniaxial para diferentes carregamentos. (BELL 1994)

Na Figura 7.31 se percebe que o trecho elástico instantâneo é muito menor que a deformação viscoelástica e viscoplástica. Em geral o aumento da tensão acarreta maiores deformações de curto e longo prazo. O ajuste das curvas com a equação empírica de GRIGGS (1940) indica que a viscosidade varia entre $1,33 \cdot 10^{11}$ e $7,94 \cdot 10^{10}$ MPa.s para a camada A e de $1,61 \cdot 10^{11}$ a $3,6 \cdot 10^{10}$ MPa.s para a camada B. A taxa de deformação média para a camada A é de $2,5 \cdot 10^{-10} \text{ s}^{-1}$ e de $1,4 \cdot 10^{-11}$ para a camada B. Estes valores são muito menores que os reportados por GRIGGS (1940) e por GZOVSKI *apud* BELOUSOV (1979).

BAUMANN (1984) determinou experimentalmente a lei de fluxo para uma gipsita da Fm. Muschelkalk (Suíça) formada por 85% de gipso, 8% de quartzo e 3% de anidrita e tamanho de grão médio de 0,1 mm. A lei de fluxo tem a seguinte forma:

$$\dot{\epsilon} = A \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right) \sigma^n \quad (7.49)$$

onde: $A = 4,5 \text{ s}^{-1}$

$Q = 31500 \text{ cal/mol}^{-1}$ (Energia de ativação)

$R = 1,986 \text{ cal(mol.grad)}^{-1}$

$n = 4,475$

σ = tensão desviatória (bars)

T = Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)

Os experimentos foram realizados com taxa de deformação constante entre 10^{-5} e 10^{-7} s^{-1} , a temperaturas entre 20° e 100°C e a tensão de confinamento de 150 MPa. A análise petrográfica determinou que o mecanismo de deformação dominante era deformação por maclado, um tipo de fluência que não depende da difusão. Esta equação não inclui um termo para descrever a fluência por difusão. Como o gipso é um mineral solúvel, é provável que exibisse um comportamento semelhante às rochas de sal quando elas se deformam por transferência de massa difusiva. O interessante desta lei de fluxo é seu caráter termodinâmico que permitiria em princípio representar a taxa de deformação da gipsita a qualquer temperatura e tensão confinante. Resolvendo a equação 7.49 para temperatura ambiente e condição não confinada, a taxa de deformação seria de uma ordem de grandeza em torno de 10^{-14} s^{-1} a 10^{-19} s^{-1} para tensões desviatórias entre 100 e 10 MPa respectivamente.

DE MEER e SPIERS (1995, 1997 e 1999) estudaram o comportamento dependente do tempo do gipso sintético sob compressão hidrostática e uniaxial, a temperatura ambiente e em estado seco e saturado em água ou numa solução aquosa de NaCl. O objetivo era investigar se o processo físico de fluência correspondia à dissolução por pressão (*solution pressure*). Os ensaios em amostras secas e saturadas em óleo mostraram baixa ou nula fluência. Já as amostras saturadas em água destilada e soluções aquosas apresentaram uma marcada fluência e feições deformacionais (indentação, limites de grão truncados e microestruturas de sobre-crescimento) como evidências fortes que o mecanismo de solução por pressão de tipo difusão de limite de grão (*grain boundary diffusional pressure solution*) é o responsável pelo comportamento dependente do tempo. O mecanismo de dissolução por pressão pode estar controlado por dissolução no contato cristalino e precipitação nos espaços vazios. No caso de compressão hidrostática o fenômeno parece controlado pelo processo de precipitação segundo comparações dos dados experimentais com as teorias de dissolução por pressão e crescimento de cristais. Sugerem a seguinte equação de fluxo empírica para este mecanismo que depende da tensão aplicada e do tamanho de grão:

$$\dot{\epsilon} \approx \frac{\sigma_a^{2-3}}{d^{2-4}} \quad (7.50)$$

Onde: $\dot{\epsilon}$ = taxa de deformação volumétrica

σ_a = tensão efetiva aplicada

d = tamanho de grão

Verificaram também que a fluência aumenta 50 vezes quando o fluido intersticial é uma solução aquosa saturada em NaCl e que o mecanismo de deformação é o mesmo que quando o fluido é uma solução saturada em CaSO₄. Isto é consistente com o efeito da concentração de NaCl sobre a taxa de crescimento do gipso reportado na literatura. É sabido que íons de sódio, potássio e lítio aumentam a taxa de crescimento em duas ordens de grandeza. Dado que a taxa de crescimento do gipso aumenta com a salinidade da solução, o efeito da concentração de NaCl sobre a dissolução por pressão é consistente com a possibilidade da taxa de deformação ser controlada por reações de precipitação. A falta de coerência entre os resultados experimentais e as previsões dos modelos teóricos faz que os mecanismos de deformação fiquem ainda pouco claros.

ÖZGENOĞLU (1997) propôs uma classificação de rocha intacta baseada nas propriedades dependente do tempo da várias rochas e entre elas a gipsita. Realizou ensaios de deflexão de viga, a temperatura ambiente e durante três dias. A gipsita foi classificada como elastoviscoso sendo que as deformações elásticas representaram 84%, as plásticas 4% e as viscoelásticas e viscosas 12%.

AUVRAY *et al.* (2004) exploraram também o efeito do teor de umidade no comportamento dependente do tempo de gipsitas de uma mina subterrânea na localidade de Grozon (França). Realizaram ensaios de fluência uniaxial a 10 MPa de tensão constante, com três umidades diferentes (30%, 60% e 90%) a partir de amostras extraídas em diferentes épocas da escavação (1920, 1970 e 2000). As principais conclusões têm a ver com o aumento da taxa de deformação com o aumento do teor de umidade e com a idade das amostras. As taxas de deformação axial e radial medidas são apresentadas na Tabela 7.3.

Tabela 7.3. Resultados experimentais de Auvray et al. (2004)							
		Amostras 2000		Amostras 1970		Amostras 1920	
Teor de Umidade	Taxa de defor. Axial	Taxa de defor. Radial	Taxa de defor. Axial	Taxa de defor. Radial	Taxa de defor. Axial	Taxa de defor. Radial	
%	10 ⁻¹¹ s ⁻¹	10 ⁻¹¹ s ⁻¹	10 ⁻¹¹ s ⁻¹	10 ⁻¹¹ s ⁻¹	10 ⁻¹¹ s ⁻¹	10 ⁻¹¹ s ⁻¹	
90	10.4	5.8	5.8	8.1	35.9	42.8	
60	0.3	0.9	4.6	2.3	2.3	1.1	
30	0.1	<0.1	0.4	0.1	0.7	<0.1	

MÜLLER e BRIEGEL (1978) realizaram ensaios a taxa de deformação constante para estudar o comportamento reológico de rochas de anidrita de grão fino de Riburg (Suíça) de idade jurássica. Os corpos de prova foram ensaiados a 150 MPa de tensão confinante, a temperaturas na faixa de 20° a 450°C e a taxas de deformação constante na faixa de 10⁻⁴ a 10⁻⁷ s⁻¹.

A baixas temperaturas, altas tensões e taxas de deformação rápidas o comportamento efetivo foi de endurecimento (work hardening) enquanto que a altas temperaturas, baixas tensões e baixas taxas de deformação o comportamento dominante foi o fluxo estacionário (steady-state flow). A lei de fluxo que melhor se ajusta aos resultados obtidos é:

$$\dot{\epsilon} = A \times \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right) \times \left(\sin \frac{\sigma}{\sigma_o}\right)^n \quad (7.51)$$

onde: $A = 2,07 \cdot 10^5 \text{ s}^{-1}$ (Constante empírica)
 $Q = 36,39 \pm 2,24 \text{ kcal.mol}^{-1}$ (energia de ativação)
 $\sigma_o = 80 \text{ MPa}$ (Constante empírica)
 $n = 2$
 $R = 1,986 \text{ cal.K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ (constante universal dos gases)

Em condições de altas tensões e baixas temperaturas, domínio do endurecimento, a resistência é fortemente dependente da tensão confinante. Estudos preliminares da microfábrica indicam que o mecanismo fundamental desta fase é o fluxo cataclástico. Aparentemente para tensões menores que 330 MPa, são dominantes os mecanismos de deformação intracristalina como os deslizamentos reticulares e o maclado. Estes estudos revelam que existe uma forte influência do tamanho de grão na resistência a temperatura ambiente, sendo que rochas de grão fino seriam mais resistentes. As taxas de deformação calculadas com a equação 7.51, para 20°C e 0,5 da resistência à compressão simples, é da ordem de 10^{-18} s^{-1} .

Estudos posteriores realizados por MÜLLER *et al.* (1981) procuraram: a) obter novos resultados sobre a reologia das rochas de anidrita de variedades de grão grosso para poder compará-los com resultados já publicados e esclarecer a influência do tamanho de grão na resistência; b) realizar análise de microestruturas de deformação para comparar os materiais deformados no laboratório com aqueles deformados na natureza. Foram executados ensaios triaxiais, com tensão de confinamento de 150 MPa, a temperatura constante (20°, 300°, 350°, 400° e 450°C) e taxa de deformação constante ($4,1 \cdot 10^{-5}/\text{s}$ – $4,6 \cdot 10^{-7}/\text{s}$). Também foram realizados ensaios de relaxação para obter parâmetros adicionais sobre a relação tensão-deformação-tempo. Os corpos de prova tinham 12 mm de diâmetro e 24 mm de altura e foram ensaiadas três variedades de

rochas de anidrita com três tamanhos de grão diferentes: AWP (grão fino - 20 μ m), AR (grão médio - 100 μ m) e AVC (grão grosso - 600 μ m).

A 300°C, todas as amostras apresentam endurecimento enquanto que só as amostras de grão fino e médio apresentam fluxo plástico uniforme a temperaturas de 450°C e taxa de deformação da ordem de 10⁻⁶/s. O aumento da temperatura e a diminuição da taxa de deformação fazem cair a resistência do material. A diminuição do tamanho de grão tem um efeito de endurecimento a altas tensões desviatórias e de amolecimento (*softening*) a baixas tensões desviatórias. A lei de fluxo proposta tem a mesma forma da equação 7.51 e os parâmetros de estado das variedades AWP e AR são os seguintes (Tabela 7.4):

Tabela 7.4. Parâmetros termodinâmicos da lei de fluxo para anidrita (Muller e Briegel 1981)

	A	Q	σ_0	n
	s ⁻¹	kJ/mol	MPa	
AWP	6,03.10 ³	114,2	170	1,5
AR	2,07.10 ⁵	152,3	80	2

A taxa de deformação estimada com a equação 7.51 e os parâmetros da amostra AWP é da ordem de 10⁻²⁰s⁻¹. O valor de *n* obtido do ajuste é muito baixo para rochas e só existe um antecedente de baixo valor de *n* para rochas calcárias de grão fino a relativamente altas temperaturas, com mecanismos de deformação por deslocamentos intercristalinos.

Os corpos de prova deformados a temperatura ambiente, exibiram extinção ondulante, indicando que os mecanismos de deformação não são unicamente devidos a fluxo cataclástico. Ao nível das microestruturas não foi possível obter evidência direta de fluxo cataclástico exceto nas regiões de transição frágil-dúctil onde os planos de cisalhamento apresentam agregados microcristalinos de anidrita que poderiam ser consequência de fragmentação cataclástica. O maclado (*twinning*) é extremamente disperso ou ausente indicando que o mecanismo responsável pela deformação plástica é o deslocamento por translação. A temperaturas maiores o mecanismo dominante nas regiões de menor deformação é o maclado tendendo a desaparecer paulatinamente em direção das regiões de maior deformação (centro do CP) por *twin boundary migration* e por recristalização dinâmica. Esta recristalização provoca diminuição do tamanho de

grão e contatos suturados pelo mecanismo de migração na borda do grão (*grain boundary migration*). Em amostras das unidades AWP e AR, deformadas a temperaturas menores e onde o comportamento por endurecimento foi dominante, pode observar-se um alto grau de extinção ondulante e ausência de recristalização dinâmica penetrante. Tampouco foi observada a formação de subgrãos possivelmente por falta de sensibilidade no equipamento. A modo de conclusão pode-se dizer que nos ensaios a temperatura ambiente se desenvolvem fundamentalmente mecanismos de catáclase e o maclado é praticamente ausente. A temperaturas entre 300° e 450° predominam os mecanismos de deformação intracristalina (maclado e deslocamentos). A transição entre endurecimento a altas tensões e fluxo uniforme a baixas tensões, está associada à recristalização dinâmica por mecanismos de migração na borda do grão. Assim os autores propõem que a paulatina diminuição do valor de n ($\delta \log \epsilon$ vs $\delta \log \sigma$) de setores de baixa tensão desviatória a regiões de alta tensão desviatória é devido a esse processo de deformação. O aumento da resistência com a diminuição do tamanho de grão a baixas temperaturas é explicada pelo fato que os limites dos cristais atuam como barreiras a livre propagação dos deslocamentos intracristalinos. O efeito contrário a altas temperaturas, é explicado normalmente por um melhoramento nas condições da difusividade, encurtando as distâncias nos agregados de grão fino (*Coble and Nabarro diffusion*). Os autores propõem que um agregado de grão fino opõe-se ao endurecimento a partir de um mecanismo de migração na borda do grão porque não tem evidências de processos difusivos ou de deslocamentos intergranulares.

STOWE (1985) realizou três ensaios de fluência uniaxial e triaxial no contexto das pesquisas do projeto WIPP. Foram utilizados testemunhos de 54 mm de diâmetro provenientes da sondagem AEC-7 (Fm Castile). As amostras AC-1 e AC-2 correspondem a ensaios de fluência sob compressão uniaxial e a amostra AC-3 a fluência sob compressão triaxial (Figura 7.32).

Figura 7.32. Curvas de fluência de anidritas da Fm Castile – Projeto WIPP (STOWE 1985)

Os ensaios AC-1 e AC-2 foram realizados a uma tensão de 0,6 e 0,8 da resistência à compressão uniaxial (152 MPa) respectivamente e o ensaio triaxial com uma tensão confinante de 6,9 MPa e tensão desviatória constante de 84 MPa. O começo da fluência secundária foi definido graficamente. Utilizando a equação empírica logarítmica de GRIGGS (1940), o trecho de fluência primária foi definido como:

$$\text{AC-1:} \quad \varepsilon = 1,02 \cdot 10^{-3} + 1,7 \cdot 10^{-5} \ln t \quad R = 0,97$$

$$\text{AC-2:} \quad \varepsilon = 1,74 \cdot 10^{-3} + 2,8 \cdot 10^{-5} \ln t \quad R = 0,87$$

$$\text{AC-3:} \quad \varepsilon = 1,22 \cdot 10^{-3} + 1,8 \cdot 10^{-5} \ln t \quad R = 0,86$$

E as taxas de deformação axial:

$$\text{AC-1} = 6,2 \cdot 10^{-12} \text{s}^{-1}$$

$$\text{AC-2} = 2,64 \cdot 10^{-11} \text{s}^{-1}$$

$$\text{AC-3} = 4,82 \cdot 10^{-12} \text{s}^{-1}$$

Os poucos ensaios realizados não permitem emitir conclusões definitivas a respeito da influência da pressão confinante na taxa de deformação.

BELL (1981 e 1994) realizou ensaios de fluência uniaxial em rochas de anidrita da Inglaterra em condições de temperatura ambiente. Executou ensaios a partir de corpos de prova de 38 mm de diâmetro e 76 mm de altura ($H/D = 2/1$) em ciclos de carga crescente de dois dias de duração como mostra a Figura 7.33.

Figura 7.33. Curvas de fluência por ciclos de carga crescente. a) anidrita Sandwich, b) anidrita Newbiggin (BELL 1994)

As curvas mostram que a taxa de deformação aumenta com o aumento da carga aplicada. Na primeira curva a tensão de ruptura foi de 112,6 MPa e a deformação devida à fluência representou 16 % da deformação total, quando normalmente para as anidritas Sandwich a deformação não ultrapassa de 10%. A anidrita Newbiggin experimentou uma deformação por fluência maior que a Sandwich. A deformação por fluência atingiu os 23% do total. Em ambos os casos o módulo de deformabilidade mostrou tendência a diminuir com níveis de tensão maiores. Enquanto que a componente de deformação lenta se manteve constante no caso da anidrita Sandwich, ela aumentou proporcionalmente com o aumento da tensão no caso da anidrita Newbiggin. Estes ensaios nada dizem do nível de tensão limite a partir do qual a rocha começa a se deformar por fluência.

As taxas de deformação medidas foram as seguintes:

a) anidrita Sandwich: $2,4 \cdot 10^{-10} - 3,99 \cdot 10^{-10} \text{ s}^{-1}$

b) anidrita Newbiggin: $3,06 \cdot 10^{-10} - 1,48 \cdot 10^{-9} \text{ s}^{-1}$

Uma característica que merece ser destacada da Figura 7.33 é a progressiva diminuição do módulo de deformabilidade com relação ao aumento das tensões. Isto teria a ver com mecanismos de degradação das propriedades elásticas dos materiais por danificação da estrutura cristalina.

PFEILLE e HANSEN (1998) apresentam uma coletânea de ensaios geomecânicos realizados sobre rochas de anidrita da Formação Salado no local do reservatório de rejeitos WIPP. Além dos ensaios geomecânicos convencionais de curta

duração (compressão diametral, compressão uniaxial e compressão triaxial), foram executados ensaios de fluência triaxial, a tensão constante e seguindo um esquema de carregamento em múltiplos estágios. Os resultados dos ensaios são apresentados na Tabela 7.5:

Tabela 7.5. Resultados dos ensaios de fluência publicados por Pfeifle e Hansen (1998)

Amostra	Pressão Confinamento MPa	Tensão Desviadora MPa	Duração dias	Taxa de deformação s^{-1}
TV10-3-2/3.1	15	50	14	$<5 \times 10^{-11}$
	15	75	14	$<5 \times 10^{-11}$
	15	100	85	$<5 \times 10^{-11}$
TV10-3-4/1.1	10	50	13	1.7×10^{-11}
	10	75	1	2.2×10^{-11}

DELL'ANGELO e OLGAARD (1995) realizaram estudos experimentais sobre deformação em dois agregados de grão fino de anidrita, uma anidrita natural da região de Wandflue de tamanho de grão de $30\mu m$ e uma anidrita sintética de tamanho de grão de $12\mu m$. Os experimentos foram executados em uma faixa de temperatura entre 400 e $800^{\circ}C$, a pressão de confinamento entre 150 e 300 MPa e taxa de deformação entre 7.10^{-7} a $1.10^{-3}/s$. Três tipos de ensaios foram executados: a taxa de deslocamento constante, taxa de deslocamento em etapas e variação de temperatura em etapas. Os ensaios revelaram dois regimes de fluxo a alta temperatura: a) fluência por maclado e deslocamentos intracristalinos a altas tensões e b) fluência por difusão acompanhado de deslocamento na borda dos grãos a tensões baixas. Cada regime tem uma equação constitutiva característica, microestruturas diagnósticas e orientações cristalográficas preferenciais.

O regime 1 se caracteriza por apresentar comportamento de endurecimento para $\sigma > 150$ MPa, fluxo uniforme e $n=5$ para $\sigma < 150$ MPa. As microestruturas subdividem este regime em dois: o regime 1a caracterizado por maclas, alta densidade de deslocamentos e bordas de grãos suturados e maclados. O regime 1b é caracterizado por deslocamentos por recuperação (*dislocation recovery*) tais como grãos recrystalizados em regiões de baixa deformação.

O regime 2 está caracterizado por uma reologia indicativa de fluência por difusão ($n = 1$), poucas evidências micro-estruturais de deformação volumétrica, grãos equidimensionais com baixa densidade de deslocamentos intracristalinos e as bordas dos grãos são lisas a levemente curvadas. A reología e as microestruturas sugerem que a

fluência por difusão, acompanhada de deslocamentos nas bordas dos grãos, são os mecanismos dominantes.

Extrapolações feitas das condições geológicas e a semelhança nas microestruturas em anidritas deformadas experimentalmente e naturalmente, indicam que a fluência por difusão é um importante mecanismo de deformação em rochas de anidrita de grão fino.

Finalmente HONG e MUYU (1999) pesquisaram as propriedades reológicas e resistência a longo prazo de anidritas solicitadas a torsão, concluindo que a resistência a longo prazo corresponde a 66% da resistência a curto prazo.

7.8. Ensaios de fluência uniaxial em gipsitas e anidritas do Brasil e da Argentina

As características relevantes dos experimentos realizados nesta pesquisa são:

a) A temperatura dos corpos de prova manteve-se em média em $20^{\circ}\text{C} \pm 1^{\circ}\text{C}$ e a umidade relativa do ar em $35\% \pm 5\%$. A estabilização da temperatura dos corpos de prova foi atingida armazenando-os com um mês de antecedência na sala climatizada;

b) Cada corpo de prova foi submetido a três ciclos de carregamento e descarregamento sucessivos, a três níveis de tensão diferentes: 25, 50 e 75% da resistência a compressão simples. A duração dos ciclos de carregamento foi de aproximadamente 22 dias e os de descarregamento de mais ou menos 7 dias (Figura 7.34).

Figura 7.34. Ciclos de carregamento e descarregamento

c) As cargas constantes foram controladas mediante células de carga à base de extensômetros elétricos e corrigidas manualmente ao menos uma vez por dia. As deformações axial e transversal foram medidas através de extensômetros elétricos em

roseta dupla e as leituras foram registradas de hora em hora de maneira automática e armazenadas num computador;

d) Para o cálculo das tensões e deformações foram utilizados tensões e deformações nominais. Para corrigir o efeito da trajetória de carregamento no cálculo das deformações após cada ciclo de carregamento – descarregamento foram corrigidas as dimensões do corpo de prova em função das deformações permanentes sofridas no ciclo anterior.

7.8.1. Obtenção dos parâmetros reológicos

A primeira etapa da análise consistiu na identificação das características relevantes do comportamento das rochas nos gráficos deformação vs tempo, isto é a presença do trecho elástico instantâneo, o trecho de fluência primária e o trecho de fluência secundária. Foram descartadas desta análise as curvas dos ensaios que apresentaram problemas com aumentos e quedas repentinas da tensão que afetaram notavelmente a trajetória da curva deformação - tempo. O segundo passo consistiu na escolha do modelo reológico viscoelástico mais adequado segundo as características observadas na primeira fase. Foram exploradas as potencialidades dos modelos reológicos viscoelásticos de Maxwell, Boltzmann e Burger cujos parâmetros de calibração foram discutidos no item 7.3.1. Cada modelo reológico traz embutida a equação e os parâmetros que devem ser obtidos para calibrá-lo. A terceira etapa versou sobre a obtenção dos parâmetros dos modelos para cada curva experimental de fluência.

Os parâmetros reológicos foram obtidos ajustando por mínimos quadrados uma curva teórica às curvas deformação vs tempo da fase de carregamento constante. Para o ajuste foi utilizado o software ORIGIN 6.0 que permite incorporar uma equação definida pelo usuário na rotina de ajuste não linear. Por exemplo, a equação do modelo Burger (eq. 5.28) foi reduzida à forma:

$$y = a + b(1 - \exp(-cx)) + (dx) \quad (7.52)$$

Onde: y = deformação (variável dependente)

x = tempo (variável independente)

$$\begin{aligned}
 a &= \frac{\sigma_o}{E_2} \\
 b &= \frac{\sigma_o}{E_1} \\
 c &= \frac{E_1}{3\eta_1} \\
 d &= \frac{\sigma_o}{3\eta_2}
 \end{aligned}
 \tag{7.53 a,b,c,d}$$

De posse dos parâmetros a , b , c e d foi possível obter os parâmetros do modelo reológico E_1 , E_2 , η_1 e η_2 . O programa permite explorar outros modelos reológicos simplesmente anulando o valor de algumas das quatro constantes da equação geral. Desta forma anulando a constante “ a ” e “ d ” a equação do modelo Burger se transforma no modelo Kelvin; anulando os termos “ b ” e “ c ” a equação corresponde ao modelo Maxwell; anulando o termo “ d ” a equação corresponde ao modelo Boltzmann. Para cada curva experimental ajustaram-se os quatro modelos reológicos escolhidos, obtendo para cada um deles o valor de chi quadrado e do coeficiente de correlação R . A escolha do “melhor” modelo foi realizada através destes dois índices. A principal dificuldade desta técnica é a impossibilidade de quantificar as deformações plásticas acontecidas durante o carregamento inicial.

7.8.2. Resultados dos Ensaios de Fluência sob Compressão Uniaxial a Tensão

Constante

7.8.2.1. Módulo de Elasticidade e Coeficiente de Poisson

Conjuntamente com a avaliação dos parâmetros reológicos, foi analisada a variação do módulo de deformabilidade e do coeficiente de Poisson para as diferentes trajetórias de tensão utilizadas nos ensaios de fluência. O objetivo é utilizar estes parâmetros para obter evidências sobre os possíveis mecanismos de deformação responsáveis pela fluência observada nas rochas estudadas. Os parâmetros estatísticos correspondentes estão listados na Tabela 7.6.

Pode-se observar que com exceção da gipsita laminar, as demais rochas apresentam baixa a moderada variabilidade nos parâmetros elásticos (13 a 38%). Os módulos de deformabilidade calculados a partir da curva de carregamento são menores que os obtidos da curva de descarregamento. Já os Coeficientes de Poisson são maiores na mesma seqüência de obtenção. A diferença deve-se ao fato que o trecho inicial de carregamento apresenta uma parcela de deformação elástica e outra de deformações

plásticas que desaparece no trecho de descarregamento instantâneo. Ainda que com algumas diferenças os valores apresentados são coerentes com os obtidos a partir dos ensaios de curta duração.

Tabela 7.6. Módulo de Deformabilidade e Coeficiente de Poisson - Ensaios de Fluência						
Rocha	Parâm. Estat.	Ecarr (MPa)	Edesc (MPa)	ν_{carr}	ν_{desc}	K (MPa)
Gipsita Bandeada	Média	32315	34104	0.33	0.30	36519
	Desv. Padrão	8684	8364	0.05	0.04	15179
	CV (%)	27	25	15	12	42
Gipsita Nodular	Média	34499	36195	0.35	0.33	42340
	Desv. Padrão	13228	10211	0.07	0.05	17397
	CV (%)	38	28	21	16	41
Gipsita Laminar	Média	16367	40397	0.33	0.57	9411
	Desv. Padrão	15526	44818	0.26	0.52	53720
	CV (%)	95	111	77	91	571
Anidrita Auquilco	Média	75275	78172	0.24	0.29	54104
	Desv. Padrão	15707	14286	0.07	0.05	24445
	CV (%)	21	18	29	18	45
Anidrita Muribeca	Média	60121	65471	0.35	0.28	54691
	Desv. Padrão	10965	8783	0.14	0.03	18041
	CV (%)	18	13	42	10	33

A Figura 7.35 mostra a evolução dos módulos de deformabilidade no carregamento (linha contínua) e no descarregamento (linha tracejada) em função da tensão aplicada nos ensaios de fluência para todas as rochas estudadas.

Figura 7.35. Variação do Módulo de deformabilidade com o nível de tensão aplicado

Para a anidrita Muribeca, a comparação destes valores indica que a média de E_c é menor que a média de E_d sendo que o primeiro apresenta valores de $60,1 \pm 11$ GPa e o segundo $65,5 \pm 8,8$ GPa. A Figura 7.35 mostra que na maioria dos casos ambos os módulos aumentam claramente entre o primeiro e segundo ciclos de carregamento/descarregamento e que entre o segundo e terceiro ciclos os valores se mantêm quase iguais. O inverso acontece com o coeficiente de Poisson cuja média no carregamento é de $0,31 \pm 0,03$ e no descarregamento de $0,28 \pm 0,03$. Em ambos casos o material se torna mais rígido à medida que se sucedem os ciclos de carga e descarga possivelmente por intertravamento e bloqueios de deslocamentos intracristalinos. Igualmente o módulo volumétrico K também experimenta um leve aumento com incremento das tensões passando de 50 a 60 GPa sendo sua média $54,7 \pm 18$ GPa.

Como no caso da anidrita Muribeca, tanto o módulo de deformabilidade como o coeficiente de Poisson médios da anidrita Auquilco, variam com os ciclos de carga – descarga. Assim a média do E_c é de $75,3 \pm 15,7$ GPa e do E_d de $78,2 \pm 14,3$ GPa. O coeficiente de Poisson varia de $0,24 \pm 0,07$ para o carregamento a $0,28 \pm 0,05$ para o descarregamento. O módulo volumétrico também apresenta aumento com o nível de carregamento de 20 a 70 GPa com uma média de 54,1 GPa. De maneira semelhante à outra anidrita, em alguns casos esta rocha também se torna mais rígida com aumento da tensão aplicada em ciclos sucessivos de carregamento. A Figura 7.35 mostra que o módulo de deformabilidade de carregamento e descarregamento aumenta suavemente desde o primeiro até o terceiro ciclo de tensão constante. Por outro lado, é possível observar que outras amostras apresentam um comportamento inverso mostrando diminuição do módulo com aumentos da tensão. A variabilidade geológica desta formação seria a causa dos comportamentos diferentes das amostras. Embora os diferentes corpos de prova apresentem comportamentos desiguais, cabe notar que as curvas da Figura 7.35 convergem a um valor de módulo de deformabilidade entre 60 e 90 GPa, coerentemente com os módulos de deformabilidade obtidos nos ensaios convencionais.

Nas gipsitas bandeada e nodular (Figura 7.35 e Tabela 7.6) o valor de E_c é menor que o de descarregamento sendo que a variação do primeiro é de $32,3 \pm 8,7$ GPa e do segundo $34,1 \pm 8,4$ GPa. O coeficiente de Poisson varia de $0,33 \pm 0,05$ para carregamento a $0,30 \pm 0,04$ para descarregamento. O módulo volumétrico varia diretamente com a tensão aplicada de 12,8 a 48 GPa. A variação do módulo de

deformabilidade com as tensões constantes aplicadas nos ensaios de fluência apresenta uma tendência mais uniforme na gipsita bandeada que na nodular.

A gipsita laminar apresenta valores anômalos de coeficiente de Poisson maiores que 0,5. Este parâmetro elástico conceitualmente nunca ultrapassa esse valor. Em materiais geológicos de natureza elastoviscoplastico, a relação $\varepsilon_r/\varepsilon_a$ pode ser maior que 0,5 por fenômenos de deformação não elásticos como a formação de microfissuras, colapso de poros, que é o caso das gipsitas antes mencionadas.

À guisa de conclusão poderia se dizer que a evolução dos parâmetros elásticos com o nível de tensão aplicado, embora pouco significativo, mostra que entre o primeiro e o segundo carregamento a maioria das amostras apresenta aumento da rigidez. Já entre o segundo e terceiro carregamento os módulos ou se estabilizam ou apresentam uma leve diminuição na rigidez.

7.8.2.2. Modelos Reológicos

De modo a utilizar as teorias disponíveis da viscoelasticidade linear e incorporar os dados de deformação axial e transversal, foi decidido considerar o comportamento observado nos corpos de prova em termos de dois componentes um deles chamado de distorsional e outro de dilatacional (MRUGALA 1981). O primeiro responde pelas deformações axiais e o segundo pelas transversais. Cada um destes modelos apresenta uma equação definida e coerente com o modelo reológico ajustado a esses comportamentos.

Os modelos reológicos teóricos foram ajustados às curvas experimentais de fluência axial e transversal. Os parâmetros de ajuste dos modelos são apresentados nas Tabelas 7.7 e 7.8 e as curvas experimentais para cada rocha são mostradas nas Figuras 7.36 a 7.40. As curvas deformação (axial e radial) vs tempo mostram as características típicas das curvas de fluência, isto é, um trecho elástico instantâneo que aumenta diretamente com o nível de tensão aplicada, um trecho côncavo para baixo indicativo da fluência primária ou transiente e um trecho de fluência secundária onde a taxa de deformação é constante. O descarregamento apresenta a parcela de deformação elástica instantânea, a da deformação elástica retardada e a deformação irreversível que o modelo assume devida à fluência secundária. A maioria das curvas experimentais se ajustam bastante bem ao modelo reológico de Burger mostrando claramente comportamento ao longo do tempo devido tanto à elasticidade retardada como à fluência secundária.

Tabela 7.7 - PARÂMETROS REOLÓGICOS - FLUÊNCIA AXIAL

ROCHA	Modelo	Amostra	Correl	Tensão	K	E _{2a}	E _{1a}	η _{1a}	η _{2a}	Taxa Deform.
			R	MPa	MPa	MPa	MPa	MPa.dia	MPa.dia	s ⁻¹
Gipsita Bandeada	BURGER	GIPARBA1 (8,8)	0.99	8.84	25620	35502	252571	162050	746111	4.6E-11
	BURGER	GIPARBA2 (8,8)	0.99	8.84	12380	19093	149831	106260	393903	8.7E-11
	BURGER	GIPARBA2 (12,6)	0.97	12.78	53585	24768	182573	14686	440177	1.1E-10
	BURGER	GIPARBA1 (12,8)	0.99	12.80	25098	32487	239252	160150	873230	5.7E-11
	BURGER	GIPARBA1 (17,4)	0.99	17.34	29563	32655	216750	170800	901357	7.4E-11
	BURGER (*)	GIPARBA3 (9,3)	0.85	9.32	49328	39829	-194167	-143250	1519505	2.4E-11
	BURGER (*)	GIPARBA3 (13,2)	0.97	13.15	48176	43582	-186383	-134710	1621382	3.1E-11
	BURGER (*)	GIPARBA3(18,6)	0.95	18.66	48403	44910	-405652	-248300	1510925	4.8E-11
Gipsita Nodular	BURGER	GIPARMA1 (12,8)	0.99	13.0	37016	35081	154438	113730	1858392	2.7E-11
	BURGER	GIPARMA2 (13)	0.99	13.1	19639	36050	261000	182030	783757	6.4E-11
	BURGER	GIPARMA1 (14,6)	0.99	14.8	26419	24223	112121	91250	426968	1.3E-10
	BURGER	GIPARMA2 (21,5)	1.00	21.5	61421	37587	206731	163900	863564	9.6E-11
	BURGER	GIPARMA1 (21,6)	0.97	22.0	59404	34016	161798	134300	2267234	3.7E-11
	BURGER	GIPARMA2 (25,7)	0.97	25.7	50143	56777	295632	234000	3366463	2.9E-11
Gipsita Maciça	BURGER	MSC3-19	0.95	18.8	47939	125627	31407	13372	632015	1.2E-10
Gipsita Laminar	BURGER	GL4-3 (4)	0.99	3.9	9000	6931	9988	2634	53382	8.4E-12
	BURGER	GL4-13 (6,2)	0.95	6.1	-23547	6146	51214	3302	0	0
	BURGER	GL4-4 (8,5)	0.97	8.5	1152	3321	71451	73897	0	0
	BURGER	GL4-3 (10,2)	0.97	10.0	4802	10167	143058	149486	86651	7.5E-12
	BURGER	GL4-3 (13)	0.98	13.0	-50626	51626	118271	37157	2171561	2.3E-11
	BOLTZMANN	GL3-3 (14)	0.93	13.2	10266	19458	-94371	-24674	0	0
	BURGER	GL4-3 (15)	0.98	15.2	152869	33229	216466	240518	158697	5.7E-11
	BURGER (*)	GL3-3 (6,3)	0.97	6.3	2470	3826	-28698	-14	45337	5.4E-10
	BURGER (*)	GL4-13 (12,7)	0.98	12.8	-13376	19939	98776	137063	-958592	-5.2E-11
	BURGER (*)	GL4-4 (15)	0.96	14.9	3299	7458	-497214	-85432	78509	7.3E-10
Anidrita Muribeca	MAXWELL	TV1 (1C) (25,9)	0.99	25.8	65623	0	67555	0	2228788	4.5E-11
	BURGER	TV2 (1C) (25,99)	0.99	26.0	26292	234455	57311	232594	2298574	4.4E-11
	BURGER	TV6 (1C) (25,15)	0.98	26.1	58882	74257	35265	21015	2915180	3.5E-11
	BURGER	TV8 (1C) (26,53)	0.99	26.5	42111	204077	49868	107738	2654540	3.9E-11
	BURGER	TV7 (1C) (27,09)	0.99	27.2	42982	272077	48070	148311	2935215	3.6E-11
	BURGER	TV1 (2C) (36,26)	0.99	36.3	89531	725200	76017	283758	3586548	3.9E-11
	BURGER	TV2 (2C) (35,97)	0.99	36.8	41424	408712	51736	329905	14012993	1.0E-11
	BURGER	TV8 (2C) (37,27)	0.95	37.1	43003	529857	57593	246595	4054615	3.5E-11
	BURGER	TV6 (2C) (37,98)	0.96	38.4	58044	639940	74124	391458	51072636	2.9E-12
	BURGER	TV7 (2C) (39,05)	0.98	39.7	52714	567050	61924	349940	18990103	8.1E-12
	BURGER	TV1 (3C) (51,38)	0.98	51.3	95056	733286	72194	339404	8487524	2.3E-11
	BURGER	TV6 (3C) (51,62)	0.99	51.6	57937	860364	72809	244366	10722382	1.9E-11
	BURGER	TV2 (3C) (51,75)	0.77	51.8	46943	1293860	54883	431287	24297832	8.2E-12
	BURGER	TV7 (3C) (53,37)	0.97	53.4	53823	762367	62489	359947	20493739	1.0E-11
	BURGER	TV8 (3C) (56,51)	0.98	56.5	45997	513700	59923	156520	7595029	2.9E-11
Anidrita Auquilco	BURGER	MSC5-19,3	0.65	19.3	142913	2411250	114142	2802500	26311560	2.8E-12
	BURGER	MSC16-23	0.99	23.1	45483	1153000	67427	1715774	22344961	4.0E-12
	BURGER	MSC22-30	0.45	30.2	40875	3031768	61816	331341	75451062	1.5E-12
	BURGER	MSC7-31	0.77	30.9	49603	3087817	68924	827389	26596183	4.5E-12
	BOLTZMANN	MSC5-38	0.97	38.6	35642	482500	79261	1130241	0	0.0E+00
	BOLTZMANN	MSC14-39,2	0.90	39.2	44920	1537255	67761	1982500	0	0.0E+00
	BURGER	MSC16-48	0.87	48.0	47697	4800000	84359	1300813	22377622	8.3E-12
	BURGER	MSC16-43,9	0.81	49.3	50540	985400	79725	245088	21273748	8.9E-12
	BURGER	MSC17-58	0.99	58.0	26030	1160000	76923	10507	966667	2.3E-10
	MAXWELL	MSC16-60,2	0.96	59.5	61100	0	79387	0	992333	2.3E-10
	BURGER	MSC14-60,4	0.80	60.4	61382	5490909	80319	1915000	1894436	1.2E-10
	BURGER	MSC5-68	0.83	62.3	79745	3113702	73960	1007670	2364238	1.0E-10
	BURGER	MSC16-64	0.85	64.0	49269	6400000	80070	301148	6523955	3.8E-11
	BURGER	MSC24-68	0.99	68.3	51867	975835	72746	1750	12089562	2.2E-11
	BURGER	MSC22-68	0.87	68.5	68190	1142167	78410	583900	11744624	2.3E-11
	BURGER	MSC17-77	0.88	77.0	35648	8891455	82002	135893	2913356	1.0E-10
	BURGER	MSC16-83	0.95	83.2	41098	1433793	82994	489900	749189	4.3E-10
	BURGER	MSC16-85	0.91	85.0	45914	9239130	80531	501950	711155	4.6E-10
	MAXWELL (*)	MSC16-16	0.87	16.0	22437	0	91796	0	-1832761	-3.4E-11
	BOLTZMANN (*)	MSC14-21,8	0.52	21.8	28249	2178000	51857	166826	0	0.0E+00
	BURGER (*)	MSC14-22,5	0.45	22.5	37561	562006	57348	689620	-6172501	-1.4E-11
	BURGER (*)	MSC16-27	0.83	27.1	54025	902216	78682	856805	-103583879	-1.0E-12
	BURGER (*)	MSC7-27,5	0.70	27.6	46181	689250	67740	10786385	-7854701	-1.4E-11
	BURGER (*)	MSC24-30	0.82	30.2	31379	503635	57015	234598	-5357814	-2.2E-11
	BURGER (*)	MSC16-32	0.84	32.0	22618	4563605	89888	23178	-13485040	-9.2E-12
	MAXWELL (*)	MSC22-45	0.42	45.0	55351	0	67873	0	-25862069	-6.7E-12
	BURGER (*)	MSC24-45	0.678	45.0	44613	1125908	68863	931272	-21725194	-8.0E-12

Tabela 7.8 - PARÂMETROS REOLÓGICOS - FLUÊNCIA RADIAL

ROCHA	Modelo	Amostra	Correl	Tensão	K	E _{2r}	E _{1r}	η _{1r}	η _{2r}	Taxa Deform.
			R	MPa	MPa	MPa	MPa	MPa.dia	MPa.dia	s ⁻¹
Gipsita Bandeada	BURGER	GIPARBA1 (8,8)	0.76	8.84	25620	124507	441951	586400	2476454	1.4E-11
	BURGER	GIPARBA2 (8,8)	0.94	8.84	12380	79640	441951	179300	2442197	1.4E-11
	BURGER	GIPARBA2 (12,6)	0.94	12.78	53585	58624	319503	130783	1089523	4.5E-11
	BURGER	GIPARBA1 (12,8)	0.94	12.80	25098	112281	320003	287100	1872593	2.6E-11
	BURGER	GIPARBA1 (17,4)	0.96	17.34	29563	109057	433463	333300	1982985	3.4E-11
	BURGER (*)	GIPARBA3 (9,3)	0.46	9.32	49328	127671	1864000	1120400	-8547217	-4.2E-12
	BURGER	GIPARBA3 (13,2)	0.45	13.15	48176	132060	-1194545	-723000	12971057	3.9E-12
	BURGER	GIPARBA3 (18,6)	0.82	18.66	48403	127808	-5331429	-2594600	2816662	2.6E-11
Gipsita Nodular	BURGER	GIPARMA1 (12,8)	0.86	13.0	37016	101556	652404	340200	3055322	1.6E-11
	BURGER	GIPARMA2 (13)	0.95	13.1	19639	153529	435000	382000	4096909	1.2E-11
	BURGER	GIPARMA1 (14,6)	0.97	14.8	26419	69159	295630	171700	987119	5.8E-11
	BURGER	GIPARMA2 (21,5)	0.97	21.5	61421	95556	536664	222070	3064804	2.7E-11
	BURGER	GIPARMA1 (21,6)	0.97	22.0	59404	80915	733633	134989	12309283	6.9E-12
	BURGER	GIPARMA2 (25,7)	0.98	25.7	50143	185036	428719	440200	4758200	2.1E-11
Gipsita Maciça	BURGER	MSC3-19	0.99	18.8	47939	80187	209378	148860	870222	8.5E-11
Gipsita Laminar	BURGER	GL4-13 (6,2)	0.87	6.1	9000	25102	219643	159100	121983	1.9E-10
	BURGER	GL3-3 (6,3)	0.71	6.3	-23547	26074	3155000	977700	143356	1.7E-10
	BURGER	GL4-3 (10,2)	0.02	10.0	1152	77863	927273	625000	6542167	5.9E-12
	BURGER	GL4-13 (12,7)	0.35	12.8	4802	58182	441379	311600	360387	1.4E-10
	BURGER	GL4-3 (13)	0.47	13.0	-50626	76981	433661	25008	2596771	1.9E-11
	MAXWELL	GL3-3 (14)	0.89	13.2	10266	105696	0	0	22020	2.3E-09
	BURGER	GL4-4 (15)	0.98	14.9	152869	84419	3725000	2210900	466714	1.2E-10
	BURGER	GL4-3 (15)	0.28	15.2	2470	82385	1048276	342000	2510303	2.3E-11
	BURGER (*)	GL4-3 (4)	0.05	3.9	-13376	98734	288889	342000	-1742765	-8.6E-12
	BURGER (*)	GL4-4 (8,5)	0.02	8.5	3299	116438	653846	441500	-2582867	-1.3E-11
Anidrita Muribeca	BOLTZMANN	TV10 (25,9)	0.99	25.8	65623	871456	217864	150820	0	0
	BOLTZMANN	TV2 (25,99)	0.99	26.0	26292	143278	161188	36775	0	0
	BOLTZMANN	TV6 (25,15)	0.98	26.1	58882	649750	127402	666860	0	0
	BOLTZMANN	TV8 (26,53)	0.99	26.5	42111	884333	164783	374928	0	0
	BURGER	TV7 (27,09)	0.99	27.2	42982	0	152852	0	453461	2.3E-10
	BOLTZMANN	TV1 (36,26)	0.99	36.3	89531	1208667	213294	435120	0	0
	BURGER	TV2 (35,97)	0.99	36.8	41424	3678411	176847	996849	7221065	2.0E-11
	BURGER	TV8 (37,27)	0.95	37.1	43003	1854500	208371	3158832	78248945	1.8E-12
	BURGER	TV6 (37,98)	0.96	38.4	58044	1919820	257694	671297	69938812	2.1E-12
	BOLTZMANN	TV7 (39,05)	0.98	39.7	52714	1984675	203556	4142678	0	0
	BOLTZMANN	TV1 (51,38)	0.98	51.3	95056	2566500	197423	2788930	0	0
	BURGER	TV6 (51,62)	0.99	51.6	57937	2581092	245818	1992603	29214396	6.8E-12
	BURGER	TV2 (51,75)	0.77	51.8	46943	5175438	180015	16802923	40783595	4.9E-12
	BURGER	TV7 (53,37)	0.97	53.4	53823	5336570	203686	6343402	82969054	2.5E-12
	BURGER	TV8 (56,51)	0.98	56.5	45997	1412675	211637	842896	127354103	1.7E-12
Anidrita Auquillo	BURGER (*)	MSC14-22,5	0.45	22.5	37561	247253	3000000	2077000	-45937500	-1.9E-12
	BURGER (*)	MSC16-27	0.71	27.1	54025	274112	4500000	3106500	-29880000	-3.5E-12
	BURGER (*)	MSC7-27,5	0.62	27.6	46181	248378	18380000	11835000	-20697478	-5.1E-12
	MAXWELL (*)	MSC22-30	0.53	30.2	40875	233876	0	0	-31621033	-3.7E-12
	MAXWELL (*)	MSC24-30	0.88	30.2	31379	241760	0	0	-36952344	-3.2E-12
	BURGER (*)	MSC7-31	0.43	30.9	49603	255144	6200000	4215800	-102920000	-1.2E-12
	BURGER (*)	MSC16-32	0.67	32.0	22437	519481	6530612	178050	-3555556	-3.5E-11
	BURGER (*)	MSC22-45	0.42	45.0	55351	234151	8152727	4652000	-51640733	-3.4E-12
	BURGER (*)	MSC16-48	0.78	48.0	47697	409207	11707317	956400	-4266667	-4.3E-11
	MAXWELL (*)	MSC16-60,2	0.41	59.5	61100	384615	-19393939	956400	-6525490	-3.5E-11
	BURGER	MSC16-16	0.85	16.0	22618	559441	6666667	48090	1066667	5.8E-11
	BOLTZMANN	MSC14-21,8	0.76	21.8	28249	254971	5450000	3785500	0	0
	BURGER	MSC16-23	0.96	23.1	45483	249297	23060000	14410000	10761333	8.3E-12
	BOLTZMANN	MSC14-39,2	0.57	39.2	13457	283032	1425455	1851600	0	0
	BURGER	MSC24-45	0.33	45.0	44613	279752	3217143	1995000	104042400	1.7E-12
	BOLTZMANN	MSC16-43,9	0.03	49.3	50540	303200	2986061	3698000	0	0
	BURGER	MSC16-64	0.50	64.0	49269	270000	9108000	3836000	52230877	4.7E-12
	BURGER	msc24-68	0.48	68.3	51867	242584	5076296	2250000	68118820	3.9E-12
	MAXWELL	MSC22-68	0.43	68.5	68190	291789	5197500	1569000	9900000	2.7E-11
	MAXWELL	MSC16-83	0.40	83.2	41098	241272	0	0	736589	4.4E-10

Figura 7.36: Curvas deformação vs tempo para anidrita Muribeca.

Figura 7.37: Curvas deformação vs tempo para anidrita Auquilco.

Figura 7.38: Curvas deformação vs tempo da gipsita bandeada

Figura 7.39: Curvas deformação vs tempo da gipsita nodular

Figura 7.40: Curvas deformação vs tempo da gipsita laminar

Com menor importância se manifestam os modelos de Boltzmann e Maxwell, indicando o primeiro a ausência de fluência estacionária e o segundo a ausência de fluência primária. Os altos coeficientes de correlação dos ajustes validam o procedimento escolhido de obtenção dos parâmetros reológicos.

7.8.2.2.1. Anidrita Muribeca

O modelo de fluência axial é compatível com o modelo reológico de Burger para todos os níveis de tensão ensaiados. O modelo de fluência radial apresenta um limiar de tensão entre 35 e 50 MPa que separa o comportamento do modelo Boltzmann do modelo Burger. Os parâmetros reológicos e seus ponderadores estatísticos são apresentados na Tabela 7.9.

Tabela 7.9 - Parâmetros reológicos da anidrita Muribeca

Parâmetro Reológico		Média	Desvio Padrão	Coef. Variação(%)
Axial	E_{2a} (MPa)	60117	11339	19
	E_{1a} (MPa)	521280	338277	65
	η_{1a} (MPa.s)	$2,1 \cdot 10^{10}$	$1,1 \cdot 10^{10}$	54
	η_{2a} (MPa.s)	$1,0 \cdot 10^{12}$	$1,1 \cdot 10^{12}$	112
Radial	E_{2r} (MPa)	245732	26732	11
	E_{1r} (MPa)	968667	218688	23
	η_{1r} (MPa.s)	$5,8 \cdot 10^{10}$	$1,1 \cdot 10^{10}$	18
	η_{2r} (MPa.s)	$2,5 \cdot 10^{12}$	$3,6 \cdot 10^{12}$	142

A relação entre o E_{2a} e E_{2r} e entre E_{1a} e E_{1r} é respectivamente $0,24 \pm 0,02$ e $0,53 \pm 0,19$. O Coeficiente de Poisson da rocha calculado a partir das deformações axial e radial dos ensaios de fluência é de $0,31 \pm 0,04$. Observa-se uma coerência razoável entre os parâmetros elásticos e viscoelásticos e o coeficiente de Poisson. Para efeito de definir os parâmetros dos modelos axial e transversal poderia-se considerar E_{2a} e E_{1a} como constantes e:

$$E_{2r} = E_{2a}/\nu \quad (7.54)$$

$$E_{1r} = E_{1a}/2\nu \quad (7.55)$$

Sendo $\nu = 0,30 \pm 0,06$

Os parâmetros η_{1a} e η_{1r} , que medem a velocidade de manifestação da deformação elástica retardada, apresentam baixa a moderada variabilidade e poderiam também ser considerados como constantes do modelo.

A Figura 7.41 mostra a relação entre a viscosidade η_2 e o nível de tensão. Não é clara a existência de um limiar de tensão a partir da qual a rocha apresenta viscosidade com exceção da direção radial onde as tensões menores a 36 – 40 MPa a viscosidade do material se anula e o material não experimenta fluxo viscoso (Tabela 7.8). Em ambas direções, axial e radial, se observa uma tendência contrária na evolução da viscosidade com respeito à tensão desviatória, isto é, a viscosidade aumenta proporcionalmente com aumento da tensão quando na realidade ela deveria diminuir. Isto poderia dever-se a duas causas. A primeira como consequência da trajetória de tensões do ensaio. Com ciclos sucessivos de carregamento e descarregamento sobre um mesmo corpo de prova a rigidez do material vai aumentando em vez de diminuir. Outra causa poderia ser que às tensões ensaiadas e o tempo transcorrido, a rocha se comporta como um material tipo Boltzmann e que as viscosidades aparentes tratam-se de inclinações discretas da curva de fluência primária. A viscosidade radial em média, é 0,4 vezes maior que a viscosidade axial. A curiosa relação funcional entre viscosidade e tensão é:

$$\eta_{2a} = 1.10^8 \cdot \sigma^{2,3558} \rightarrow R = 0,70$$

$$\eta_{2r} = 1560 \cdot \sigma^{5,6126} \rightarrow R = 0,77$$

(7.56 – 7.57)

Figura 7.41. Viscosidade axial e radial vs Tensão – Anidrita Muribeca

O aumento da viscosidade com a tensão significa que a taxa de fluência secundária diminui nessa mesma direção. Este fenômeno também foi observado por

PRICE (1964) em ensaios fluência uniaxial de calcários com corpos de prova carregados em ciclos crescentes. Aquele autor esboçou duas idéias para explicar o fenômeno. A primeira se baseia no efeito compensador das tensões residuais que se manifestam quando o corpo de prova é carregado. Quando as tensões são liberadas, ocorrem deformações “expansivas” que compensam as deformações por fluência. Este efeito é maior quanto maiores as tensões impostas no ensaio. A segunda idéia explica o fenômeno em termos de fechamento progressivo de poros no corpo de prova. Quanto maior é a porosidade, maior é a tensão efetiva com relação à tensão nominal. A maior tensão efetiva se traduz em maior taxa de fluência que conduz ao fechamento dos poros. Quando os poros são fechados, ocorre uma redistribuição local das tensões diminuindo as tensões efetivas e com elas as taxas de fluência.

O modelo de resposta para a Anidrita Muribeca fica assim definida:

Deformações Axiais:

Modelo Burger para $\sigma > 25$ MPa

$$\varepsilon_{1(t)} = \left(\frac{1}{E_{2a}} + \frac{1}{E_{1a}} \left[1 - e^{-\frac{E_{1a} \cdot t}{3\eta_{1a}}} \right] + \frac{t}{3\eta_{2a}} \right) \cdot \sigma \quad (7.58)$$

Deformações Radiais:

Para $\sigma < 36 - 40$ MPa

Modelo Boltzmann

$$\varepsilon_{2(t)} = \varepsilon_{3(t)} = \left(\frac{\nu}{E_{2a}} + \frac{2\nu}{E_{1a}} \left[1 - e^{-\frac{E_{1a} \cdot t}{2\nu \cdot 3\eta_{1r}}} \right] \right) \cdot \sigma \quad (7.59)$$

Para $\sigma > 36 - 40$ MPa

Modelo Burger

$$\varepsilon_{2(t)} = \varepsilon_{3(t)} = \left(\frac{\nu}{E_{2a}} + \frac{2\nu}{E_{1a}} \left[1 - e^{-\frac{E_{1a} \cdot t}{2\nu \cdot 3\eta_{1r}}} \right] + \frac{t}{3\eta_{2r}} \right) \cdot \sigma \quad (7.60)$$

Os parâmetros reológicos correspondem aos apresentados na Tabela 7.9 e nas equações 7.56 e 7.57.

7.8.2.2.2. Anidrita Auquilco

As curvas de fluência da anidrita Auquilco se apresentam menos expressivas que as da anidrita Muribeca especialmente na fase de elasticidade retardada. Pelo fato de ser uma rocha mais resistente e menos deformável, a anidrita Auquilco também apresenta propriedades viscoelásticas retardadas menos significativas, representando entre 2 e 4% da deformação total. A Tabela 7.10 apresenta a estatística dos parâmetros reológicos da anidrita Auquilco. Semelhante à anidrita Muribeca, as relações entre E_{2a} e E_{2r} e entre E_{1a} e E_{1r} da anidrita Auquilco são respectivamente $0,26 \pm 0,04$ e $0,47 \pm 0,02$. O Coeficiente de Poisson da rocha, calculado a partir das deformações axial e radial dos ensaios de fluência, é de $0,24 \pm 0,05$.

Tabela 7.10 - Parâmetros reológicos anidrita Auquilco

Parâmetro Reológico		Média	Desvio Padrão	Coef. Variação(%)
Axial	E_{2a} (MPa)	78375	10884	14
	E_{1a} (MPa)	3255058	2775313	85
	η_{1a} (MPa.s)	$7,8 \cdot 10^{10}$	$7,0 \cdot 10^{10}$	90
	η_{2a} (MPa.s)	$1,3 \cdot 10^{12}$	$1,6 \cdot 10^{12}$	129
Radial	E_{2r} (MPa)	297534	94439	32
	E_{1r} (MPa)	6909680	6454208	93
	η_{1p} (MPa.s)	$3,2 \cdot 10^{11}$	$3,6 \cdot 10^{11}$	113
	η_{2p} (MPa.s)	$3,1 \cdot 10^{12}$	$3,5 \cdot 10^{12}$	114

Coincidentemente existe uma coerência interessante entre os parâmetros E_1 e E_2 e o coeficiente de Poisson. Para definir os parâmetros dos modelos axial e transversal poderiam considerar-se E_{2a} e E_{1a} como constantes e:

$$E_{2r} = E_{2a}/\nu \quad (7.61)$$

$$E_{1r} = E_{1a}/2\nu \quad (7.62)$$

Sendo $\nu = 0,24 \pm 0,05$

O parâmetro η_1 apresenta uma dispersão importante e nenhuma tendência com relação à tensão aplicada. Assumindo os erros de cálculo associados para fins da montagem do modelo de resposta reológica, serão considerados os valores médios de η_{1a} e η_{1r} . Foi constatado em ambas as anidritas que a relação entre η_{1a} e η_{1r} é de 0,36 para Muribeca e de 0,24 para Auquilco, valores próximos ao Coeficiente de Poisson de ambas rochas.

A Figura 7.42 mostra que a viscosidade η_{2a} tem uma tendência coerente com relação às tensões dado que ela diminui com o aumento das tensões desviatórias. De

fato tampouco neste caso foi possível verificar a existência de um limiar de tensão para a viscosidade.

A relação funcional entre η_{2a} , η_{2r} e a tensão pode ser expressa como (Figura 7.42):

$$\eta_{2a} = \eta_{2r} = 3,85 \cdot 10^{12} \cdot e^{-0,0328\sigma} \quad (7.63)$$

Figura 7.42. Viscosidade axial e radial vs Tensão – Anidrita Auquilco

As Tabelas 7.7 e 7.8 mostram que entre 20 e 45 MPa as viscosidades η_{2a} , e η_{2r} apresentam-se com valores positivos, nulo e negativos. O significado deste comportamento será discutido a seguir. De fato este intervalo de tensões marca um limiar de comportamento que deve ser levado em conta na formulação do modelo reológico.

Alguns ensaios apresentaram aumento do comprimento axial e diminuição do diâmetro dos corpos de prova após o descarregamento (Figura 7.43). Este fenômeno foi observado também em uma amostra de gipsita bandeada e duas de gipsita laminar. A Figura 7.43 mostra algumas das curvas de fluência correspondentes a amostras de anidrita Auquilco carregadas a tensões entre 16 e 45 MPa (15% a 30% da resistência a compressão simples). O fenômeno de aumento do comprimento do corpo de prova (expansão) após descarregamento está acompanhado, na maior parte das vezes, com inclinações negativas suaves do trecho de carregamento constante. Este comportamento é responsável pelas taxas de deformação negativas observadas nas Tabelas 7.7 e 7.8. Cabe mencionar que embora este seja o comportamento habitual para esse nível de tensão, há ensaios que apresentaram as taxas de deformação negativas mas não a expansão axial.

Figura 7.43. Curvas de fluência em anidrita Auquilco que apresentam expansão na direção axial.

Este fato foi reportado unicamente por PRICE (1964, figuras 13 e 14) para calcários argilosos nodulares submetidos a ensaios de fluência uniaxial. Aquele autor justificou este comportamento pela liberação de energia de deformação armazenada no esqueleto cristalino acumulada durante a história geológica da rocha. Provavelmente uma parte dos cristais armazena uma certa quantidade de energia residual. Se a coesão entre esses cristais tensionados é quebrada, uma mudança na dimensão do corpo de prova resultará na dissipação desses bolsões de energia residual. Esta explicação parece plausível dada a complexa história tectônica das rochas da Formação Auquilco envolvidas diretamente na estruturação da Cordilheira Andina e na tectônica halocinética dos domos salinos ali presentes.

Assumindo que toda aquela deformação adicional é devida à liberação das supostas tensões residuais e que o material se comporta como um sólido elástico, foi possível calcular essas tensões residuais. A Tabela 7.11 mostra que as tensões residuais da anidrita Auquilco variam entre 0,03MPa e 2 MPa e que a magnitude das tensões residuais decrescem à medida que a tensão do ensaio aumenta (Figura 7.44).

Tabela 7.11. Tensões Residuais

Amostra	Tensão Ensaio MPa	Tensão Residual Axial MPa
MSC14	23	2,0
MSC16	27	1,9
MSC22	45	0,3
MSC7	28	1,5
MSC7	31	0,03
MSC16	16	1,1
MSC16	32	1,1
GL4-13	13	1,9

Figura 7.44. Tensões residuais calculadas para anidrita Auquilco

Este fato explica o desaparecimento do fenômeno a tensões maiores que 40 MPa como ilustra a Figura 7.47. Os corpos de prova de anidrita Auquilco foram obtidos de testemunhos de sondagem a 100 m de profundidade. A tensão litostática a essa profundidade é de aproximadamente 2,9 MPa ligeiramente superior às tensões máximas calculadas. Erros na estimativa e as tensões liberadas com a amostragem justificariam a diferença entre os dois valores. A tensão litostática seria o limite superior das tensões residuais para essa rocha.

O modelo de resposta para a Anidrita Auquilco seria o seguinte:

Para deformação axial: $\sigma > 20 - 45$ MPa

$$\varepsilon_{1(t)} = \left(\frac{1}{E_{2a}} + \frac{1}{E_{1a}} \left[1 - e^{-\frac{E_{1a} \cdot t}{3\eta_{1a}}} \right] + \frac{t}{3\eta_{2a}} \right) \cdot \sigma \quad (7.65)$$

$$\varepsilon_{2(t)} = \varepsilon_{3(t)} = \left(\frac{\nu}{E_{2a}} + \frac{2\nu}{E_{1a}} \left[1 - e^{-\frac{E_{1a} \cdot t}{2\nu \cdot 3\eta_{1r}}} \right] + \frac{t}{3\eta_{2r}} \right) \cdot \sigma \quad (7.66)$$

Para os parâmetros reológicos ver a Tabela 7.10 e as equações 7.61 a 7.63.

7.8.2.2.3. Gipsitas Araripe (bandeada e nodular)

As gipsitas apresentam curvas deformação – tempo com um tramo de fluência primária bem delineado e de fluência secundária com baixas declividades (Figuras 7.38 e 7.39). A Tabela 7.12 mostra a estatística dos parâmetros reológicos.

Os parâmetros elásticos (E_2) e viscoelásticos (E_1 e η_1) axial e radial apresentam coeficientes de variação moderados e seus valores médios serão considerados no modelo de resposta reológico. A relação entre E_{2a} e E_{2r} e entre E_{1a} e E_{1r} coincide com o coeficiente de Poisson da rocha da seguinte forma:

$$E_{2r} = E_{2a}/\nu \quad (7.67)$$

$$E_{1r} = E_{1a}/\nu \quad (7.68)$$

Sendo $\nu = 0,33 \pm 0,02$

Tabela 7.12 - Parâmetros reológicos gipsita Araripe (nodular e bandeada)

Parâmetro Reológico		Média	Desvio Padrão	Coef. Variação(%)
Axial	E_{2a} (MPa)	35469	9451	27
	E_{1a} (MPa)	202972	56106	28
	η_{1a} (MPa.s)	$1,2 \cdot 10^{10}$	$4,9 \cdot 10^9$	41
	η_{2a} (MPa.s)	$1,1 \cdot 10^{11}$	$7,2 \cdot 10^{10}$	67
Radial	E_{2r} (MPa)	106351	37350	35
	E_{1r} (MPa)	500548	239418	48
	η_{1r} (MPa.s)	$2,5 \cdot 10^{10}$	$1,2 \cdot 10^{10}$	49
	η_{2r} (MPa.s)	$3,0 \cdot 10^{11}$	$2,7 \cdot 10^{11}$	91

A viscosidade η_2 (Figura 7.45) mostra uma tendência semelhante à Anidrita Muribeca isto é, um aparente limiar de tensão em torno dos 4-6 MPa abaixo do qual a rocha não apresenta viscosidade e a tendência da viscosidade aumentar com o aumento da tensão aplicada.

Figura 7.45. Viscosidade axial e radial vs Tensão – Gipsitas Araripe

A relação funcional entre η_{2a} , η_{2r} e a tensão pode ser expressa como:

$$\eta_{2a} = 9,97 \cdot 10^9 \sigma - 6 \cdot 10^{10} \quad (7.69)$$

$$\eta_{2r} = 2,61 \cdot 10^{10} \cdot \sigma - 1,05 \cdot 10^{11} \quad (7.70)$$

O modelo de resposta para a Gipsita Araripe é o seguinte:

Para $\sigma < 4 - 6$ MPa (Modelo Boltzmann)

$$\varepsilon_{1(t)} = \left(\frac{1}{E_{2a}} + \frac{1}{E_{1a}} \left[1 - e^{-\frac{E_{1a} \cdot t}{3\eta_{1a}}} \right] \right) \cdot \sigma \quad (7.71)$$

$$\varepsilon_{2(t)} = \varepsilon_{3(t)} = \left(\frac{\nu}{E_{2a}} + \frac{\nu}{E_{1a}} \left[1 - e^{-\frac{E_{1a} \cdot t}{2\nu \cdot 3\eta_{1r}}} \right] \right) \cdot \sigma \quad (7.72)$$

Para $\sigma > 4 - 6$ MPa (Modelo Burger)

$$\varepsilon_{1(t)} = \left(\frac{1}{E_{2a}} + \frac{1}{E_{1a}} \left[1 - e^{-\frac{E_{1a} \cdot t}{3\eta_{1a}}} \right] + \frac{t}{3\eta_{2a}} \right) \cdot \sigma \quad (7.73)$$

$$\varepsilon_{2(t)} = \varepsilon_{3(t)} = \left(\frac{\nu}{E_{2a}} + \frac{2\nu}{E_{1a}} \left[1 - e^{-\frac{E_{1a} \cdot t}{2\nu \cdot 3\eta_{1r}}} \right] + \frac{t}{3\eta_{2r}} \right) \cdot \sigma \quad (7.74)$$

Os parâmetros reológicos podem ser consultados na Tabela 7.12 e nas equações 7.67 a 7.70.

As curvas de fluência axial da amostra GIPARBA-3 (Figura 7.38) mostram que logo após aplicado o carregamento inicial o corpo de prova mostra diminuição da deformação axial inicial ao longo do tempo. Como já foi mencionado, isto foi observado por PRICE (1964) e justificou este fenômeno de expansão por liberação de deformações residuais alojadas localmente nos cristais. Quando o corpo de prova é descarregado, até < 1% da carga inicial, a curva de descarregamento não segue a trajetória teórica de recuperação elástica retardada mas se inverte e parte da deformação elástica recuperada é convertida em permanente ao longo do tempo. Registraram-se também aumentos da carga durante o período de descarregamento. Parece como se a amostra reinicia a fluência (BEREST 1990). Este efeito pode ser observado em ensaios de fluência com queda repentina da tensão (*stress drop test*) ou da temperatura (WAWERSIK 1985, CRISTESCU 1998). Estes ensaios são realizados freqüentemente em ciências dos materiais para a determinação da retro-tensão interna (backstress) envolvida na fluência (CRISTESCU 1998) e para a determinação dos limites inferior e superior de fluência estacionária (WAWERSIK 1985). Este processo pode tem a ver com mudanças na microestrutura da rocha devido à tensões residuais liberadas durante o descarregamento.

Cabe mencionar que este fenômeno foi também observado na amostra de gipsita laminar GL3-3 e GL4-4 (Figura 7.40).

7.8.2.2.4. Gipsita laminar

Os ensaios sobre gipsita laminar não tiveram os resultados esperados devido a problemas relacionados com a instrumentação das deformações e a manutenção das cargas. Como consequência alguns ensaios foram descartados da análise e os que

puderam ser, em certa maneira, recuperados deram resultados muito dispersos como mostra a Tabela 7.13.

Tabela 7.13 - Parâmetros reológicos da gipsita laminar

Parâmetro Reológico		Média	Desvio Padrão	Coef. Variação(%)
Axial	E_{2a} (MPa)	18697	17801	95
	E_{1a} (MPa)	101741	73527	72
	η_{1a} (MPa.s)	$7,3 \cdot 10^9$	$8,1 \cdot 10^9$	111
	η_{2a} (MPa.s)	$2,2 \cdot 10^{11}$	$1,6 \cdot 10^{11}$	72
Radial	E_{2r} (MPa)	53400	33325	62
	E_{1r} (MPa)	2245263	3317792	148
	η_{1p} (MPa.s)	$1,1 \cdot 10^{11}$	$1,8 \cdot 10^{11}$	161
	η_{2p} (MPa.s)	$8,2 \cdot 10^{11}$	$6,2 \cdot 10^{11}$	75

A relação entre E_{2a} e E_{2r} é semelhante ao coeficiente de Poisson da rocha de $0,33 \pm 0,26$.

A Figura 7.46 mostra uma aparente aumento da viscosidade com o aumento da tensão aplicada. Ainda que pouco claro pela dispersão dos dados, existiria um limiar de tensão em torno dos 6 MPa que marcaria o limite entre o comportamento viscoso do não viscoso.

Figura 7.46. Viscosidade axial e radial vs Tensão – Gipsita laminar

O modelo de resposta corresponde ao modelo de Boltzmann quando a tensão aplicada é menor que 6 MPa e ao modelo de Burger quando a tensão aplicada é maior que esse limiar.

7.8.2.2.5. Fluência Secundária

Embora os parâmetros elástico instantâneo e retardado sejam importantes para caracterizar a deformação total nos modelos viscoelásticos, o parâmetro mais importante num estudo de fluência de rochas é a taxa de fluência secundária ou estacionária posto que é ela que comanda a deformação do material ao longo do tempo e a subsequente ruptura.

Nos itens anteriores foram discutidos os parâmetros reológicos obtidos do ajuste das curvas experimentais. Foi mostrado que na maioria dos casos as curvas ajustam-se bem ao modelo viscoelástico de Burger, que incorpora o elemento viscoso que representa a capacidade do material de se deformar por fluxo estacionário quando submetido a uma tensão constante. A relação entre tensão e taxa de deformação ($d\varepsilon/dt$) é igual à viscosidade e foi designada como η_2 .

A partir da viscosidade medida em cada ensaio, foram calculadas as taxas de deformação como consta nas Tabelas 4.7 e 4.8. A Figura 7.47 é uma representação das taxas de deformação vs a tensão em escala logarítmica.

Figura 7.47. Taxa de deformação vs Tensão em escala logarítmica

Observa-se na Figura 7.47 uma tendência mais ou menos clara na relação entre a tensão e a taxa de deformação, apesar de uma relativa dispersão nas gipsitas e alguns dados da anidrita muribeca fora da tendência mostrada pelas anidritas. Esta situação deve-se em parte à própria variabilidade nas propriedades das rochas e em alguns casos

ao tipo de ensaio de fluência executado. A taxa de deformação é dependente da porosidade inicial do material. Quanto maior a porosidade, maior deveria ser a taxa de deformação do material. Pela característica do ensaio realizado, após cada ciclo de carregamento, a porosidade do corpo de prova vai mudando conforme o nível de carregamento e de deformação permanente sofrida no ciclo anterior. Isto coloca um ponto de discussão sobre o tipo mais conveniente de ensaio de fluência quando se trata de rochas com porosidades que variam entre 0,5 e 6%. É provável que o aumento na viscosidade η_2 experimentada pela anidrita muribeca e gipsitas Araripe se deva em parte a um enrijecimento do material por redução progressiva da porosidade. Considera-se importante rever este assunto e realizar ensaios a diferentes níveis de tensão com corpos de prova independentes para verificar esta idéia.

Apesar desta consideração, observa-se que os dois tipos de rocha apresentam uma tendência de aumento da taxa de deformação com relação à tensão aplicada. As gipsitas formam um grupo bem diferenciado das anidritas quanto à tensão de deflagração da fluência estacionária (4 a 6 MPa para gipsitas e 25 a 40 MPa para anidritas) e não com relação às taxas de deformação dado que ela apresenta a mesma ordem de grandeza para as duas rochas (ambas rochas entre 10^{-12} a $10^{-10} \cdot s^{-1}$).

A tensão de deflagração da fluência secundária no caso das gipsitas situa-se em torno dos 6 - 10 MPa enquanto nas anidritas oscila entre 20 e 30 MPa.

No caso da anidrita Muribeca observa-se que existe uma relação entre as taxas de deformação, história de carregamento e a variabilidade da rocha. Pode-se distinguir três grupos de dados correspondentes aos três ciclos de carregamento (26MPa, 37MPa e 51MPa) (Figura 7.47). Quanto menor a tensão constante aplicada, mais variável é a taxa de deformação, observando que há corpos de prova cuja taxa de deformação aumenta com o nível de tensão (TV1 e TV6) e outros onde a taxa diminui (TV2, TV7 e TV8). O último fenômeno pode ser explicado com a variação da rigidez experimentada pelos corpos de prova durante a sucessão de ciclos de carregamento.

Entretanto é interessante marcar a coincidência de tendências entre as duas anidritas. Esta tendência mostra que existiria uma tensão de início fluência entre 20 e 30 MPa. Aparentemente sob tensões menores que esta faixa a rocha não apresenta fluxo viscoso e a deformação dependente do tempo é unicamente primária. A trajetória poderia ser dividida em dois trechos de inclinações diferentes cujo ponto de inflexão estaria em torno de 50 - 60 MPa. Estas duas trajetórias indicariam a priori que dois

mecanismos de deformação estariam atuando a diferentes níveis de tensão (LANGER 1981, WAWERSIK 1985, DUSSEAUULT e FORDHAM 1993).

As taxas de deformação das gipsitas variam entre $2,4 \cdot 10^{-11} \cdot s^{-1}$ e $1,1 \cdot 10^{-10} \cdot s^{-1}$ para a gipsita bandeada, $2,7 \cdot 10^{-11} \cdot s^{-1}$ a $1,3 \cdot 10^{-11} \cdot s^{-1}$ para a gipsita nodular e $7,5 \cdot 10^{-12} \cdot s^{-1}$ a $5,4 \cdot 10^{-10} \cdot s^{-1}$ para a gipsita laminar.

A influência da porosidade total nas taxas de fluência secundária pode ser observada nas Figuras 7.48a e 7.48b. Para os dois tipos litológicos estudados fica claro que as taxas de deformação estacionária aumentam de maneira diretamente proporcional à porosidade total inicial dos corpos de prova. Sabe-se que os poros das rochas estudadas, com exceção da gipsita laminar, correspondem a microfraturas. Desta forma, a variação da taxa de deformação com a porosidade está relacionada com processos que envolvem as microfraturas seja seu fechamento e/ou propagação.

Figura 7.48. Gráfico Porosidade vs tensão de fluência vs taxa de deformação para as anidritas e gipsitas desta pesquisa

7.8.2.3. Resistência a longo prazo

Embora os ensaios de fluência não tenham evoluído até a ruptura final, alguns deles experimentaram ruptura depois de transcorrido um certo tempo. Estes resultados foram plotados na Figura 7.49 com o propósito de estimar a resistência a longo prazo.

Figura 7.49. Resistência a longo prazo da anidrita Auquilco e das gipsitas nodular e bandeada.

A resistência a longo prazo é um importante aspecto para caracterizar o comportamento dependente do tempo. Existem diversos termos para designar a resistência a longo prazo, “resistência verdadeira”, “resistência fundamental” ou “carga de resistência sustentável” (LAMA e VUTUKURI 1978). Embora existam diversos métodos para obter a resistência a longo prazo, o método da dilatância é o mais utilizado. Este consiste em obter a tensão de dilatância segundo os conceitos introduzidos por BIENIAWSKI (1967). Esta tensão divide o campo tensão – deformação em dois domínios, o inferior com propagação estável de microfissuras e o superior com propagação instável. Este ponto é identificado pela mudança drástica de sentido da curva da deformação volumétrica. Foi verificado por vários autores (GRIGGS 1940, BIENIAWSKI 1967, MARTIN e CHANDLER 1994) que o início da dilatância corresponde a 70% a 80% da resistência a curto prazo. Estas idéias se confirmam preliminarmente no caso da anidrita e da gipsita segundo mostra a Figura 7.49. Nela foram plotadas as tensões de ruptura obtidas em ensaios de compressão uniaxial convencionais (resistência de curto prazo) e as tensões de ruptura nos ensaios de fluência uniaxial para anidrita Auquilco, Gipsita nodular, bandeada e laminar. Além disso foram representadas como elementos de referência, as tensões de dilatância para cada tipo de rocha (linhas tracejadas). Todas as rochas com exceção da gipsita

bandeada, apresentam uma clara tendência à diminuição da resistência ao longo do tempo segundo uma função potencial. Com relação à tensão de dilatância, as gipsitas nodular e laminar apresentam uma boa correlação enquanto que a anidrita Auquilco apresenta valores pouco menores que a tensão de dilatância. Este fato permite afirmar, ao menos preliminarmente, que a tensão de dilatância é um bom indicador da resistência a longo prazo das rochas estudadas e que a tensão de ruptura final em ensaios convencionais corresponde à resistência a curto prazo. Sem dúvidas um maior número de ensaios deve ser realizado para confirmar ou rejeitar esta tendência.

7.8.3. *Mecanismos físicos de deformação*

Foi comentado em parágrafos anteriores que uma abordagem através de leis empíricas e modelos reológicos ou matemáticos tem a grande deficiência de não contemplar o comportamento dependente do tempo dos materiais além do intervalo de tempo e tensão ensaiados. Não obstante esta abordagem foi utilizada por muito tempo para estudar o fenômeno da fluência a baixas tensões e taxas de deformação em rochas de sal (SENSENY *et al.* 1992).

Para suprir estas deficiências, uma abordagem da fluência através dos mecanismos físicos de deformação permite obter modelos constitutivos de grande capacidade preditiva a longo prazo (SENSENY *et al.* 1992; HUNSCHE e HAMPEL 1999). É oportuno salientar que esta abordagem está baseada em ensaios com medidas seguras do comportamento macroscópico e em observações cuidadosas dos mecanismos de deformação responsáveis por este comportamento. Esta é uma tarefa difícil, de alto custo e de longo prazo de execução.

Os mecanismos de deformação podem ser divididos em dois grandes grupos: mecanismos dúcteis e mecanismos rúpteis. A ocorrência destes mecanismos depende das condições geológicas das rochas (mineralogia, textura, impurezas, história tectônica, etc.) e das condições de temperatura, nível de tensões e taxas de deformação. Ao primeiro grupo pertencem os deslocamentos intracristalinos, maclas deformacionais, fenômenos de difusão e fenômenos de recristalização. Ao segundo pertencem as estruturas descontínuas representadas pelas microfissuras de natureza intra- e intercristalinas.

No item 7.7 foram apresentados e discutidos os resultados de estudos realizados por outros autores sobre mecanismos físicos de deformação em anidritas e gipsitas sendo a grande maioria realizada em condições de altas temperaturas e altas tensões

confinantes. Infelizmente nenhum deles explorou os mecanismos de deformação a baixas temperaturas e na condição não confinada.

Na tentativa de descobrir os mecanismos físicos de deformação em condições próximas às encontradas na engenharia civil convencional, foi realizada uma série de ações em procura de evidências diretas ou indiretas dos possíveis mecanismos operantes na fluência das rochas sulfáticas do Brasil e da Argentina..

7.8.3.1. Observações através de lâminas delgadas

A técnica baseada no exame de lâminas delgadas através do microscópio petrográfico é amplamente usada na análise de feições deformacionais tectônicas e metamórficas. Esta técnica, de fácil execução e baixo custo, permite identificar feições tanto na escala intracristalina como intercristalina. Alguns autores já a usaram para identificar os mecanismos de deformação de anidrita e gipsita submetidas a condições de elevadas temperaturas e tensões confinantes.

Estes fatores decidiram a favor de utilizá-la pelo menos na fase inicial da pesquisa para orientar ações futuras utilizando técnicas mais sofisticadas. Acreditava-se então que a técnica viria a fornecer subsídios importantes com relação aos mecanismos físicos atuantes.

Assim foram confeccionados e examinados dois conjuntos de lâminas delgadas. O primeiro conjunto, confeccionado a partir de amostras não ensaiadas, teve por objetivo identificar as feições deformacionais das rochas antes de serem submetidas aos ensaios de fluência. Desta forma foi estabelecida uma “linha de base” para basear a comparação com o segundo conjunto de lâminas, realizadas a partir dos corpos de prova submetidos a ensaios de fluência. Desta forma seria possível identificar as novas feições devidas à deformação por fluência. As observações foram realizadas com o microscópio petrográfico com aumentos de 40x do Laboratório de Mecânica das Rochas da EESC. A descrição das feições originais de cada tipo de rocha foi apresentada e discutida no Capítulo III, motivo pelo qual se dispensa qualquer outro comentário adicional.

As lâminas estudadas das anidritas Auquilco e Muribeca deram resultados negativos dado que não foi possível identificar novas feições deformacionais nem de natureza dúctil nem rúptil tanto na escala intra como intercristalina. Acredita-se que a técnica de observação resultou inadequada em função do tamanho de grão fino a muito fino destas rochas. Conclui-se que seria necessário utilizar técnicas de observação mais sofisticadas e sensíveis como microscópio de transmissão para identificar feições a nível

intracristalino. Neste sentido, tentou-se realizar observações com o microscópio eletrônico de transmissão do Instituto de Biologia da UNESP Rio Claro, mas problemas na preparação das amostras impossibilitaram a realização das mesmas.

Na gipsita laminar tampouco foi possível observar feições deformacionais novas dada a intensa deformação tectônica prévia apresentada por estas rochas. Não obstante observaram-se algumas microfraturas das quais não foi possível confirmar a origem.

Nas gipsitas bandeada e nodular observou-se, *a priori*, um aparente aumento no número e comprimento de microfissuras intracristalinas. Isto estaria indicando que o mecanismo de fluência seria dado por início e propagação de microfissuras a nível intragranular. Com intuito de caracterizar estas feições realizaram-se a contagem e medições do comprimento de microfissuras intra e intercristalinas a partir de lâminas de amostras não ensaiadas e ensaiadas por fluência. Com esse objetivo as microfotografias foram tratadas manualmente utilizando a versão demonstrativa do programa computacional IMAGE PRO 3.1. Os resultados mostraram-se muito erráticos e dispersos e por esses motivos pouco confiáveis. Basicamente não foi possível separar as feições novas das antigas e solucionar os problemas decorrentes da escala do levantamento. Pensou-se que observações realizadas com diferentes aumentos permitiriam identificar a escala de aparição das novas microtrincas, mas infelizmente obtiveram-se os mesmos resultados erráticos. Embora não existam evidências a favor do mecanismo de microfissuramento, tampouco deve ser descartado pelo simples fato de se estar utilizando uma técnica eventualmente inadequada.

Na fração grossa da gipsita bandeada foi observado um aparente aumento da extinção ondulante formando feições de extinção alongadas paralelamente à direção de compressão axial; estas feições estão relacionadas a deslizamentos intracristalinos, tipo de feição dúctil que pode acontecer a baixas temperaturas em minerais brandos.

7.8.3.2. Observações macroscópicas

Das observações macroscópicas, merecem especial destaque três evidências.

A primeira refere-se à formação de fraturas envolvendo a totalidade do corpo de prova nos casos onde o ensaio de fluência acabava em ruptura. As fraturas se apresentaram de maneira clara com a formação de material pulverulento como consequência da trituração da rocha durante o fraturamento. A Figura 7.50 mostra a ruptura da amostra de anidrita Auquilco (MSC17) e uma microfotografia de duas dessas fraturas.

Figura 7.50. Fraturamento da amostra MSC 17 durante o ensaio de fluência a 77MPa

Percebe-se o caráter abrupto dessas superfícies e o caráter inalterado das paredes das fraturas.

A segunda evidência refere-se ao esbranquiçado das camadas de grão grosso nas gipsitas bandeadas. O exame mais detalhado deste fenômeno mostra a formação de fissuras verticais, de tamanho milimétrico, aparentemente restritas a algumas destas camadas. Isto estaria indicando que a propagação de microtrincas nas camadas de grão grosso seria o mecanismo dominante nesse tipo de rocha.

A terceira evidência se apresentou nas gipsitas laminares e consiste no fechamento de microcavidades planares de dissolução por ação das tensões compressivas impostas. Estas cavidades se apresentam preenchidas com gipso pulverulento. Pode-se especular que a fase inicial de fluência da gipsita laminar deve-se a colapso de poros.

7.8.3.3. *Análise da degradação do módulo de deformabilidade*

As rochas deformam-se progressivamente através da multiplicação de defeitos intra- e intercristalinos e num nível mais avançado pelo crescimento de microfissuras, quando carregadas em condições de temperatura ambiente e alta taxas de carregamento.

A resposta não linear dos sólidos está associada a deformações permanentes decorrentes de processos irreversíveis em sua microestrutura como escorregamentos intra e intercristalinos, mudanças de fase, mudanças de porosidade, difusão química, etc. (PROENÇA 2000). A multiplicação desses microdefeitos é o que se entende por dano

inicial do material. Macroscopicamente este fenômeno de danificação reflete-se na redução progressiva das propriedades elásticas. Desta forma é possível analisar o processo de danificação da rocha a partir da evolução dos parâmetros elásticos do material como o módulo de deformabilidade. Em materiais granulares e cristalinos como as rochas a danificação está associada à formação primeiro dispersa de microfissuras e logo concentrada de uma fissura discreta. O dano e a fratura são fenômenos independentes de um mesmo processo.

Utilizando a curva tensão – deformação axial dos ensaios de compressão uniaxial convencional é possível marcar a evolução do módulo de deformabilidade desde o início do ensaio até a ruptura do corpo de prova. Caso a rocha apresente degradação das propriedades mecânicas, o módulo de deformabilidade diminuirá paulatinamente à medida que o dano (microfissuramento) se generaliza.

Por outro lado, se o mecanismo de deformação na fluência é devido a início e propagação de microfissuras, o módulo de deformabilidade deveria em princípio ser coerente com a perda das propriedades elásticas do corpo de prova. Assim o módulo de deformabilidade a cada novo ciclo de carregamento e descarregamento deveria apresentar valores progressivamente menores.

Para provar esta hipótese primeiro foi calculado o módulo de deformabilidade tangente dos ensaios de compressão simples derivando a curva $\sigma - \epsilon_a$ em relação a ϵ_a . Depois foram calculados os módulos de deformabilidade dos ensaios de fluência a partir dos trechos elásticos instantâneos de cada ciclo de carregamento e descarregamento. Os dois resultados foram colocados num mesmo diagrama $E_{tg} - \sigma$ como ilustram as Figuras 7.51 a 7.53.

Figura 7.51. Evolução do Módulo de Deformabilidade em função da tensão de carregamento para ensaios de compressão uniaxial e de fluência – Anidrita Auquilco

As curvas em azul (Figura 7.51) marcam a trajetória do módulo de deformabilidade em função da tensão durante ensaios de compressão simples realizados na anidrita Auquilco. Observa-se que até 40 MPa o módulo mantém um valor relativamente constante e que depois a perda de rigidez é marcante. Em geral pode-se assumir uma relação não linear entre E e $\tilde{\sigma}$. A perda de rigidez é atribuída à danificação da rocha por criação e propagação de microfissuras. É possível também a ocorrência de outros mecanismos como deslocamentos intracristalinos. As curvas em vermelho mostram a evolução do módulo de deformabilidade durante os ensaios de fluência. Observa-se que existe uma interessante correlação entre as duas trajetórias do módulo de deformabilidade dado que este parâmetro elástico sofre uma gradativa diminuição com o aumento da tensão aplicada. De fato a falta de ensaios de fluência a tensões maiores que 75% da resistência à compressão simples, não permite ainda ser totalmente conclusivo a este respeito. Em princípio estes resultados estariam indicando que a fluência poderia ser devida aos mesmos mecanismos de deformação dos ensaios de compressão simples, isto é, início e crescimento de microfissuras.

A Figura 7.52 mostra a mesma relação entre E e σ para a anidrita Muribeca.

Figura 7.52. Evolução do Módulo de Deformabilidade em função da tensão de carregamento para ensaios de compressão uniaxial e de fluência – Anidrita Muribeca

Observa-se que em geral a tendência do módulo de deformabilidade nos ensaios de compressão simples não é uniforme. Em dois ensaios E aumenta até um valor máximo (aproximadamente 50% da tensão de ruptura) e logo diminui paulatinamente até a ruptura. Um deles mostra diminuição já desde o início do carregamento. Já os ensaios de fluência apresentam valores de E maiores que os medidos nos ensaios convencionais mas mostram claramente um aumento do módulo entre o primeiro e segundo ciclo de carregamento, mantendo-se constante entre o segundo e terceiro ciclos de carregamento. A falta de ensaios de fluência a níveis de carregamento maiores impede contar com informações conclusivas sobre a evolução de E . O endurecimento do material entre o primeiro e segundo ciclos é compatível com mecanismos de aumento da densidade dos deslocamentos cristalinos (LANGER 1981) e a estabilidade de E entre o segundo e terceiro ciclos a um equilíbrio entre endurecimento e recuperação (recovery) em nível intracristalino.

Nas gipsitas bandeada e nodular (Figura 7.53) a degradação de E nos ensaios de compressão simples começa com carregamentos baixos indicando a não existência de um limite de plastificação para estas rochas.

Figura 7.53. Evolução do Módulo de Deformabilidade em função da tensão de carregamento para ensaios de compressão uniaxial e de fluência – Gipsitas Bandeada e Nodular

No caso da gipsita bandeada, os módulos de deformabilidade dos ensaios de fluência se mostram com valores maiores que os medidos nos ensaios convencionais de compressão simples. Os três corpos de prova ensaiados apresentam trajetórias de E diferentes sendo impossível neste caso estabelecer tendências conclusivas.

Já a gipsita nodular mostra uma maior coerência entre os resultados analisados embora a falta de dados não permita ser conclusivo com respeito à tendência aparentemente decrescente do módulo de deformabilidade nos ensaios de fluência.

Em geral esta abordagem parece promissora enquanto indicativa da tendência à danificação dos materiais rochosos em ensaios de fluência. Esta abordagem parece afiançada pelos resultados publicados por BELL (1994) (Figuras 7.30 e 7.33), que mostram claramente a diminuição do módulo de deformabilidade com aumento da tensão axial. De fato, ainda seriam necessários ensaios complementares a níveis de tensão superiores a 75% de σ_c para verificar esta hipótese e maior número de ensaios para minimizar o efeito da variabilidade das rochas analisadas.

7.8.3.4. Determinação da Velocidade Sônica

A velocidade sônica é uma importante propriedade índice que fornece valiosa informação sobre a porosidade e grau de fissuramento dos materiais rochosos. A propagação das ondas mecânicas através das rochas é influenciada notavelmente pela presença de micro-descontinuidades e poros. As ondas se propagam mais lento quanto maior é o número de defeitos presentes na matriz sólida. Desta forma, o aumento do fissuramento diminuirá a velocidade de propagação sônica. Em função desta dependência mútua pensou-se em utilizar esta técnica para obter mais uma evidência sobre os mecanismos físicos de deformação por fluência.

Com tal propósito a velocidade sônica foi medida antes e depois dos ensaios de fluência. As leituras foram realizadas várias vezes sobre o mesmo corpo de prova e o valor médio é apresentado na Tabela 7.14.

Tabela 7.14 - Velocidade sônica após ensaios de fluência				
Rocha	Ensaio	V _p anterior Fluência	V _p posterior Fluência	V _{p(post)} /V _{p(ant)}
		m/s	m/s	%
Anidrita Auquilco	MS14	6810	3714	54.5
	MSC5	6387	5756	90.1
	MSC22	6718	4854	72.3
	MSC24	5638	5229	92.7
Anidrita Muribeca	TV1	5727	5219	91.1
	TV2	4926	4059	82.4
	TV6	5696	4852	85.2
	TV7	5905	5283	89.5
	TV8	5448	5108	93.8
Gipsita Bandeada	GIPARBA-2	5054	5017	99.3
Gipsita Nodular	GIPARMA-1	4968	5088	102.4
	GIPARMA-2	5027	5113	101.7
Gipsita Laminar	GL3-3	1591	887	55.8
	GL4-4	3492	1194	34.2

A hipótese foi que, caso haja dano associado à fluência, os valores de velocidade sônica deveriam ser menores que os medidos antes de executar os ensaios. Pode-se observar na Tabela 7.14 que essa tendência é verificada claramente nos casos das duas anidritas e na gipsita laminar. Já as gipsitas bandeada e nodular não apresentam variações significativas e a falta de ensaios suficientes impede fixar posição definitiva com respeito ao significado dos resultados.

7.8.3.5. Ensaios com emissão acústica

É bem conhecido que materiais como rochas, metais, cerâmicas, vidros, etc., emitem sinais acústicos quando tensionados e/ou deformados. A emissão acústica (EA) é a energia elástica espontaneamente liberada por materiais que estão sendo deformados

(ASNT 1987). Este fenômeno localizado gera uma onda elástica transiente. As técnicas para medir este efeito foram desenvolvidas quando se constatou que o crescimento de trincas e outras descontinuidades poderia ser detectado a partir do registro de EA.

As primeiras evidências sobre emissão sônica durante a deformação das rochas foram obtidas por OBERT e DUVALL (1942) *apud* HARDY (1981) observando o comportamento dos pilares de uma mina subterrânea construída em rocha dura. Sem dúvida o trabalho pioneiro nesta área das ciências dos materiais se deve a KAISER (1953) 10 anos depois do trabalho de Obert e Duvall (HARDY 1981). O desenvolvimento desta linha de pesquisa foi bastante rápido na área da engenharia geotécnica entre 1940 e 1990.

As fontes de EA incluem diferentes mecanismos de deformação e fratura como sismos e explosões de rocha em minas subterrâneas, crescimento de fissuras, movimentação de deslocamentos intracristalinos, maclado, deslocamentos intercristalinos e fraturas. Há ainda outras fontes de EA chamadas de fontes secundárias como transformações de fases sólido-sólido, liquefação, solidificação, cristalização, etc. (ASTN 1987).

Em materiais geológicos, a origem da EA não é bem conhecida mas parece estar relacionada a processos de deformação e ruptura acompanhados por uma rápida liberação de energia elástica de deformação armazenada no interior do material. No nível do cristal a EA parece estar relacionada a deslocamentos intracristalinos, em escala do agregado policristalino, a movimentos intercristalinos ou a início e propagação de microfissuras e a nível macro a ruptura de grande massas rochosas (HARDY 1981).

A frequência fundamental de uma EA depende da fonte e da distância entre a fonte e o receptor. Frequências menores de 1 Hz são observadas em grandes áreas de prospecção enquanto que frequências maiores que 500 kHz são comuns em ensaios de laboratório. Análises de frequências indicam que os eventos de EA contêm diferentes espectros de frequências. Isto se deve a dois fatores, ao espectro do evento na fonte e às modificações sofridas durante a propagação desde a fonte até o receptor (filtração). Assim a capacidade de detectar um evento de EA a uma determinada distância da fonte dependerá do espectro de frequências da fonte, da atenuação, da distância do receptor e da amplitude de banda e sensibilidade do receptor e do sistema de monitoramento associado (HARDY 1981).

Os parâmetros mais importantes dos sinais acústicos são (Figura 7.54):

Figura 7.54. Parâmetros da emissão acústica (HARDY 1981)

- a) Número de eventos (N): número total de eventos observados por unidade de tempo;
- b) Taxa de eventos (NR): número de eventos (ΔN) por unidade de tempo (Δt);
- c) Amplitude (A): valor do pico máximo de cada evento registrado;
- d) Amplitude pico a pico (A_{p-p}): amplitude medida entre os picos máximos e mínimo do evento;
- e) Amplitude de fundo (A_B): sinal presente na ausência de eventos bem definidos;
- f) Energia (E): quadrado da amplitude do evento
- g) Energia Acumulada (ΣE): a soma da energia emitida por todos os eventos observados num período de tempo;
- h) Taxa de energia (ER): soma da energia emitida por todos os eventos (ΔE) numa unidade de tempo (Δt);
- i) Duração do evento (τ_D): tempo de ocorrência de um evento individual;
- j) Tempo entre eventos ($\Delta \tau$): tempo entre eventos sucessivos.

Normalmente os autores utilizam o numero total de eventos (N) ou a taxa de eventos (NR) para caracterizar a emissão acústica de uma rocha. Eventualmente para análises mais sofisticadas, podem ser utilizadas a energia do evento (E), energia total (ΣE), a amplitude (A) e localização da fonte (CRISTESCU e HUNSCHE 1998).

Baseado na hipótese que a evolução do dano por início e propagação de microfissuras pode ser revelada por métodos de emissão acústica, foram realizados ensaios de fluência de algumas horas de duração com corpo de prova acoplado a um equipamento de EA. Este equipamento foi desenvolvido pelo Laboratório NUMA da EESC – USP para monitoramento do rendimento de ferramentas de usinagem em processos metalúrgicos.

Obviamente o equipamento de EA não foi criado para sua aplicação em deformação de rochas, no entanto as suas características o fazem, em princípio, apropriado para esta aplicação. O equipamento possui um transdutor piezoelétrico de até 200 kHz de frequência que atua como receptor para ser colado no corpo de prova. O receptor é ligado a um condicionador de sinal que consta de pré-amplificador, um voltímetro *rms*, filtros, redutor de ruído e ganho de sinal. O condicionador está associado a um computador que registra os sinais acústicos.

O equipamento registra a energia em um sinal contínuo de EA como sendo a raiz quadrada da média de voltagem (*rms*) de um sinal que é uma função da voltagem num período de tempo:

$$rms = \sqrt{\frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} v^2(t) dt} \quad (7.75)$$

A medição da energia contida no sinal de emissão acústica é uma forma primária de apresentar quantitativamente os dados de EA. Para esta EA contínua, a saída de DC através do voltímetro *rms* pode ser usado como uma medida de energia. O termo *emissão contínua* é utilizado qualitativamente para descrever o aspecto de um sinal resultante quando o intervalo de tempo médio entre o início da emissão de amplitude comparável é menor que ou comparável à duração do sinal de emissão. Isto significa que quando o sinal contínuo de EA é observado no osciloscópio não pode ser determinado quando começa e termina o evento acústico (ASNT 1987).

Infelizmente, a disponibilidade do equipamento do Laboratório NUMA não foi suficiente para desenvolver uma sequência experimental adequada. Unicamente foram executados dois ensaios em gipsita nodular, um de 1,2 horas de duração a 11,7MPa de tensão constante (Figura 7.55) e outro de 22,2 horas com dois ciclos de carregamento constante: 12 MPa e 22,5 MPa (Figura 7.56).

Figura 7.55. Ensaio de emissão acústica em gipsita nodular com carregamento constante de 11,7 MPa e 1,22 horas de duração.

Figura 7.56. Ensaio de emissão acústica em gipsita nodular com carregamento constante de 12 e 22,5 MPa e 22,2 horas de duração.

Nos dois ensaios percebe-se um aparente aumento da emissão acústica ao longo do tempo acompanhando as deformações lentas da gipsita nodular. Isto é mais evidente na Figura 7.56 onde se observa claramente o aumento da emissão acústica com aumento da deformação axial e do nível de tensão.

Baseado na pesquisa de outros autores poderia atribuir-se este fenômeno a mecanismos de microfissuramento. No entanto há a possibilidade desta emissão acústica acontecer por outros mecanismos de deformação interna como deslocamentos intra e intercristalinos, difusão, dissolução por pressão, etc., como sugerido pela ASTN (1987). Sendo assim, os resultados mostrados nas Figuras 7.55 e 7.56 não seriam conclusivos com relação ao mecanismo de microfissuramento.

É possível que cada mecanismo emita ondas mecânicas com frequências próprias permitindo, em teoria, a identificação dos mecanismos de deformação através desta técnica. Alguns autores acharam que as baixas frequências marcam mais claramente a fase pré-ruptura que as altas frequências. Esta hipótese abre as portas para pesquisar as frequências de emissão dos diferentes mecanismos de deformação em rochas.

7.8.3.6. *Análise da relação $\ln \dot{\epsilon}_{ss}$ vs $\ln \sigma$*

Uma forma alternativa de obter informação indireta sobre os mecanismos responsáveis pela deformação lenta de rochas é através dos parâmetros n e Q da equação termodinâmica que descreve a fluência estacionária (eq.7.39). Já foi comentado amplamente que cada mecanismo de deformação apresenta uma energia de ativação (Q) e um fator potencial de tensão (n) característico (DUSSEAULT e FORDHAM 1993, WAWERSIK (1985).

A energia de ativação Q é diferente para cada mecanismo e pode ser calculada derivando a curva $\ln \dot{\epsilon}_{ss}$ vs $\ln T$ obtida a partir de vários ensaios a diferentes temperaturas (T).

O parâmetro n é a declividade da reta do diagrama $\ln \dot{\epsilon}_{ss}$ vs $\ln \sigma$ a temperatura constante. Com os resultados obtidos nesta pesquisa foram construídos os diagramas das Figuras 7.57 e 7.58.

No gráfico da Figura 7.57 foram plotados os resultados desta pesquisa e os publicados por BELL 1994, GRIGGS 1940, AUVRAY 2004 e STOWE 1985. Observa-

se que as gipsitas mostram uma tendência única enquanto que a sequência da anidrita pode ser dividida claramente em dois trechos.

Figura 7.57. Taxa de deformação vs tensão com resultados próprios e de outros autores.

Figura 7.58. Diagrama $\ln \dot{\epsilon}_{ss}$ vs $\ln \sigma$ dos resultados da presente pesquisa.

As gipsitas se ajustam bem a uma reta cuja declividade é 1,38 sendo esse o valor do parâmetro n . As anidritas se ajustam melhor a uma equação polinomial conforme as duas declividades observadas na Figura 7.58. Decompondo a curva em dois trechos retilíneos obtém-se as seguintes equações:

$$\begin{aligned}\ln \dot{\epsilon} &= 2,34 \ln \sigma - 34,35 \rightarrow \sigma \leq 60 \text{ MPa} \\ \ln \dot{\epsilon} &= 4 \ln \sigma - 40,33 \rightarrow \sigma \geq 60 \text{ MPa}\end{aligned}\quad (7.76)$$

Para o primeiro trecho o parâmetro $n = 2,34$ e para o segundo $n = 4$. Para determinar o ponto de inflexão entre os dois regime, igualam-se as equações 7.76 e calculam-se os valores de σ_0 e ϵ_0 conforme o seguinte procedimento (CELLA 2003):

$$2,34 \ln \sigma_0 - 33,94 = 4 \ln \sigma_0 - 40,74$$

$$\ln \sigma_0 = 4,09$$

$$\sigma_0 \approx 60 \text{ MPa}$$

Substituindo o valor de σ_0 nas equações 7.62 obtém-se o valor da taxa de deformação no ponto de inflexão:

$$\epsilon_0 = 2,1 \cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1}$$

A equação constitutiva fica definida como:

$$\dot{\epsilon} = 2,1 \cdot 10^{-11} \cdot \ln \left(\frac{\sigma}{60} \right)^n$$

$$\text{Para: } n = 2,34 \rightarrow \sigma < 60 \text{ MPa}$$

$$n = 4 \rightarrow \sigma > 60 \text{ MPa}$$

Segundo BAUMANN (1984) a diferença entre o fluxo da gipsita e da halita é insignificante. Considerando então que os mecanismos de fluência nas duas rochas são semelhantes, o parâmetro n obtido nesta pesquisa, igual a 1,38, corresponderia a mecanismos de tipo difusão ou dissolução por pressão (DUSSEAU e FORDHAM 1993). O valor de $n = 4,5$ obtido por BAUMANN (1984) corresponde a mecanismos de deformação por maclado.

Para o caso da anidrita, MÜLLER e BRIEGEL (1978) calcularam um valor de $n = 2$ e de $Q = 152,26 \pm 9,37 \text{ kJ.mol}^{-1}$ para mecanismos de deformação por maclado e deslocamentos intracristalinos correspondentes a tensões desviatórias maiores que 330 MPa. MÜLLER *et al.* (1981) definiram experimentalmente $n = 1,5-2$ e $Q = 27 - 36 \text{ kJ.mol}^{-1}$ para os mesmos mecanismos. DELL'ANGELO e OLGAARD (1995),

identificaram dois regime de deformação, endurecimento a $\sigma > 150$ MPa e fluxo estacionário para $\sigma < 150$ MPa. O regime 1 está caracterizado por $n = 5$ e os mecanismos correspondem a maclado e deslocamentos (maclas, extinção ondulante, bordas de grão irregulares, alta densidade de deslocamentos e recristalização). O regime 2 está caracterizado por $n = 1$ e o mecanismo dominante é difusão com deslocamentos nas bordas dos cristais.

Sendo assim, os valores de n para anidrita, obtidos nas equações de ajuste 7.76, indicam que os prováveis mecanismos para tensões menores que 60 MPa são a difusão e/ou dissolução por pressão e deslocamentos intra- e intercristalinos para tensões maiores que 60 MPa.

7.8.3.7. *Discussão sobre mecanismos de deformação por fluência*

Diversas técnicas diretas e indiretas foram utilizadas para analisar os possíveis mecanismos físicos de fluência em rochas sulfáticas, na condição uniaxial e a temperatura ambiente.

Evidências indiretas como a ruptura frágil dos corpos de prova em ensaios de fluência e velocidades sônicas menores de corpos de prova submetidos a tensões constantes, poderiam apoiar a idéia de que a deformação lenta é devida a mecanismos de deformação rúpteis como o início e propagação de microtrincas.

Contrariando esta idéia pode-se mostrar que o aumento da rigidez das rochas, fundamentalmente das anidritas, estaria relacionado a aumento da densidade dos deslocamentos intracristalinos e o correspondente bloqueio no desenvolvimento destas feições por interferências mútuas.

Os resultados da emissão acústica indicam que algum mecanismo de deformação se manifesta durante a fluência da gipsita, embora não se tenham evidências conclusivas sobre o tipo de mecanismo atuante. Deverão ser feitos estudos posteriores sobre frequências de emissão para individualizar e discriminar os diferentes mecanismos (microfissuramento, deslocamentos intra e intercristalinos, etc.).

A análise realizada a partir das taxas de deformação estacionária indica mecanismos de difusão ou dissolução por pressão para as gipsitas solicitadas com tensão axial acima de 4 a 6 MPa. Nas anidritas foram identificados dois mecanismos de deformação separados no limiar de aproximadamente 60 MPa. Abaixo deste limiar o mecanismo de deformação seria a difusão e/ou dissolução por pressão e deslocamentos intra- e intercristalinos para tensões maiores de 40 MPa. Cabe salientar que este limiar

de 40 MPa coincide com o limiar de tensão correspondente ao limite de plastificação como definido no Capítulo V para as rochas de anidrita.

7.8.4. Previsão das deformações lentas utilizando parâmetros reológicos e soluções analíticas fechadas.

Os modelos de resposta reológicos formulados no item 7.8.2 foram utilizados para quantificar as convergências de obras subterrâneas como forma de validar ou rejeitar a hipótese central desta pesquisa. A idéia foi simular as convergências que teriam os túneis Bözberg e Belchen considerando que o maciço rochoso se comporta como um material viscoelástico tipo Burger e que o revestimento de concreto apresenta variação de rigidez com o tempo.

A simulação foi realizada com a solução analítica fechada proposta por GOODMAN (1980) para túneis circulares com e sem revestimento, em material viscoelástico. As condições adotadas na simulação foram:

- a) Material geológico: assume-se um material viscoelástico segundo o modelo Burger, considerando os parâmetros da Tabela 7.7. Considera-se o material como isotrópico, homogêneo e contínuo.
- b) Foram simulados os túneis Bözberg e Belchen;
- c) Os túneis foram assumidos de geometria circular, sem e com revestimento; revestimento de concreto de 50 cm de espessura no túnel Bözberg e de 45 cm para o túnel Belchen. Assume-se que a rigidez do concreto diminui com o tempo segundo uma lei exponencial.
- d) Túnel Bözberg: Diâmetro interno = 10 m, diâmetro externo = 11 m, revestimento de concreto de 0,5 m, 60 m de profundidade ($\sigma_v = 3\text{MPa}$); Convergência de referência (Valores médios):

Arco invertido = 8,9 a 14,5 mm por ano;

Paredes = 3,7 a 4,2 mm por ano;

Teto = 1,6 mm/ano. (STEINER 1993, EINSTEIN 1989);
- e) Túnel Belchen: Diâmetro interno = 11,1 m, diâmetro externo = 12 m, revestimento de concreto de 0,45 m, 250 m de profundidade ($\sigma_v = 6,5\text{MPa}$); Convergência de referência:

Mínimo: 7 mm/ano

Máximo: 93 mm/ano (STEINER 1993, EISNTEIN 1989);
- f) $k = 1$ para simulações com revestimento

k = 1,3 Para simulações sem revestimento

7.8.4.1. Solução analítica

GOODMAN (1980) apresenta soluções analíticas simples para simular o comportamento de túneis circulares escavados em materiais viscoelásticos lineares que seguem o modelo de Burger.

A solução para um *túnel circular sem revestimento*, em campo de tensão biaxial, assume a condição de estado plano de deformação e as tensões principais P_1 (horizontal) e P_2 (vertical) no plano perpendicular ao eixo do túnel. Os deslocamentos radiais (u_r) de um ponto com coordenadas r, θ são calculados como:

$$u_{r(t)} = \left(A - C + B \frac{d_2}{d_4} \right) \frac{m}{q} + \left[\frac{B \left(\frac{d_2}{G_1} - d_1 \right)}{G_1 d_3 - d_4} - \frac{A - C}{G_1} \right] \exp \left(-\frac{G_1 t}{\eta_1} \right) + B \left[\frac{d_2 \left(1 - \frac{m}{\alpha} \right) + d_1 (m - \alpha)}{G_2 (G_1 d_3 - d_4)} \right] \exp \left(-\frac{\alpha t}{\eta_1} \right) + \left(A - C + \frac{B}{2} \right) \frac{1}{\eta_2} t$$

onde:

$$A = \frac{P_1 + P_2}{4} \frac{a^2}{r}$$

$$m = G_1 + G_2$$

$$d_3 = 6K + 2G_2$$

$$B = (P_1 - P_2) \frac{a^2}{r} \cos 2\theta$$

$$q = G_1 G_2$$

$$d_4 = 6Km + 2q$$

$$C = \frac{P_1 - P_2}{4} \frac{a^4}{r^3} \cos 2\theta$$

$$d_1 = 3K + 4G_2$$

$$\alpha = \frac{3Km + q}{3K + G_2}$$

$$d_2 = 3Km + 4q$$

Sendo: a = diâmetro do túnel

G_1 = quantidade elasticidade retardada

G_2 = módulo de cisalhamento elástico

η_1 = taxa de elasticidade retardada

η_2 = taxa de fluxo viscoso

A solução para um *túnel circular com revestimento elástico* colocado em contato com o maciço rochoso que se comporta como um material Burger, assume que as tensões do maciço se transferem para o revestimento ao longo do tempo dependendo dos parâmetros η_1 e η_2 . A tensão final no revestimento pode ser aproximada assumindo um cilindro de paredes espessas submetido a um carregamento uniforme igual ao estado de tensão inicial. A tensão que se origina na interface revestimento-maciço é:

$$p_{b(t)} = p_o \left(1 + C \cdot \exp^{\eta_1 t} + D \cdot \exp^{\eta_2 t} \right)$$

onde: p_o = estado de tensão inicial ($\square_1 = \square_2 = p_o$)

$$C = \frac{\eta_2}{G_1} r_2 \left[\frac{r_1 \left(1 + \frac{\eta_1}{\eta_2} \right) + \frac{G_1}{\eta_2}}{r_1 - r_2} \right] \quad D = \frac{\eta_2}{G_1} r_1 \left[\frac{r_2 \left(1 + \frac{\eta_1}{\eta_2} \right) + \frac{G_1}{\eta_2}}{r_2 - r_1} \right]$$

r_1 e r_2 são as raízes da equação:

$$\eta_1 B s^2 + \left[G_1 B + \left(1 + \frac{\eta_1}{\eta_2} \right) \right] s + \frac{G_1}{\eta_2} = 0$$

sendo:

$$B = \frac{1}{G'} \left[\frac{(1 - 2\nu')b^2 + a^2}{b^2 - a^2} \right] \quad (7.77)$$

$\square'$ e G' parâmetros elásticos do revestimento

As tensões e deslocamentos no revestimento ($a \leq r \leq b$) são:

$$\begin{aligned} \sigma_r &= p_b \frac{b^2}{b^2 - a^2} \left(1 - \frac{a^2}{r^2} \right) & \sigma_\theta &= p_b \frac{b^2}{b^2 - a^2} \left(1 + \frac{a^2}{r^2} \right) \\ u_r &= - \frac{b^2 r p_b \left[1 - 2\nu' + \frac{a^2}{r^2} \right]}{2G'(b^2 - a^2)} \end{aligned} \quad (7.78)$$

As tensões e deslocamentos no maciço ($r \geq b$) são:

$$\begin{aligned} \sigma_r &= p_o \left(1 - \frac{b^2}{r^2} \right) + p_b \frac{b^2}{r^2} & \sigma_\theta &= p_o \left(1 + \frac{b^2}{r^2} \right) - p_b \frac{b^2}{r^2} \\ u_r &= - \frac{b^2}{r} p_b \left[\frac{(1 - 2\nu)b^2 + a^2}{(2G')(b^2 - a^2)} \right] \end{aligned} \quad (7.79)$$

Para fazer a simulação mais próxima da realidade foi assumido que o revestimento perde rigidez ao longo do tempo devido às deformações lentas do

concreto. Para calcular essa variação foram utilizados resultados de ensaios de fluência de 10 anos de duração, a tensão constante ($0,4 \sigma_{cj}$), sobre três tipos de concreto (20, 30 e 40 MPa de resistência) (GIOVAMBATTISTA e ZERBINO 1993). De posse das curvas tensão vs deformação de cada ensaios de fluência, foi calculado o módulo de deformabilidade secante (E_{sec}) para diferentes tempos conforme se observa na Figura 7.59.

Figura 7.59. Obtenção do módulo de deformabilidade secante do concreto a partir de ensaios de fluência

A evolução do E_{sec} com o tempo é mostrada na Figura 7.60.

Figura 7.60. Variação do Módulo de Deformabilidade Secante de três concretos em função do tempo (GIOVAMBATTISTA e ZERBINO 1993).

As equações de ajuste são as seguintes:

$$\text{Concreto (20 MPa): } E_{\text{sec}} = 34116 t^{-0,285} \quad (R=0,97)$$

$$\text{Concreto (30 MPa): } E_{\text{sec}} = 21532 t^{-0,214} \quad (R=0,98)$$

$$\text{Concreto (40 MPa): } E_{\text{sec}} = 28897 t^{-0,223} \quad (R=0,98)$$

Posto que não foi possível, por falta de dados, deduzir a influência da tensão aplicada na perda da rigidez, para a simulação foi utilizada uma equação média como representativa dos três concretos:

$$E_{\text{sec}} = 38182 t^{-0,241} \quad (7.80)$$

O coeficiente de Poisson (ν') foi considerado constante e igual a 0,20. Os parâmetros elásticos ν' e $E_{\text{sec}}(t)$ foram utilizados para calcular G' nas equações 7.77 a 7.79.

7.8.4.2. Resultados

Como foi mencionado em parágrafos anteriores foram simuladas as convergências dos túneis Bözberg e Belchen utilizando a solução analítica de GOODMAN (1980) com a novidade de considerar a rigidez do revestimento de concreto variável com o tempo (eq. 7.80).

A Tabela 7.15 apresenta a comparação entre as taxas de convergência medidas nos dois túneis, escavados em margas anidriticas, e as taxas de convergência obtidas na simulação analítica. Na Tabela 7.16 são apresentadas taxas de convergência de outros túneis escavados em rochas sulfáticas.

Tabela 7.15. Simulação Analítica Convergências dos Túneis

Túnel	Rocha	Taxa de Convergência medidas
Belchen	marga anidritica	Mínimo = 7 mm/ano
		Máximo = 93 mm/ano
Bozberg	anidrita	Arco invertido = 8,9 a 14,5 mm/ano
		Paredes = 3,7 a 4,2 mm/ano;
		Teto = 1,6 mm/ano

Tabela 7.15. Simulação Analítica Convergências dos Túneis (continuação)

Túnel	Taxas de Convergência Simulação			
	Gipsita		Anidrita	
	Sem revestimento	Com revestimento	Sem revestimento	Com revestimento
Belchen	6 a 216 mm/ano	4 a 14 mm/ano	0,5 a 26 mm/ano	0,5 a 11,5 mm/ano
	média = 43 mm/anc	média = 9,5 mm/ano	média = 6,5 mm/ano	média = 3,6 mm/ano
Bozberg	2 a 82 mm/ano	2 a 5 mm/ano	0,5 a 10 mm/ano	0,5 a 4 mm/ano
	média = 16 mm/anc	média = 4 mm/ano	média = 2,5 mm/ano	média = 1,5 mm/ano

Tabela 7.16. Taxas de Convergência de Túneis em rochas sulfáticas

Túnel	Rocha	Taxa de Convergência medidas
Kappelisberg	marga anidritica	23 a 53 mm/ano
Wagenburg	marga anidritica	100 mm/ano
Hauenstein	anidrita	Média = 6 mm/ano Máximo = 10 mm/ano
Lleida - Zaragoza	marga anidritica	10 a 25 mm/ano 7 a 18 mm/ano
Mina Felsenau	Gipsita	4,5 a 5,8 mm/ano
Tauern	anidrita	1 a 4 mm/ano média = 2,5 mm/ano

Observa-se nas Tabelas 7.15 e 7.16 que as convergências medidas nos túneis variam substancialmente quando se trata margas anidriticas ou de rochas sulfáticas mais puras (anidrita e gipsita). No primeiro caso as convergências são maiores possivelmente por causa dos argilominerais presentes e pela maior taxa de transformação da anidrita por causa da maior permeabilidade da rocha.

As convergências calculadas analiticamente apresentam uma ordem de grandeza compatível com as convergências medidas, ainda que os valores calculados sejam sempre menores que as taxas de convergência “reais”. Isto pode ser devido ao fato de que o parâmetro viscosidade do modelo reológico corresponde aos obtidos em laboratório a partir de rocha intacta. Isto introduz uma fonte de erro atribuído ao efeito escala entre o laboratório e as condições reais do maciço rochoso. Supondo que a relação entre viscosidade do maciço e viscosidade da rocha intacta guarda a mesma proporção que os módulos de deformabilidade para maciço e material intacto, para um maciço de qualidade geomecânica boa ($RMR = 70$), a viscosidade do maciço seria aproximadamente três vezes menor que a da rocha intacta. Neste caso as convergências calculadas aumentam entre 20 e 40 % com respeito à condição anterior.

Observa-se também que quando o maciço corresponde a rochas sulfáticas puras como nos casos dos túneis Bözberg, Hauenstein, Tauern e a mina Felsenau, as taxas de convergência são muito próximas.

A diferença entre as convergências reais e as calculadas pode ser atribuída a deformações causadas pela transformação anidrita – gipso.

Os resultados da simulação analítica são promissores considerando o caráter preliminar que esta abordagem oferece. Certamente estudos mais refinados com elementos finitos e análise numérica poderão fornecer resultados mais confiáveis. Isto é

ainda mais apropriado para o túnel Bözberg com 60 m de profundidade, em que a condição de axissimetria da solução adotada tende a não ocorrer.

Desta maneira é possível afirmar que se verifica completamente a hipótese da tese no sentido que os dois mecanismos de deformação lenta estudados, a transformação anidrita – gipso e a fluência, se constituem em mecanismos alternativos e possivelmente acoplados que justificam as deformações lentas observadas em túneis escavados em maciços de rochas sulfáticas.

CAPITULO VIII

Conclusões e sugestões para futuros estudos

8.1. Conclusões

Esta pesquisa demonstrou que o comportamento dependente do tempo das rochas de anidrita e gipso está relacionado a dois processos que na natureza podem acontecer acoplados: a transformação da anidrita em gipso e a fluência. Elas em conjunto ou separadamente podem justificar a ordem de grandeza das deformações lentas observadas em algumas obras subterrâneas.

O processo de transformação da anidrita em gipso é ainda bastante desconhecido e depende, na escala real, de inúmeros fatores que dificilmente em conjunto podem ser reproduzidos no laboratório como o estado de tensões *in situ*, a natureza química da água subterrânea, a velocidade do fluxo, a temperatura, etc.

Em escala de laboratório constatou-se que a transformação química anidrita – gipso depende das condições termodinâmicas do sistema. As condições de pressão, temperatura e concentração salina da solução controlam a evolução química do processo, a temperatura de equilíbrio químico entre as duas fases minerais e o campo de estabilidade dessas fases. Dependendo da combinação destes fatores poderá acontecer ou não a transformação mineralógica. Por exemplo, o aumento da pressão do sistema, aumenta a solubilidade das duas fases, deslocando também o ponto de equilíbrio a regiões de temperatura maior. A salinidade da solução devida à presença de halita fez

descer a temperatura de equilíbrio. A presença de outros sais como sulfatos e cloretos de potássio, sódio, etc, influenciam notoriamente na cinética da reação anidrita – gipso.

Nos ensaios de expansão executados, as rochas de anidrita, submersas numa solução saturada em CaSO_4 , apresentaram aumento de volume fundamentalmente por deposição de cristais de gipso na superfície e não pela conversão mineralógica na camada superficial do corpo de prova, embora possa observar-se claramente a formação desta faixa de gipsificação na superfície do corpo de prova e nas fraturas. Nesta faixa gipsificada, a transformação é isovolumétrica e não isomolar como sustenta a maioria dos autores. Os resultados experimentais mostram que a formação da camada cristalina de gipso só acontece quando o material é anidrita e não quando se trata de gipsita.

O aumento de volume registrou-se unicamente quando a solução atingia a sobre-saturação em íons SO_4^{-2} e Ca^{+2} . Quando a solução era água destilada, a amostra experimentou diminuição de volume. Isto tem importantes conseqüências práticas posto que um maciço de anidrita em presença de água subterrânea sub-saturada em sulfatos não só não experimentará aumentos de volume como até sofrerá diminuição de volume por dissolução repercutindo seriamente na estabilidade da obra tal como analisou GYSEL (2001).

O mecanismo de transformação anidrita – gipso proposto para condições termodinâmicas onde o gipso é a fase estável do sistema, consiste na:

- dissolução da anidrita e transformação isovolumétrica por difusão na superfície do corpo de prova (faixa gipsificada);
- sobre-saturação da solução sulfatada e propagação da faixa gipsificada por avanço do frente de gipsificação;
- nucleação e precipitação do gipso;
- formação de uma camada cristalina de gipso;
- crescimento dos cristais.

Este processo, em campo, pode só acontecer nas discontinuidades do maciço. Quando os cristais de gipso crescem o suficiente para encostar na superfície oposta da discontinuidade, exercem uma pressão que se transmite ao maciço rochoso vizinho. A força de cristalização dos sais é um conhecido mecanismo de degradação de concretos e rochas ornamentais. Propõe-se neste trabalho que a força de cristalização do gipso em maciços rochosos anidrítricos seria responsável por tensões de expansão medidas em

obras subterrâneas. Sugere-se a aplicação da equação proposta por XIE PING e BEAUDOIN (1992b) para explicar as deformações por expansão devidas à cristalização de gipso:

$$\varepsilon = \frac{\psi}{E_{ex}} \cdot \frac{R \cdot T \cdot \rho_s}{M_s} \cdot \ln \Omega$$

Esta equação constitutiva mostra que as deformações por expansão dependem da chamada força de cristalização que por sua vez depende de parâmetros termodinâmicos (R, T), da densidade do produto de cristalização (ρ_s), do peso molecular do produto (M_s) e razão entre produto de solubilidade (Ω). Incorporando parâmetros termodinâmicos e químicos numa equação constitutiva, a abordagem da expansão das rochas sulfáticas parece ter achado uma linha de desenvolvimento.

As taxas de deformação por expansão medidas em laboratório, variam de 0,33% a 2,36% ao ano. Considerando um túnel de 10 metros de diâmetro sem revestimento, uma zona de expansão de 3 metros de profundidade no maciço circundante e as taxas de expansão obtidas no laboratório, a convergência das paredes do túnel variaria entre 10 mm a 70 mm por ano. Estas taxas de convergência são compatíveis com as taxas medidas em túneis europeus (EINSTEIN 1989, STEINER 1993).

O mecanismo de deposição do gipso na superfície de uma peça de anidrita poderia explicar o fenômeno de convergência por expansão em obras subterrâneas. Supondo que um maciço rochoso fraturado de anidrita é submetido a oscilações do nível freático, a percolação de água, com baixa concentração salina desde a superfície, dissolve a anidrita e aumenta sua concentração em sulfatos à medida que atinge níveis mais profundos do maciço. A água carregada com íons de sulfato de cálcio migra a profundidades maiores através das fraturas e poros, onde mudam as condições de pressão e temperatura. A uma determinada profundidade as condições de precipitação do gipso são favoráveis e começa a deposição dos cristais nas paredes das fraturas. A força de cristalização do gipso pode deslocar as paredes das fraturas e empurrar o maciço para o interior de uma obra subterrânea produzindo convergências lentas. A colmatação das fraturas de um maciço só é possível quando convergem vários fatores favoráveis, sendo o mais fundamental o fluxo lento de águas subterrâneas supersaturadas em sulfatos de cálcio. Se o fluxo é muito rápido, não há tempo para depositar o gipso e a expansão do maciço não acontece. Pelo contrário pode ocorrer dissolução da rocha, diminuição de volume e eventuais colapsos da escavação.

A substituição da anidrita por gipso (Faixa gipsificada) durante o avanço da frente de gipsificação tem implicações geomecânicas extremamente importantes posto que caem drasticamente as propriedades de resistência e deformação do maciço. Foi mostrado no Capítulo V que as gipsitas são rochas pelo menos três a quatro vezes menos resistentes e mais deformáveis que as anidritas.

Os ensaios de fluência sob compressão constante, condição não confinada e a temperaturas normais, indicam que as rochas estudadas apresentam deformações ao longo do tempo tanto devidas à fluência primária ou transiente, como a fluência secundária ou estacionária.

Em geral o modelo reológico Burger representou corretamente a maioria das curvas deformação vs tempo obtidas nos ensaios. Em menor medida os modelos Maxwell e Boltzmann foram pertinentes para alguns casos particulares especialmente aqueles onde a deformação lenta estacionária era ausente.

As taxas de fluência estacionária variam entre $10^{-12}/s$ e $10^{-10}/s$ não constatando-se diferença quando se trata de gipsita ou anidrita. A diferença reside no limiar de manifestação da fluência secundária que para as gipsitas varia entre 4 e 6 MPa e para a anidrita entre 20 e 30 MPa. Este aspecto é muito importante devido ao fato de que as rochas sulfáticas são uma mistura dos minerais anidrita e gipso. Se a fluência acontece, como imaginado, em nível intra- e intercristalino na rocha intacta e nas descontinuidades num maciço, a maior presença de gipso nas microfissuras e descontinuidades, fará com que a rocha se comporte mecanicamente mais como uma gipsita que como anidrita, podendo fluir com níveis de tensão menores. Os ensaios de fluência indicam que as gipsitas, como era esperado, apresentam maiores deformações viscoelásticas e irreversíveis que as anidritas.

Comportamentos especiais foram detectados nas rochas originárias da Argentina (Anidrita Auquilco e gipsita laminar) as quais apresentaram expansão axial e transversal logo depois de acontecido o descarregamento nos ensaios de fluência. Este comportamento pode ser explicado pela liberação de energia elástica residual armazenada nas rochas durante os eventos tectônicos.

Também foi demonstrado, ao menos preliminarmente, que a resistência a longo prazo corresponde à tensão de dilatação medida nos ensaios convencionais e definida conforme os conceitos de BIENIAWSKI (1967).

Com respeito aos mecanismos físicos de fluência, não foi possível chegar a conclusões definitivas devido à falta de coerência nos resultados. É possível porém

especular que no processo de fluência acontecem diferentes mecanismos segundo o nível de tensão aplicado. A baixas tensões provavelmente acontecem mecanismos do tipo difusão e dissolução por pressão; a níveis de tensão intermediários aconteceriam deslocamentos intra- e intercristalinos e a altas tensões, próximas à tensão de dilatação e de ruptura, atuariam mecanismos de microfissuramento.

A simulação analítica gerou resultados promissores com relação à previsão das taxas de convergência por fluência em obras subterrâneas. As convergências calculadas mostram ordens de grandeza semelhantes às convergências medidas *in situ* tanto quando se trata de rochas sulfáticas puras como impuras (margas anidriticas).

Finalmente, a hipótese central da pesquisa, isto é, que as deformações lentas em rochas sulfáticas são devidas à transformação anidrita – gipso e à fluência, é positivamente válida.

As implicações das conclusões desta pesquisa são extremamente importantes em projeto, construção e manutenção de obras subterrâneas escavadas em rochas sulfáticas. Em primeiro lugar, introduz a idéia de que os mecanismos de fluência devem ser considerados seriamente na previsão dos deslocamentos e dimensionamento dos revestimentos. Em segundo lugar, que a transformação anidrita – gipso é um processo eminentemente de equilíbrio químico e por tal motivo depende das condições de pressão, temperatura e concentração das soluções que interagem com o maciço anidritico. A teoria da força de cristalização somada às formulações sobre expansão vindas da área de concreto fornecem uma linha de pesquisa promissora para propor uma equação constitutiva sobre este fenômeno. Desta maneira, verificadas as condições favoráveis para essa transformação, é possível agir na solução química incorporando produtos químicos que inibam a formação de gipso e conseqüentemente inibam a expansão do maciço em obras subterrâneas.

8.2. Sugestões para trabalhos futuros

O desenvolvimento desta pesquisa resultou em conclusões importantes que responderam às expectativas iniciais incorporadas na hipótese. Como conseqüência natural da evolução do conhecimento científico, novas inquietudes e problemas a resolver surgiram com esta tese. Assim algumas novas idéias e assuntos que não puderam ser resolvidos nesta pesquisa são sugeridos como possíveis trabalhos futuros:

1. Realizar ensaios de fluência uniaxial de duração maior (6 meses a 1 ano) para verificar a evolução da fluência secundária;
2. Examinar a influência da temperatura no comportamento dependente do tempo das gipsitas e anidritas, desenvolvendo o equipamento adequado a este propósito;
3. Explorar as potencialidades das técnicas de emissão acústica e ultrassom para identificar os mecanismos físicos de deformação durante a fluência. A hipótese é que os diferentes mecanismos de deformação apresentam um espectro de frequências característico na emissão acústica. A identificação dos mecanismos de deformação permitirá a proposição de modelos constitutivos mais abrangentes e coerentes com a tendência atual das pesquisas nesse tema;
4. Projetar ensaios de laboratório para explorar a relação acoplada da fluência e a transformação anidrita – gipso, dado que os dois fenômenos ocorrem conjuntamente na natureza;
5. Aprofundar o conhecimento sobre a resistência a longo prazo das gipsitas e anidritas especialmente aquela aparente relação com a tensão de dilatância;
6. Realizar ensaios tensão de expansão de anidrita para validar ou não as equações propostas nesta tese.
7. Explorar as potencialidades do microscópio de transmissão na identificação dos mecanismos de deformação por fluência.
8. Quantificar experimentalmente as tensões residuais nas anidritas da Fm Auquilco
9. Explorar a relação entre σ_{ci} e σ_{cd} com a tensão de deflagração da fluência;
10. Utilização dos resultados dos ensaios convencionais na formulação de modelos constitutivos.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, A.E; MACKENZIE, W.S; GUILFORD, C. (1984). Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Ed Harlow Longman. 104 pag.
- AFROUZ, A; HARVEY, J.M. (1974). Rheology of rock within the soft to medium strength range. IJRM MSci. V11. (7). 281-290.
- AFTES (2003). Guidelines for caracterisation of rock masses useful for the design and the construction of underground structures. Tunnels et Ouvrages Souterraines, N° 177, Maio/junho 2003.
- ALEJANO, L.R.; GARCIA-BASTANTE, F.; ALONSO, E.; TABOADA, J. (1999). Back analysis of a rockburst in a shallow gypsum room and pillar exploitation. 9th Int. Cong. Rock Mech., Paris pp 1077 – 1080.
- AL-HARTHI A.A. (2001). *Environmental impacts of the gypsum mining operation at Maqna area, Tabuk, Saudi Arabia. Env. Geol. N° 41, pp 209 – 218.*
- ALONSO.E.E; BERDUGO.I.R; GENS.A; ROMERO. E.E. (2004). Expansive phenomena in an instrumented tunnel excavated in anhydritic-gypsiferous argillaceous rock. EUROCK 2004 & 53rd Geomechanics Colloquium. Schubert (ed.). pp: 241-245.
- ANDREEV. G.V. (1995). Brittle failure of rock materials : test results and constitutive models. Rotterdam; Brookfield, VT : A.A. Balkema, 446 P.
- AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS (1991). ASTM D 4543 – 85. Standard Practice for Preparing Rock Core Specimens and Determining Dimensional And Shape Tolerances (CD ROM).
- AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS (1993) ASTM D 4405 – 93. Standard Test Method for Creep of Cylindrical Soft Rock Core Specimens in Uniaxial Compression (CD ROM).
- AMERICAN SOCIETY FOR NONDESTRUCTIVE TESTING (1987). Nondestructive testing handbook. Vol. 5: Acoustic emission testing. 2^a Edition.
- ASSINE, M.L. (1992). ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO ARARIPE, NORDESTE DO BRASIL. RevistA Brasileira de Geociências 22(3):289-300.
- ASSIS.A.P. (1990). A method for evaluating the transient creep of potash. Tese (Doutorado). University of Alberta. Canada. 12/01/1990.
- ATKINSON, B.K. (1987). Fracture mechanics of rock. Academic Press Geology Series. 534 pp.
- AUVRAY.Ch, HOMAND, F; HOXHA,D; DIDIER.Ch. (2004). Influence du temps et de l'hygrometrie sur le comportement du gypse. Revue Française de Geotechnique, N° 106 –107. pp: 41- 51.
- BARLA, M. (1999). Tunnels in swelling ground: simulation of 3d stress paths by triaxial laboratory testing. Tese (Doutorado). Dottorato di Ricerca in Ingegneria Geotécnica. Politecnico de Torino (Itália). Novembro de 1999.
- BATH, A.H; DARLING, W.G; GEORGE, I.A; MILODOWSKI, A.E. (1987). 18 O/ 16 O and 2 H/ 1 H changes during progressive hydration of a Zechstein anhydrite formation. Geoch. et Cosmochimica Acta. Vol. 51, N° 12, pp: 3113 – 3118.
- BAUMANN, W. (1984). Rheologische Untersuchungen and gips. Eclogae Geol. Helv., vol 77, pp 301-325.
- BAYER, G; WIEDEMANN, H.G (1987). Displacement reactions in gypsum and in anhydrite. Thermochimica acta. Vol. 114. pp: 75 – 82.
- BELL, F.G. (1981). Geotechnical properties of some evaporitic rocks. Bull. IAEG. N°24, pag: 137-144.

- BELL, F.G. (1994). Survey of the engineering properties of some anhydrite and gypsum from the north and midlands of England. *Eng. Geol.* V38. (1-2), pag: 1-23
- BELOUSOV, V.V. (1979). *Geologia estrutural*. Edit. MIR, 2ª Edic. Moscu 1979. 303 pag.
- BEREST, P. (1990). Viscoplasticity in rock mechanics. In: *Geomaterials: Constitutive equations and modelling*. Ed. Felix Darve. Elsevier App. Science. Pp: 239-262.
- BIENIAWSKI, Z.T. (1967a). Mechanism of brittle rock fracture: part I. *Int. Jour. Rock. Mech. Min. Sci.* Vol. 4: 395-406.
- BIENIAWSKI, Z.T. (1967b). Mechanism of brittle rock fracture: part II. *Int. Jour. Rock. Mech. Min. Sci.* Vol. 4: 395-406.
- BIENIAWSKI, Z.T. (1967c). Mechanism of brittle rock fracture: part III. *Int. Jour. Rock. Mech. Min. Sci.* Vol. 4: 395-406.
- BIENIAWSKI, Z.T. (1989). *Engineering rock mass classifications*. Ed. Wiley & Sons.
- BILGIN, N. (1982). Cuttability of evaporites. *Bull. IAEG*. N°25. 85-95.
- BLOCK, J; WATERS, O.B. (1968). The $\text{CaSO}_4\text{-Na}_2\text{SO}_4\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ system at 25° to 100°C. *Jour. Chem. Eng. Data*. Vol. 13, pp 336 – 344.
- BLOUNT, C.W; DICKSON, F.W. (1969). The solubility of anhydrite in $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ from 100 to 450°C and 1 to 100 bars. *Geochim. Et cosmochimica Acta*. Vol. 33. pp: 227 – 245.
- BLOUNT, C.W; DICKSON, F.W. (1973). Gypsum-anhydrite equilibria in systems $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O}$ and $\text{CaCO}_3\text{-NaCl-H}_2\text{O}$. *American Mineralogist*. Vol.58: 323-331.
- BOCK, E. (1961). On the solubility of anhydrous calcium sulphate and gypsum in concentrated solutions of sodium chloride at 25°C, 30 °C, 40 °C and 50 °C. *Can. Jour. Chem.* Vol. 39, pp: 1746 – 1751.
- BRACE, W.F. (1960). An extension of Griffith Theory of Fracture torocks, *J. Geop. Res.*, 65, 3477-3480.
- BRINDLEY, G.W.; BROWN, G. (1980). Crystal structures of clay minerals. *Mineralogical Society Monografia* n°5.
- BRULARD, J. LACOMBE, P; ROBERT, J; BOIS, A-P. (1999). Lyon-to-Turin railway base tunnel: an Alps geology project. *New Journal*, 5, (3). 6 –12.
- BRUNE, G. (1965). Anhydrite and Gypsum problems in engineering geology. V2. (1), pag 26-38.
- BUNDY, W.M. (1956). Petrology of gypsum-anhydrite deposits in southwestern Indiana. *Jour. Sedim. Petrology*, Vol.26, pp: 240-252.
- CALCANO, C.E.F; ALZURA, P.R. (1967). Problems of dissolution of gypsum in some dam sites. *Bull. Of the Venezuelan Society of Soil Mechanics and Foundation Eng.*, Caracas, venezuela. Julho-setembro. Pp 1-36.
- CAMPBELL, C.V. (1967). Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, v 8,: 726.
- CAROZZI, A. 1993. *Sedimentary Petrography*. Prentice Hall. 263p.
- CELESTINO, T.B. (1986). Relato geral do tema Propriedades de Maciços Rochosos. II Simpósio Sul Americano de Mecânica das Rochas, Vol 1, pag 3-43.
- CELESTINO, T.B.; A.A. BORTOLUCCI (1998). Diametral compression test for the determination of elastic constants in rock. XV Seminário Venezolano de Geotecnia, Caracas. Pag: TBC1 – TBC10.
- CELLA P.R. (2003). Desenvolvimento e execução de ensaios triaxiais de fluência estacionária em roch salina sob altas pressões e temperaturas. 189p. Tese (Doutoramento) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2003.
- CLARK, S.P. (1966). *Handbook of physical constants*. *Geol. Soc. Of America Memoir* 97, 587 pag.

- COHEN, M.D. (1983). Theories of expansion in sulfoaluminate – type expansive cements: schools of thought. *Cement and Concrete research*, Vol. 13, pp 809 – 818.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM) (1997). Jazidas de potássio de Taquari/Vassouras, Sergipe. Em: Principais depósitos minerais do Brasil. Volume IV, Rochas e Minerais Industriais, parte C. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Brasília 1997.
- CONLEY,R.F; BUNDY,W.M. (1958). Mechanism of gypsification. *Geochim. And Cosmochimica Acta*. Vol 15; 57-72.
- CORRENS, C.W. (1949). Growth and dissolution of crystals under linear pressure. *Discussions of the Faraday Society*, N°5, pp 267-271.
- CRISTESCU, N.D. (1989). *Rock rheology*. Kluwer Academic Pub. 336 p.
- CRISTESCU, N.D. (1993). *Rock rheology*. In: *Comprehensive Rock Engineering: Principles, Practice & Projects*. J.A.Hudson. Cap. 21. Vol 1. pag: 523-544.
- CRISTESCU, N.D & HUNSCHE,U.(1989). *Time effect in Rock Mechanics*. John Wiley & Sons. 342 p.
- D'ANS,J; BREDTSCHNEIDER,D; EICK,H; FREUND,H.E. (1955). Untersuchungen über die calciumsulfate. *Kali and Steinsalz*, Vol.9 (Series 1), pp: 17-38.
- DAVIDSON,J; J.C.VICENTE (1973). Características paleogeográficas e estructurales del área fronteriza de los Nacientes Del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal 35° a 35° 15' latitud S). *Actas 5º Cong. Geol. Arg. Bs.As*, 5: 11-55
- DEAN, W.E; JOHNSON, K.S. (1989) Anhydrite deposits of the United States and characteristics of anhydrite importance for storage of radioactive waste. *U.S. Geol. Survey Bull*. 1794.
- DEER,N.A; HOWIE, R.A; ZUSSMAN, J. (1998). *Rock-forming minerals*. V.5B – non silicates: sulphates, carbonates, phosphates and halides. 2ª Edic. Geol. Soc. London.
- DEERE, D.U. (1967). Capitulo 1: Consideraciones Geológicas. En: K.G. Stagg e O.C. Zienkiewicz (ed) *Mecanica de Rocas en la Ingenieria Práctica*. Edit. Blume. 397 pag.
- DEERE, D.U; MILLER, R.P. (1966). Engineering Classification and index properties of intact rock, *Air Force Laboratory Technical Report n° AFNL-TR-65-116*, Albuquerque, NM.
- DE LAS CUEVAS. (1997). Pore structure characterization in rock salt. *Eng. Geol.*, 47, pp: 17 – 30.
- DELL'ANGELO, L.N; OLGAARD, D.L. (1995). Experimental deformation of fine-grained anhydrite: evidence for dislocation and diffusion creep. *Journ. Geophys. Research*. Vol. 100. N°B8, pag: 15425-15440.
- DE MEER,S; SPIERS, Ch.J. (1995). Creep of wet gypsum aggregates under hydrostatic loading conditions. *Tectonophysics*. Vol 245., pp 171- 183.
- DE MEER,S; SPIERS, Ch.J. (1997). Uniaxial compaction creep of wet gypsum aggregates. *Jour. Geophys. Research*. Vol. 102, N° B1, pp: 875-891.
- DE MEER,S; SPIERS, Ch.J. (1999). Influence of pore-fluid salinity on pressure solution creep in gypsum. *Tectonophysics*. Vol 308., pp 311 – 330.
- DESAI, CH.S. & SIRIWARDANE,H.J. (1984). *Constitutive laws for engineering materials: with emphasis on geologic materials*. Prentice Hall.468 p.

- DICKSON, F.W; BLOUNT, C.W; TUNNEL, G. (1963). Use of hydrothermal solution equipment to determine the solubility of anhydrite in water from 100°C to 275°C and from 1 bar to 1000 bars pressure. *Amer. J. Sci.* Vol. 261, pp 61 – 78.
- DRON, R; BRIVOT, A. (1986). A contribution to the study of ettringite caused expansion. 8th Intern. Cong. On the Chemistry of Cement. Rio de Janeiro. Sept. 1986., Th 4, Vol. V, pp: 115-120.
- DUNHAM, R.K. (1976a). In-situ monitoring at Sandwith anhydrite mine. *Mine & Quarry*. Vol. 5, N°9. pp: 19 – 22.
- DUNHAM, R.K. (1976b). Results and observations from in-situ monitoring at Sandwith anhydrite mine. *Mine & Quarry*. Vol. 5, N°11. pp: 36 – 42.
- DURAND, E. (1975). L'essai de torsion et la résistance au cisaillement des roches. *Rock Mechanics*, 7, 199-230.
- DUSSEAU, M.B; FORDHAM, CH.J. (1993). Time-Dependent Behaviour of Rocks. In: *Comprehensive Rock Engineering: Principles, Practice & Projects*. J.A.Hudson. Cap. 6. Vol 3. pag: 119-149.
- EBERHARDT, E., STEAD, D., STIMPSON, B. (1999). Quantifying progressive pre-peak brittle fracture damage in rock during uniaxial compression. *Int. Jour. of Rock Mech. And Min. Science.*, 36, 361-380.
- EINSTEIN, H.H. (1989). Design and Analysis of underground structures in Swelling and squeezing rocks. In: *Underground Structures Design and Instrumentation*. R.S. Sinha Ed. Elsevier. Chapter 6. pag 203-262.
- EINSTEIN, H.H. (1996). Tunneling in difficult ground – Swelling behaviour and identification of swelling rocks. *Roc Mech. Rock Engng.*, V29, N°3, pp: 113-124.
- ESTEBAN, F. (1990). Caracterización experimental de la expansividad de una roca evaporítica. Identificación de los mecanismos de hinchamiento. Tesis Doctoral. Universidad de Cantabria (España).
- FABRE, D, DAYRE, M. (1982). Properties Geotechniques de gypses et anhydrites des Alpes de Savoie (France). *Bull. IAEG*. N°25, pag 91-98.
- FARNSWORTH, M. (1925). Effects of temperature and pressure on gypsum and anhydrite. *U.S. Bureau of Mines Notes*. Pp: 116 – 117.
- FASCHING, A; BOFER, M. (1997). A tunnel under the Andes. *Tunnels and Tunneling International*. Abril 1997. pag: 34-37
- FECKER, E. (1981). Influence of swelling rock in tunnelling. *Bull. IAEG*. N°24, pp. 27 – 32.
- FLÜCKIGER, A. (1994). Anhydritquellung. *Proc. Intern. Meet. For Young researchers in applied Geology*. Pp: 103 – 107.
- FREYER, D; VOIGT, W. (2003) Crystallisation and phase stability of CaSO₄ and CaSO₄-based salts. *Monatshefte für Chemie Chemical Monthly*. 134: 693-719.
- GALOS, M. 1982. Evaluation of creep tests for rocks. IV Cong. IAEG. V 3, Tema 1. New Delhi. III201-III204.
- GIAMBASTIANI, M; CELESTINO, T.B; BORTOLUCCI, A.A. (2004). Time-dependent behaviour of gypsum and anhydrite rocks: Preliminary results. *EUROCK Symposium*. Salzburg (Austria). Outubro de 2004.
- GIGNOUX, M.; BARBIER, R. (1955). Géologie des barragens et des aménagements hydrauliques. Masson et Cie edit. 343 pag.
- GIOVAMBATTISTA, A; ZERBINO, R. Creep of concrete after ten years of loading. *Proc. 15° Internat. RILEM Symp. Barcelona (Espanha)*, sept. 1993. pp: 51 – 56.
- GOLDMAN, M.I. (1952). Deformation, metamorphism and mineralization in gypsum-anhydrite cap rock, Sulphur Salt Dome, Louisiana. *Geol. Soc. America Memoir* 50.

- GOODMAN, R.E. (1980). Introduction to rocks mechanics. New York, John Wiley & Sons. 478 pag.
- GREGG.S.J; SING.K.S.W. (1967). Adsorption, surface area and porosity. Academic Press. 2^a edit. 303 pp.
- GRIGGS, D. (1939). Creep of rocks. Jour. Geol. V. 47, pp 225-251
- GRIGGS. D. (1940). Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallization. Bull. Geol. Soc. Am. V 51. pag.1001-1022.
- GRIFFITH, A.A. (1920). The phenomena of rupture and flow in solids. Phil. Trans. Roy. Soc. London Ser. A 221, pp: 163 – 197.
- GRIFFITH, A.A. (1924). The theory of rupture. 1er Intern. Congr. Appl. Mech., pp: 53 – 55.
- GROB.H. (1976). Swelling and heave in Swiss Tunnels. Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol. V13., 55-60.
- GROEBER, P. (1946). Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70° . Rev. Soc. Geol. Argentina, Bs As, 1 (3): 177-208.
- GUIMARÃES, P.S. (2001). Ajuste de curvas experimentais. Editora UFSM. 233 p.
- GUMUSOGLU, M.C; ULKER, R. (1982). The Investigation Of The Effect Of Gypsum On Foundation Design. Bull IAEG. N°25. 99 – 105.
- GYSEL,M. (2002). Anhydrite dissolution phenomena: Three case histories of anhydrite karst caused by Water Tunnel Operation. Rock Mech. Rock Engng. 35 (1), pp: 1 – 21.
- HALL, R.E; ROBB, J.A; COLEMAN, C.E. (1926). The solubility of calcium sulfate at boiler-water temperatures. Jour. Amer. Chem. Soc. Vol. 48, N° 3-4, pp: 927 – 938.
- HANDIN, J; HAGER, R.V.Jr. (1957). Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: test at room temperature on dry samples. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. V 41. Pp 1-50.
- HARA, R; TANAKA, Y; NAKAMURA, K. (1934). On the calcium sulphate in sea water. Tech. Rep. Tohoku Imp. Univ.. Vol. 11, pp: 87 - 109.
- HARDIE, L.A. (1967). The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. The American Mineralogist. Vol 32: 171-200.
- HARDY.H.R. (1981). Applications of acoustic emission techniques to rock and rock structures: A state-of-the-art review. Acoustic emissions in Geotechnical Engineering Practice, STP 750, Drnevich and Gray eds. American Society for Testing and Materials. Pag 4-92.
- HEARD, H.C; RUBEY,W.W. (1966). Tectonic implications of gypsum dehydration. Bull. Geol. Soc. Of Amer. N° 77, pp 741-760.
- HENKE. K.F. (1976). Magnitude and rate of heave in tunnels in calcium sulphate bearing rocks. Bull. Int. Assoc. Eng. Geol. 13. Pag 61-64.
- HILL, A.E. (1937). The transition temperature of gypsum to anhydrite. J. Amer. Chem. Soc.. Vol. 59, pp: 2242 – 2244.
- HILL, A.E; WILLS, J.H. (1938). Ternary systems XXIV. Calcium sulphate, sodium sulphate and water. J. Amer. Chem. Soc.. Vol. 60, pp: 1647 - 1655.
- HOEK, E; BROWN, E.T. (1980). Empirical strength criterion for rock masses. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. J. Geotechnical. Eng. Div. V 106, pp1013-1035.
- HOEK, E., KAISER, P.K. AND BAWDEN. W.F. 1995. *Support of underground excavations in hard rock*. Rotterdam: Balkema
- HOEK, E. 1983. Strength of jointed rock masses, 23rd. Rankine Lecture. *Géotechnique* 33(3), 187-223.

- HÖFER, K.H; MENZEL, W. (1964). Comparative study of the pillar loads in potash mines established by calculation and by measurement below ground. *Int. Jour. Rock Mech. And Min. Sci.*, Vol 1, pp: 181 – 198.
- HOLLIDAY, D.W. (1970). The petrology of secondary gypsum rocks: a review. *Jour. Of Sedimentary. Petrol.*, 40, 2: 734-744.
- HONG LI, MUYU LIU. (1999). Rheological behaviour for an anhydrite specimen and determination of its long-time strength. *Jour. Of Wuhan University of Technology*. Vol. 14, N°3. 59-62.
- HULLETT, G.A. ALLEN, L.E. (1902). The solubilty of gypsum. *J. Amer. Chem. Soc.*. Vol. 24, pp: 667 - 679.
- HUNSCHE, U & HAMPEL, A (1999) Rock salt – the mechanical properties of the host rock material for a radioactive waste repository. *Eng. Geol.* V 52,: 271-291.
- INNORTA, G. (1981). The gypsum-anhydrite equilibrium by solubility measurement. *Geochim. And Cosmochimica Acta*. Vol 44: 1931-1936.
- INTERNATIONAL ASSOCIATION ENGINEERING GEOLOGY (1979). Classification of rocks and soils fore engineering geological mapping. Part 1: Rock and soil materials. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.* V 19, pp 364-371.
- INTERNATIONAL SOCIETY ROCK MECHANICS (1977b). Suggest Methods for Determining Water Content, Porosity, Density, Absorption and Related Properties and Swelling and Slake – Durability Index Properties. *Int. Jour. Rock. Mech. Min. Sci & Geomech. Abstr.* Vol 16, N°2, pag: 141 – 156 (1979).
- INTERNATIONAL SOCIETY ROCK MECHANICS (1999). Suggest Methods for Laboratory Testing of Swelling Rock . *Int. Jour. Rock. Mech. Min. Sci & Geomech. Abstr.* Vol 36, pag: 291 – 306.
- INTERNATIONAL SOCIETY ROCK MECHANICS (1977a). Suggest Methods for Petrographic Description of Rocks. *Int. Jour. Rock. Mech. Min. Sci & Geomech. Abstr.* Vol 15, pag: 41 – 45 (1978).
- INTERNATIONAL SOCIETY ROCK MECHANICS (1977c). Suggest Methods for Determining Sound Velocity. *Int. Jour. Rock. Mech. Min. Sci & Geomech. Abstr.* Vol 15, N°2, pag: 53 – 58 (1978).
- INTERNATIONAL SOCIETY ROCK MECHANICS (1977d). Suggest Methods for Determining Tensile Strength of Rock Materials. *Int. Jour. Rock. Mech. Min. Sci & Geomech. Abstr.* Vol 15, N°3, pag: 99 – 103 (1978).
- INTERNATIONAL SOCIETY ROCK MECHANICS (1978). Suggest Methods for Determining the Uniaxial Compressive Strength and Deformability of Rock Materials. *Int. Jour. Rock. Mech. Min. Sci & Geomech. Abstr.* Vol 16, N°2, 36, pag: 135 – 140 (1979).
- INTERNATIONAL SOCIETY ROCK MECHANICS (1981). Rock Characterization Testing & Monitoring, ISRM Suggested Methods. E.T. BROWN ed. Pergamon Press. 211 pag.
- INTERNATIONAL SOCIETY ROCK MECHANICS (1983). Suggested Methods for Determining the Strength on Rock Materials in Triaxial Compression: Revised Version.
- IRFAN, T.Y.; ÖZKAYA, I. (1981). Engineering geological mapping of gipsiferous formations, Sivas, Central Eastern Turkey. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.* V 24, pp 33 -37.
- JAEGER, J.C., & COOK, N.G.W. (1969). *Fundamentals of Rock Mechanics*. Methuen & Co LTD. London. 513 p.
- JAMES, A.N.; LUPTON, A.R.R. (1978). Gypsum and anhydrite in foundations of hydraulic structures. *Geotechnique*, vol 28, n°3, pp:249 – 272.

- JAMES D.E & SACKS S. (1999). Cenozoic formation of the Central Andes: a geophysical perspective. *Economic Geology*. Special Publication 7. Geology and Ore Deposit of the Central Andes. 351 p.
- KAISER. P.K. (1976). Behaviour of anhydrite after addition of water. *Bull. IAEG*. 13. 68.
- KANJI, M.A; GALVÁN, V.R. (1998). Correlation of properties of soft rock. *The Geotechnics of Hard Rock – Soft Rocks*. Evangelista & Picarelli (eds). Balkema.
- KARACAN, E; YILMAZ, I. (2000). Geotechnical evaluation of Miocene gypsum from Sivas (Turkey). *Geotechnical and Geological Engineering*. V 18. pag 79-90.
- KELLEY, K.K; SOUTHARD, J.C; ANDERSON, C.T. (1941). Thermodynamic properties of gypsum and its dehydration products. U.S. Bureau of Mines. Tech. Paper 625.
- KEULEN, N.T; DEN BROK, S.W.J; SPIERS, C.J. (2001). Force of crystallization of gypsum during of hydration of synthetic anhydrite rock. 13th DRT Conference Deformation mechanism, rheology.
- KHAMSKII, E.V. (1969). Crystallization from solutions. Consultants Bureau – New York. 106 pag.
- KRAUSE. H. (1976). Sulphate rocks in Baden-Wurttemberg and their importance to civil engineering. *Bull. IAEG*. (13). 45-49.
- LADE 1984. Failure criterion for frictional materials. In: *Mechanics of Engineering Materials* (Editado por C.S. Desai e R. Gallagher), pp: 385 – 402. Wiley, New York.
- LADE, P. (1993). Rock Strength Criteria: the theories and the evidence. In: *Comprehensive Rock Engineering: Principles, Practice & Projects*. J.A.Hudson. Cap. 11. Vol 1. pag: 315-330.
- LAFFITTE, P. (1955). Limites de stabilité de l'anhydrite. *Annales des Mines*. N° 40, pp: 709 – 716.
- LAMA, R.D; VUTUKURI. V.S. (1978). *Handbook on Mechanical Properties of Rocks*. Vol.3. Trans Tech Pub. 406 pag.
- LAMBE, T.W; WHITMAN.R.V. (1969). *Soil mechanics*. Wiley, New York.
- LANGER, M. (1981). The rheological behaviour of rock salt. *Proceed. Of the First Conference The Mechanical Behaviour of salt*. Pennsylvania State University, Nov. 1981. pp: 201 –240. Trans Tech Publication.
- LI HONG, LIU MUYU. (1999). Rheological behaviour for an anhydrite specimen and determination of its long-time strength. *Journal of Wuhan University of Technology – Mater. Sci.Ed*. Vol. 14, N°3. pp: 59-62.
- LI TAOHONG (2000). Experimental growth of fibers and fibrous veins. PhD Dissertation University at Albany, State University of New York.. 420 pp.
- LINDNER, E.N; BRADY, B.H.G. (1981). Memory aspect of salt creep. *Proceed. Of the First Conference The Mechanical Behaviour of salt*. Pennsylvania State University, Nov. 1981. pp: 241 –294. Trans Tech Publication.
- LO FORTE G.L. (1996). Los depósitos jurásicos de la Alta Cordillera de Mendoza. En: *Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de Mendoza y San Juan*. Anales N°24. Subsecret. De Min., de la Nación. Dir. Nac. Del Serv. Geol. Bs As. 510p.
- LOONEN, J.H.E. (1962). Theoretische berechnung der um einen zylindrischen hohlraum in einem viskoelastisch-plastischen medium auftretenden soannungen und verschiebungen. *Central Proestation v.d. Statsmijnen Limburg, Hoenbrock – Treebeck*.
- LORI, A; FROSIO, G. (1962). Treinta años de servicio de la galería de desviación (Central Hidroeléctrica “Idro-Vobarno”, que atravieza una formación de anhidrita.

- I Coloquio Internacional sobre las obras públicas en los terrenos yesíferos. Tema 2º, Comunicación C 2-11. Madrid (España) Pag. 239-265.
- LUGLI, S. (2001). Timing of post-depositional events in the burano formation of the Secchia valley (upper triassic, northern apennines), clues from Gypsum±anhydrite transitions and carbonate metasomatism. *Sedimentary Geology* 140 :107-122
- MADGIN, W.M; SWALES, D.A. (1956). Solubilities in the system $\text{CaSO}_4\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ at 25°C and 35°C. *Jour, Appl. Chem.* Vol. 6, pp 482 – 487.
- MACDONALD, G.J.F. (1953). Anhydrite-gypsum equilibrium relations. *Amer. Jour. Of Science.* Vol 251: 884-898.
- MACCLINTOCK, F.A., & WALSH, J.B. (1962). Friction on Griffith cracks under pressure. *Fourth U.S. Nat. Congress of Appl. Mech. Proc.* 1015-1021.
- MADSEN, F.T. e NÜESCH, R. (1991). The Swelling Behaviour of Clay Sulfate Rocks. 7º Internat. Congress of Rock Mechanics. Aachen.
- MAIKLEM, W.R.; BEBOUT, D.G.; GLAISTER, R.P. (1969). Classification of anhydrite – A practical approach. *Bull of Canadian Petroleum Geol.*, vol 17, nº2, pp: 194 –233.
- MARANHÃO L.R.J. (1989). *Introdução à Pesquisa Mineral*. 4ª Edição. Fortaleza.
- MARIGNAC, C. (1876). Sur la solubilités du sulfate de chaux. *Ann. Chim. Phys.* Vol.1, pp: 274 – 282.
- MARQUES DE CERQUEIRA, R., VIEIRA CHAVES, A., CISNE PESSOA, A.F., MONTEIRO, J.L., PEREIRA, J.C & WANDERLEI, M.L. (1997). Jazidas de potássio de Taquari/Vassouras, Sergipe. Em: *Principais depósitos minerais do Brasil*. DNPM – CPRM, Vol. IV. Parte C. 633 p.
- MARSHALL, W.L; SLUSHER, R; JONES, E.V. (1964). Aqueous systems at high temperatures XIV. Solubility and thermodynamic relationships for CaSO_4 in $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ solutions from 40°C to 200 °C, 0 to 4 molal NaCl . *J. Chem. Engng Data.* Vol. 9, pp: 187 – 191.
- MARTIN C.D & CHANDLER N.A (1994). The progressive fracture of Lac du Bonnet granite. *Int. Jour. Rock Mech. & Min. Science.* V 31, Nº6: 643-659.
- MAURY, V. (1993). An review of tunnel, underground excavation and boreholes collapse mechanism. In: *Comprehensive Rock Engineering: Principles, Practice & Projects*. J.A. Hudson. Cap. 14. Vol 4. pag: 369-411.
- MEANS, W.D; LI, T. (2001). A laboratory simulation of fibrous veins: some first observations. *Jour. of Structural Geology.* Vol. 23, pp: 857 – 863.
- MEHTA, P.K. (1983). Mechanism of sulfate attack on portland cement concrete – another look. *Cement and Concrete research*, vol: 13, pp: 401-406.
- MELCHER, A.C (1910). The solubility of silver chloride, barium sulfate and calcium sulfate at high temperature. *J. Amer. Chem. Soc.* Vol. 32, pp 50 – 66.
- MISRA, A.K. (1962). An investigation of the time-dependent deformation or “creep” in rocks. Ph.D. Thesis, Sheffield University.
- MOGI, K. (1966). Pressure dependent on rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo University*, V 44, pp 215-232.
- MONNIN, Ch. (1990). The influence of pressure on the activity coefficients of the solutes and on the solubility of minerals in the system $\text{Na-Ca-Cl-SO}_4\text{-H}_2\text{O}$ to 200°C and 1 kBar, and to high NaCl concentration. *Geoch. Cosmochim. Acta.* Vol. 54, pp: 3265 – 3282.
- MOSSOP, G.D; SHEARMAN, D.J. (1973). Origins of secondary gypsum rocks. *Inst. Mining Metallurgy*, 82, 80-4: B147-B154.

- MRUGALA, M. (1981). Application of statistical methods to the determination of mechanical model parameters for salt. *Proceed. Int. Workshop on Salt Mechanics*, Pennsylvania State University, Nov. 1981. Aachen (Alemanha). Pp: 339 - 354
- MÜLLER W.H, S.M. SCHMIDT e U. BRIEGEL. (1981). Deformation experiments on anhydrite rocks of different grain sizes: rheology and microfabric. *Tectonophysics*, V78. pag 527 – 543.
- MÜLLER, VW.H; BRIEGEL, U. (1977). Experimentelle Untersuchungen na anhydrit aus der Schweiz. *Eclogae Geol. Helv.* V 70/3, pp 685-699.
- MÜLLER, W.H; BRIEGEL, U. (1978). The rheological behaviour of polycrystalline anhydrite. *Eclogae Geol. Helv.* Vol. 71/2, pp 397-407.
- MÜLLER, W.H; SCHMID, S.M; BRIEGEL, U. (1981). Deformation experiments on anhydrite rocks of different grain sizes: rheology and microfabric. *Tectonophysics*, V78. pag 527 – 543.
- MÜLLER, P; SIEMES, H. (1974). Strength, ductility and preferred orientation of anhydrite under mantle pressure up to 5 kilobars at temperatures up to 300°C. *Tectonophysics*, V 23, N° 1-2, pp 105-127.
- MULLER-SALZBURG, L.; GOTZ, H.P. (1976). Heaving of invert in tunnelling. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.* V 13, pp 51 - 53.
- MUNSON, D.E; DAWSON, P.R. (1982). A work hardening/ recovery model for transient creep of salt during stress loading an unloading. *Proc. 23° U.S. Symposium on Rock Mechanics*, Berkeley, U.S.A, Capítulo 31, pp: 299 – 306.
- MURAT, M; EL HAJJOUJI, C; COMEL, C. (1987). Investigation on some factors affecting the reactivity of synthetic orthorhombic abhydrite with water: I: Role of foreing cátions in solution. *Cem. Concrete Research*, Vol. 7, (4). Pp: 633 –639.
- MURRAY, G.E. (1964). Origem and diagenesis of gypsum and anhydrite. *Jour. Of Sedim. Petrol.*, V 34, pp 512-523.
- MURRELL, S.A.F. (1963). A criterion for brittle fracture of rocks and concrete under triaxial stress and the effect of pore pressure on the criterion. *Proc. Fifth Rock Mechanics Symp. Univ. of Minnesota*, in *Rock Mechanics*, C. Fairhurst (Ed.), Oxford, Pergamon, 563-577.
- NÜESCH, R. MADSEN, F.T. e STEINER, W. (1995). Long Time Swelling of Anhydritic Rocks: Mineralogical and Microstructural Evaluation. 8th Internat. Congress of Rock Mechanics. Tokyo. 133-138.
- OBERT, L. (1964). Deformation behaviour of model pillars made from salt, trona and potash ore. *Proc 6 th Symp. on Rock Mechanics in Rolla, Missouri*, pp 539-560.
- OBERT, L. & DUVALL, W.I. (1967). *Rock mechanics and the design of structures in rock*, New York, Wiley, 650 pag.
- OBERT, L. DUVALL, W. (1942). Use of subaudible noises for the prediction of rocks bursts, part II. RI 3654. U.S. Bureau of Mines.
- ODÉ, H. (1968). Review of mechanical properties of salt relating to salt dome genesis. In *Saline Deposits*, Spec. Paper Geol. Soc of Amer. 88, pp 543-595.
- OGNIBEN, L. 1955. Inverse graded bedding in primary gypsum of chemical deposition. *Journ Sedim. Petrol.* V 25. N°4. 273-284.
- ORDOÑEZ, S; SORIANO, A; GARCIA DEL CURA, M.A; ESTEBAN, F. (1990). Swelling mechanism of terciary anhydritic-dolomitic shales, 6° Congr. Intern. Da IAEG. Pp: 1963 – 1971.
- OROWAN, E (1949). Fracture and strength of solids. *Repts. On Progress in Physics*, 12, 185-232.
- ORTI CABO. F & ROSELL ORTIZ L. 1981. Fábricas cristalinas de la anhidrita nodular y laminada. *Acta Geológica Hispánica*. Tomo 16, n°4, pp 235-255.

- OSTROFF, A.G. (1964). Conversion of gypsum to anhydrite in aqueous salt solutions. *Geochim. And Cosmochimica Acta*. Vol 28: 1363-1372.
- ÖZGENOĞLU, A. (1998). Intact rock classification based on time dependent deformational Properties. *Narms'98 3^o North American Rock Mechanics Symp.* Mexico. Publ. 16.
- PAPADOPOULOS, Z.; KOLAITI, E; MOURTZAS, N. (1994). The effects of crystal size on geotechnical properties of neogene gypsum in Crete. *Quarterly Journ. Of Engin. Geol.* V27. 267-273.
- PARRY, R.H.G. (1995). *Mohr cricles, stress paths and geotechnics*. E & FN SPON. Chapman & Hall. 230 p.
- PARTRIDGE, E.P; WHITE, A.H. (1929). The solubility of calcium sulfate from 0°C to 200°C. *Jour. Amer. Chem. Soc.* Vol. 51, pp: 360 – 370.
- PASSCHIER, C; TROUW, R (1998). *Microtectonics*. Ed. Springer. 289 pag.
- PERYT, T; M. (2000). Resedimentation of basin centre sulphate: middle miocene Banenian of Carphatian Foredeep, southern Poland. *Sedimentary Geology*, V 134, pp: 331-342.
- PERYT, T.M; ORTI, F; ROSELL, L. (1993). Sulfate platform basin transition of the lower Werra anhydrite (Zechstein, upper Permian), western Poland: facies and petrology. *Jour. Of Sedimentary Petrology*. V63 (4). 646-658.
- PETER, A.; RAGOT, J.P.; SIMA, A. (1970). Analyse du spectre de porosite de diferentes roches exploitées en carrière. 2^o Intern. Cong. ISRM. Belgrado. Pp: 221 – 227.
- PETTIJOHN, F.J. 1980. *Rocas Sedimentarias*. Eudeba Manuales 4^a Edición.
- PFEIFLE, T.W.; HANSEN, F.D. (1998). Database of mechanical and hydrological properties of WIPP anhydrite derived from laboratory-scale experiments. Contractor Report SAND98-1714. Sandia National Laboratories.
- PINA, C.M; BECKER, U. FERNANDEZ-DIAZ, L. (2000). Epitaxial growth of gypsum on anhydrite: in situ AFM observations and computer calculation. *Goldschmidt 2000*, September. Oxford, UK.
- POSNJAK, E. (1940). Deposition of calcium sulfate from sea water. *Amer. Jour. Fo Science*. V39, 539-568.
- POWER, W.H; FABUSS, B.M; SATTERFIELD, C.N. (1966). Transient solute concentration and phases changes of calcium sulfate in aqueous sodium chloride. *Journal of Chemical Engin. Data*. Vol 11. pp: 149 – 154.
- PRICE, N.J. (1964). A study of the time-strain behaviour of coal-measure rocks. *Int. Jour. Rock. Mech. Mining Sci.* Vol 1, pp: 277 – 303.
- PROENÇA, S.P.B. (2000). Elementos de mecânica do dano em meios contínuos. Texto N^o4. Curso: “Introdução à Mecânica do Dano e Fraturamento”.
- RAJU, K.U.G; ATKINSON, G. (1990). The thermodynamic of “scale ” mineral solubilities. 3. Calcium sulfate in aqueous NaCl. *J. Chem. Eng. Data*. Vol. 35. pp: 361 – 367.
- RAMSAY, J. (1977). *Plegamiento y fracturación de las rocas*. H. Blume Ed. Madrid, Espanha.
- RAUPENSTRAUCH, G.C. (1886). ÜBER DIE BESTIMMUNG DER Löslichkeit einiger salze in wasser bei verschiedenen temperaturen. *Silzungsber. Akad. Wiss. Wien*. 92II, pp 463 – 491.
- RICHARDS, T.C. (1933). On elastic constants of rock with seismic application. *Proc.Phys.Soc.*, v 45, n^o 246, pp 70-81.

- RICHTER-BERNBURG, G. (1972). Saline Deposits in Germany: a review and general introduction to the excursions. In: *Geology of Saline Deposits. Proceed. Of the Hanover Symp. UNESCO*, 1968, pp 275-287.
- RILEY, Ch,M & BYRNE, J.V. (1961). Genesis of primary structures in anhydrite. *Journal of Sedim. Petrol.* V 31, n°4, pp 553-559.
- RUSSELL, J.B. (1994). *Química geral*. 2ª Edição. Pearson Education do Brasil. São Paulo. Vol. I e II.
- RUTTER, E.H. (1993). The mechanics of natural. In: *Comprehensive Rock Engineering: Principles, Practice & Projects*. J.A.Hudson. Cap.3. Vol 1. pag: 63-92.
- SAHORES.J. (1962). Contribution a l'étude des phenomenes mécaniques accompagnant l'hydratation de l'ánhidrite. Thèse University Toulouse, Ver. Materiaux de Construction Pub. Tec. (126).
- SCHILLER,W. (1912). La alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la Provincia de San Juan. *An.Min. Agric. Secc. Geol., Mineralog., y Minería*, Bs As, 7 (5).
- SCHUPPE, F. (1961). Zur standfestigkeit von bergfesten im Salzbergbau. *Bergakad*, 13, H2, pp 59-62.
- SENSENY P.E, HANSEN F.F, RUSSELL J.E, CARTER N.L e HANDIN J.W. (1992). Mechanical behaviour of rock salt: phenomenology and micromechanisms. *Int.J.Rock Mech. Mining Sci.* Vol. 29. N°4: 363-378.
- SHEARMAN, D.J; MOSSOP, G; DUNSMORE, B.A. MARTIN, M. (1972). Origin of gypsum veins by hydraulic fracture. *Trans. Of the Instit. Of Mining and Metallurgy*. Vol. 81. Sect. B, Appl. Earth Science, pp: B149- B155.
- SHEOREY, P.R. (1997). *Empirical rock failure criteria*. Rotterdam; Brookfield , VT : A.A. Balkema, 176 p.
- SIEVERT, T; WOLTER, A; SINGH, N.B. (2004). Hydration of anhydrite of gypsum (CaSO_4II) in a ball mill. *Cement and Concrete Research*.
- SILVEIRA, A. (1963). Algumas considerações sobre filtros de proteção: uma análise do carreamento. Tese (Doutorado). EDUSP. 49p.
- SINGH, N.B. (2003). Effect of activator K_2SO_4 on the hydration of anhydrite of gypsum (CaSO_4II). *J. Amer. Ceram. Soc.* (Communicated 2003).
- SINGH. D.P. (1975). A study of creep of rocks. *IJRM M Sci.* V12 (9) 271-276
- SKINNER, W.J. (1959). Experiments on the compressive strength of anhydrite. *The Engineer*. Pag. 255-259 e 288- 292.
- SONNENFELD, P; PERTHUISOT, J.P. (1989) Brines and evaporites. *American Geophysical Union*, 126 p. Série Short course in geology ; v. 3. Notas "Short course presented at the 28th International Geological Congress, Washington, D.C."
- STEINER W. (1993). Swelling Rocks in Tunnels: Rock Characterization, Effect of Horizontal Stresses and Construction Procedures. *Int. Jour. Rock Mech. Min Sci. & Geomechn. Abstr.* Vol. 30, (4) pag: 361-380.
- STEINER W. (1996). Tunneling in Squeezing Rocks: Case Histories. *Rock Mech. And Rock Engng.* Vol 29. (4) pag: 211-246.
- STOWE, R.L. (1985). Creep test of WIPP site anhydrite core. Miscellaneous paper SL-85-13. Depart. Of the Army, Waterways Exp. Station, Corps of Engineers.
- TABER,S. (1916). The growth of crystals under external pressure. *American Journal of Science*. 4th Series, Vol. 26, pp:532-556.
- TAKEIA. 2000. Análise experimental de estruturas. Apostilhas de aulas. EESC – USP.

- TESTA, G; LUGLI, S. (2000). Gypsum-anhydrite transformation in Messinian evaporites of central Tuscany (Italy). *Sedimentary Geology*. V130. (3-4) 249-268.
- TORIUMI, T; HARA, R. (1938). On the transition point of calcium sulfate in water and concentrated sea water. *Tohoku Imperial University Technical Report, Japan*, Vol 12, pp: 17-20.
- TOURENQ, C. E FOURMAINTRAUX, D. 1974. L'Indice de qualite des Roches. Quelques applications. 2nd International Congress of the IAEG
- TOURENQ, CL. & DENIS, A. (1970). La résistance à la traction des roches. Rapport de Recherche N°4. Laboratoires des Ponts et Chaussées. 40p.
- UDDEN, J.A. (1924). Laminated anhydrite in Texas. *Geol. Soc. Of Amer. Bull*, V 35, pp 347-354.
- VALYASHKO, M.G. (1972). Playa lakes – a necessary stage in the development of a salt bearing basin. In: *Geology of Saline Deposits. Proceed. Of the Hanover Symp. UNESCO, 1968*. Pp 41-51.
- VAN'T HOFF J.H, ARMSTRONG, E.F, HINRICHSSEN, W; WEIGERT, F; JUST, G. (1903).
- VUTUKURI, V.S; LAMA, R.D. (1978). Hanbook on mechanics properties of rocks. Trans Tech. Series on rock and Soil Mechanics. Vol. 1.
- WAWERSIK, W.R. (1985). Determination of steady State Creep rates and activation parameters for rock salt. Em: *Measurements of rock properties at elevated pressures and temperatures*. ASTM STP 869. H.J. Pincus e E.R. Hoskins Ed. American Society for Testing and Materials. Pp: 72-92.
- WAWERSIK, W.R. & PREECE, D.S. (1981). Creep testing of salt – Procedures, problems and suggestions. *Proc. First Conference The Mechanical Behaviour of Salt*. Trans tech Publication. 421-449.
- WICHTER L. (1991). Horizontal stresses in anhydriteous rock. 7^o Intern. Cong. On Rock Mechanics. Aachen, Alemanha. Pp: 367 –370.
- WILLIAMS-STROUD, S.C. & J. PAUL. (1997) Initiation and growth of gypsum piercement structures in the Zechstein Basin. *J. of Structural Geology*. Vol. 19. N°7. pp. 897-907.
- WINKEL, B.V; GERSTLE, K.H; KO, H.Y. (1972). Analysis of time-dependent deformations of opening in salt media. *I. Jour. Rock Mech. Min. Science*. Vol. 9, N°2. Março, 1972. pp: 249 –260.
- WINKLER, E.M; WILHELM, E.J. (1970). Salt burst by hidration pressures in architectural stone in urban atmosphere. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol 81, pp: 567 – 572.
- WINKLER, E.M; SINGER, P.C. (1972). Crystallization pressure of salts in stone and concrete. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol 83, pp: 3509 – 3514.
- WILTSCHKO, D.V; MORSE, J.W. (2001). Crystallization pressure versus “crack seal” as the mechanism for banded veins. *Geology*, Vol. 29, N°1, pp: 79-82.
- WITTKE, W. (1990). *Rock Mechanics: Theory and Applications with Case Histories*. Springer – Verlag Ed. 1076 pag.
- WEAVER, CH. (1931). *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentine*. Mem. Univ. Washington, vol.1.
- WOHNLICH M. (1976). Sulphatic rocks in Switzerland. *Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol*. N°13, pp: 39 – 43.
- WOODFORD, D.A. (1969). Measurement and interpretation of the stress dependence of creep at low stress. *Mat. Sci. Engr.* 4, 146.

- XIE PING; BEAUDOIN, J.J. (1992a). Mechanism of sulphate expansion I: Thermodynamic principle of crystallization pressure. *Cement and Concrete Research*, Vol. 22, pp 631 – 640.
- XIE PING; BEAUDOIN, J.J. (1992b). Mechanism of sulphate expansion II: Validation of Thermodynamic theory. *Cement and Concrete Research*, Vol. 22, pp 845 – 854.
- YILMAZ, I.; SENDIR, H. (2002). Correlation of Schmidt hardness with unconfined compressive strength and Young's modulus in Gypsum from Sivas (Turkey). *Eng. Geol.* N° 66, pp: 211 – 219.
- YUSER, E. 1982. Engineering Properties of evaporites and evaporitic formations in Turkey. *Bull IAEG*. (25). 107-110.
- ZANBAK, C & ARTHUR, R.C. (1986). Geochemical and engineering aspects of anhydrite/gypsum phase transitions. *Bull. Assoc. Eng. Geol.* V 23, n° 4, pp 419-433.
- ZDANOVSKY.A.B. (1949). Heterogeneous salt eqyulibria. *Trudy. Vses. Nauch-Issled. Inst. Galurgii*. Vol. 21. pp: 336 – 358.
- ZEN, E-AN. (1965). Solubility measurements in the system $\text{CaSO}_4\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ at 35°, 50° and 70°C and one atmosphere pressure. *Jour. Of Petrology*, Vol 6, part 1: 124-164.

APÉNDICE I

Curvas

Volume Injetado vs Pressão de Injeção

Ensaio de Porosimetria de Mercúrio

APÉNDICE II

Ensaio de Compressão Diametral

Ensaio de Compressão Diametral Gipsita Alabastro

Amostra	σ_t MPa	Modulo de Deformabilidade GPa	Coefficiente de Poisson
GACD-1	0.58	15.60	0.28
GACD-2	0.71	-	-
GACD-3	0.65	34.50	0.86
GACD-4	0.49	-	-
GACD-5	0.60	-	-
GACD-6	0.53	-	-
GACD-7	0.29	21.00	0.50
GACD-9	0.52	5.75	0.16
média	0.55	19.21	0.45
Desvio Padrão	0.13	11.99	0.31
CV(%)	23.09	62.40	68.33
Mínimo	0.29	5.75	0.16
Máximo	0.71	34.50	0.86

Ensaio de Compressão Diametral Gipsita Maciça

Amostra	σ_t MPa	Modulo de Deformabilidade GPa	Coefficiente de Poisson
MSCD-3	4.13	16.50	0.16
MSCD-4	2.64	27.65	0.09
MSCD-4b	4.69		
MSCD-3	2.71		
média	3.54	22.08	0.13
Desvio Padrão	1.03	7.88	0.05
CV(%)	29.03	35.72	39.60
Mínimo	2.64	16.50	0.09
Máximo	4.69	27.65	0.16

Ensaio de Compressão Diametral

Gipsita Bandada Araripe		Gipsita Nodular Araripe	
Amostra	σ_t MPa	Amostra	σ_t MPa
GIPARBA-1	2.66	GIPARNO-1	2.78
GIPARBA-2	3.16	GIPARNO-2	3.26
GIPARBA-3	3.13	GIPARNO-3	3.79
GIPARBA-4	2.82	GIPARNO-4	2.91
GIPARBA-5	2.93	GIPARNO-5	3.48
GIPARBA-6	2.68	GIPARNO-6	4.23
média	2.90	média	3.41
Desvio Padrão	0.22	Desvio Padrão	0.55
CV(%)	7.44	CV(%)	16.01
Mínimo	2.66	Mínimo	2.78
Máximo	3.16	Máximo	4.23

Ensaio de Compressão Diametral Gipsita Laminar			
Amostra	σ_t MPa	Modulo de Deformabilidade GPa	Coefficiente de Poisson
GLCD-1	4.71	21.75	0.25
GLCD-3	5.37	23.25	0.17
GLCD-4	4.58	-	-
GLCD-5	4.40	-	-
GLCD-7	2.79	-	-
GLCD-9	5.67	-	-
GLCD-10	5.20	27.69	0.02
GLCD-11	5.38	-	-
GLCD-12	5.23	27.62	0.01
GLCD-13	3.65	20.75	0.09
GLCD-15	4.88	23.75	0.10
GLCD-16	3.43	7.75	0.14
GLCD-17	5.25	20.92	0.04
GL1CD-01	5.27		
GL1CD-02	4.21		
GL1CD-03	5.16		
GL1CD-04	4.62		
GL1CD-05	6.06		
GL1CD-06	4.34		
GL1CD-08	3.75		
GL1CD-09	4.80		
GL1CD-10	5.52		
CDB2-a	2.75		
CDB2-b	2.82		
CDB2-c	3.36		
CDB3-a	5.41		
CDB3-b	3.59		
CDB3-c	3.66		
média	4.50	21.69	0.10
Desvio Padrão	0.95	6.25	0.08
CV(%)	21.10	28.83	80.07
Mínimo	2.75	7.75	0.01
Máximo	6.06	27.69	0.25

Ensaio de Compressão Diametral Anidrita Auquilco

Amostra	σ_t MPa	Modulo de Deformabilidade GPa	Coefficiente de Poisson
MS8D	4.78	-	-
MS9D	6.73	66.25	0.14
MS12D	7.06	47.50	0.21
MS13D	9.54	65.98	0.18
MS15D	9.39	83.00	0.29
MSCD-10b	3.33		
média	6.81	65.68	0.21
Desvio Padrão	2.46	14.50	0.06
CV(%)	36.22	22.08	30.98
Mínimo	3.33	47.50	0.14
Máximo	9.54	83.00	0.29

Ensaio de Compressão Diametral Anidrita Muribeca

Amostra	σ_t MPa	Modulo de Deformabilidade GPa	Coefficiente de Poisson
TVCD-1	7.16	-	-
TVCD-2	8.85		
TVCD-3	4.81		
média	6.94		
Desvio Padrão	2.03		
CV(%)	29.18		
Mínimo	4.81		
Máximo	8.85		

APÉNDICE III

Ensaio de Compressão Uniaxial e Triaxial

APÉNDICE IV

Ensaaios de Fluência