

2 Fundamentos da geomecânica das rochas salinas

2.1. Introdução

O sal é um material geológico que há séculos tem feito parte das atividades humanas e despertado interesse das mais diversas áreas de pesquisa, sobretudo a geologia e engenharia. Mesmo dentro dessas duas áreas que compreendem um vasto universo científico, observa-se uma pluralidade na compreensão da gênese, de fenômenos e de comportamentos relacionados ao sal.

Do ponto de vista de engenharia de materiais, Callister (2008) define o sal-gema⁴ como um material cerâmico, inorgânico e de ligação atômica iônica. O caráter iônico e a estrutura cristalina têm relação direta com o mecanismo de fluência proeminente nessas rochas. Geologicamente, para Mohriak & Szatmari (2009), sais “não são propriamente rochas – são solúveis, vieram de líquidos e a eles retornam assim que possível”. Esses autores caracterizam os sais como rochas temporárias ou móveis, movimento esse que pode ser analisado sob enfoque químico, no que diz respeito à dissolução, e físico, quanto ao fluxo sólido por fluência.

Na mecânica das rochas, a conceituação do sal pode ser um consenso físico entre as duas áreas anteriormente mencionadas. Segundo Baar (1977), rochas salinas em campo são altamente dúcteis e exibem comportamento plástico. Apresentam resistência relativamente baixa, estão próximas à transição entre rochas brandas e duras⁵ e exibem alta mobilidade devido ao comportamento viscoso associado aos regimes elástico e plástico. Uma vez que o presente estudo é mecanicista, ou seja, focado na descrição mecânica do comportamento das rochas salinas, será considerada essa conceituação.

⁴ O termo “sal-gema” é utilizado para denominar rochas salinas na forma de camadas ou domos depositados na sub-superfície terrestre.

⁵ De acordo com o critério de resistência do *International Society for Rock Mechanics (ISRM)*, rochas com resistência a compressão simples superior a 20 MPa são consideradas duras. Valores inferiores (mas superiores a 0,5 MPa) caracterizam rochas brandas.

Uma revisão bibliográfica sobre os fundamentos da geomecânica das rochas salinas mostra o legado deixado pela indústria da metalurgia e da mineração. A mineração contribuiu com a maior parte do arcabouço teórico e empírico sobre o comportamento macroscópico das rochas salinas, com parâmetros para a quantificação desse comportamento, além da própria observação e classificação dessas rochas. Baar (1977) e Jeremic (1994) apresentam compêndios sobre a mecânica das rochas salinas com enfoque para mineração. Já a metalurgia – leia-se resistência dos materiais aplicada à metais –, contribuiu com grande parte da conceituação fenomenológica do mecanismo de fluência, em escala microscópica, visto que metais também apresentam tal mecanismo. Esse ramo da engenharia postulou uma analogia prática entre os metais e os sais quanto à deformabilidade por fluência. Outro compêndio sobre rochas salinas, nacional e mais recente, foi apresentado por Mohriak *et al.* (2009), com ênfase na geologia do petróleo.

2.2. Definições e propriedades básicas

Rochas salinas são evaporitos, isto é, rochas formadas a partir da cristalização de minerais precipitados pela evaporação da água salgada, apresentando ânions cloreto, carbonato ou sulfato. Existem diversas hipóteses a respeito da gênese dessas rochas, mas que fogem ao escopo desta pesquisa. O leitor interessado deve reportar-se a Jeremic (1994) e Mohriak & Szatmari (2009).

Nem todos os evaporitos exibem comportamento de fluência relevante para fins de engenharia. Para essa distinção entre evaporitos, cita-se Baar (1977, tradução nossa):

“Rochas salinas são detentoras de propriedades físicas raras e exibem comportamento mecânico único, conforme mostrado nos aspectos geológicos tratados no capítulo anterior. Entretanto, o comportamento mecânico de rochas evaporíticas não salinas se assemelha ao das rochas sedimentares mais comuns.

Essa é a razão pela qual é indispensável distinguir rochas salinas de outros evaporitos, como anidrita ou dolomita, no que diz respeito às propriedades físicas e ao comportamento mecânico. Essa distinção é particularmente necessária em análises de deformações causadas pela remoção do sal em depósitos evaporíticos em grandes profundidades, independentemente do sal ser removido por desmonte convencional, por dissolução, por solubilização natural ou por fluxo plástico.”

O comportamento de fluência, traduzido em deformações lentas e contínuas, é um fenômeno cuja compreensão é fundamental para a mecânica das rochas salinas, a ser tratada e aprofundada no item 2.5. Entretanto, essas rochas apresentam outras propriedades que devem ser mencionadas.

Sua porosidade e permeabilidade são funcionalmente nulas, sugerindo uma capacidade selante que torna as rochas salinas muito propensas ao aprisionamento de fluidos e gases, bem como, em conjunto com a fluência, o encapsulamento de materiais de descarte. Outra conclusão que segue é o fato de, idealmente, não existe poropressão atuando em sais.

Desprezando-se a porosidade do sal, é possível também sugerir que ele não sofre efeito de compactação – é incompressível e sua densidade pode ser assumida constante com a profundidade. Entretanto, a postulada ausência de compactação leva à hipótese de que o comportamento geomecânico dos sais independe do confinamento, o que contraria princípios tradicionais da geotecnia. O efeito do confinamento, embora usualmente desconsiderado, requer maior atenção, sobretudo na transição entre comportamento frágil e dúctil.

Outra propriedade das rochas salinas que merece destaque é a capacidade de cura ou cicatrização (conhecida pelo termo em inglês *self-healing*). Com isso, devido às deformações lentas do sal mesmo para um elevado nível de deformações, descontinuidades, trincas e fraturas podem ser fechadas naturalmente, retornando à condição íntegra. Esse mecanismo é tratado de modo mais aprofundado por Dusseault (1989). Naturalmente, a capacidade de cura é extremamente desejável para a estanqueidade no armazenamento de material.

Rochas salinas comuns têm resistência à compressão simples em torno de 35 a 40MPa. Esses valores fazem com que o sal seja comparável ao concreto de construção civil, com vantagem para o primeiro, que pode suportar níveis de deformação de cerca de 25% sem gerar trincas e fissuras irreversíveis devido à sua capacidade de cura (Dusseault *et al.*, 1987).

Com relação à escavabilidade, apresentam dureza baixa (cerca de 2,5 na escala de Mohs – Mohriak & Szatmari, 2009), sendo facilmente perfuradas ou escavadas e apresentando boa conformidade com a geometria de projeto.

Cabe também ressaltar a solubilidade das rochas salinas em água. Essa propriedade é particularmente desvantajosa em obras geotécnicas, tornando essas

rochas muito susceptíveis a desgastes por erosão, lixiviação e dissolução quando não devidamente isoladas do fluxo de água.

Por fim, do ponto de vista geotérmico, sais apresentam alta condutividade térmica, podendo, no caso da halita, alcançar até o triplo da condutividade térmica das demais rochas sedimentares (Mohriak & Szatmari, 2009).

2.3. Principais rochas salinas

As principais rochas salinas presentes nas formações evaporíticas brasileiras são a halita, silvinita, carnalita e taquidrita. Existem outras, além dos evaporitos sem comportamento de fluência relevante, como anidrita e dolomita, mas por fugirem ao objetivo desta pesquisa não serão tratadas aqui, uma vez que o foco é o comportamento a fluência das rochas salinas típicas do Brasil.

A halita representa a rocha salina comum, implicitamente referenciada em publicações como sal (*salt*, *rock salt* ou *salt rock*) e até como evaporito. Ela provém da cristalização do mineral homônimo, composto por cloreto de sódio. O percentual de halita (mineral) na rocha varia de campo para campo, e isto influencia a mobilidade da rocha. Halitas do Golfo do México, por exemplo, apresentam nível de pureza da ordem de 94% (Wilson *et al.*, 2003), já as brasileiras frequentemente estão associadas a estreficações com outros evaporitos ou rochas sedimentares comuns.

A silvinita é proveniente da cristalização dos minerais halita e silvita – cloretos de sódio e de potássio, respectivamente –. Com frequência, é referenciada simplesmente como potássio (*potash*), devido à silvita. O percentual de silvita na silvinita também varia, entretanto, para fins de mobilidade, normalmente ela é quantificada como halita, por possuírem uma rede cristalina similar (Baar, 1977).

A carnalita é uma rocha salina resultante da cristalização do mineral homônimo – cloretos de potássio e magnésio e água. Sua estrutura cristalina facilita a formação de planos translacionais de mobilidade para os cristais – esses, com frequência, são fortemente geminados (Dreyer *apud* Baar, 1977). O resultado dessa dinâmica cristalina é uma rocha de alta mobilidade. Além disso, a carnalita é um sal muito solúvel.

A taquidrita é uma variação da carnalita, provém da cristalização do mineral também de mesmo nome, composto por cloretos de cálcio e magnésio e água.

Apresenta altíssima solubilidade, mobilidade e higroscopia (Mohriak & Szatmari, 2009).

A Tabela 2.1 apresenta as principais propriedades físicas das quatro rochas salinas em apreço.

Tabela 2.1 – Principais rochas salinas (a partir de Fairhurst *et al.*, 1979; Mohriak *et al.*, 2009 e Poiate Jr., 2012).

Rocha Salina	Composição Química	Peso Específico (kg/m ³)	Resistência a Compressão Simples (MPa)
Halita	 NaCl	2170,0	37,3
Silvinita	 KCl.NaCl	1860,0	42,3
Carnalita	 $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$	1570,0	19,7
Taquidrita	 $CaCl_2 \cdot MgCl_2 \cdot 12H_2O$	1700,0	3,0

Conforme mencionado, no contexto brasileiro é comum que essas rochas estejam associadas a estratificações com outras rochas evaporíticas ou não. A Figura 2.1 apresenta três testemunhos de rochas salinas. Em (a), é mostrada uma intercalação característica dos ambientes salinos associados à exploração de

hidrocarbonetos e a disposição de resíduos: uma camada de halita (em cinza) e uma camada de anidrita (em branco). Em (b), também associada aos mesmos ambientes, tem-se uma intercalação entre halita (em branco) e material argiláceo (em marrom). Em (c), tem-se um testemunho de silvinita.

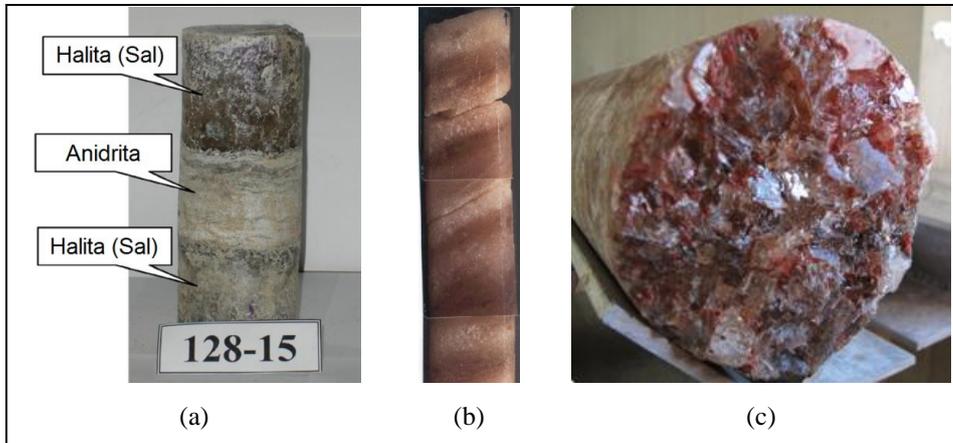


Figura 2.1 – Testemunhos de rochas salinas (Liang *et al.*, 2006, tradução nossa, Silva *et al.*, 2000 e Vale S.A., respectivamente).

A Figura 2.2 apresenta uma intercalação de carnalita (vermelho escura) com silvinita, da Mina Taquari-Vassouras.

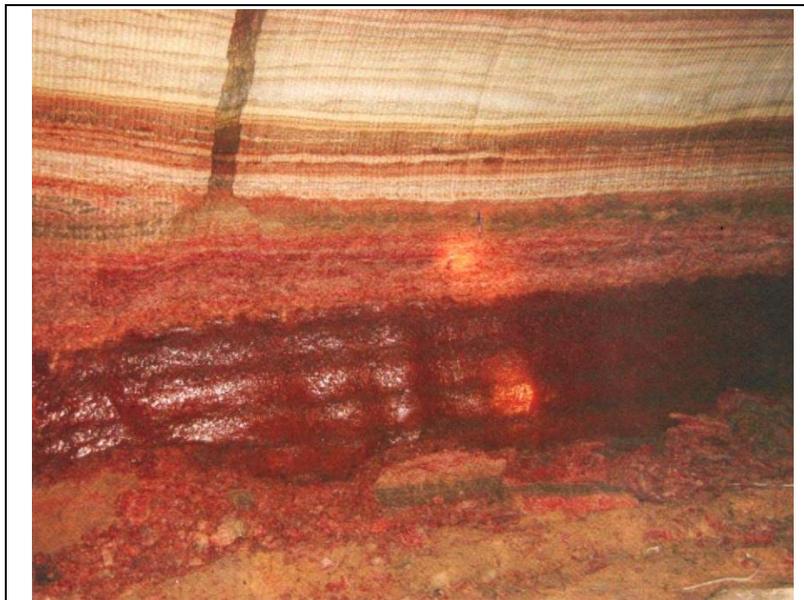


Figura 2.2 – Estratificação de rochas salinas em galeria da Mina Taquari-Vassouras (Machado & Szatmari, 2009).

A Figura 2.3 apresenta uma estratificação de halita e silvinita de uma galeria de mineração no depósito de potássio de Starobin, em Belarus. Estratificações semelhantes podem ser encontradas na Mina Taquari-Vassouras.



Figura 2.3 – Estratificação de rochas salinas em galeria de mineração no depósito de potássio de Starobin (http://www.belarus.by/rel_image/2873).

2.4. Evaporitos e a indústria

Desde os primórdios da civilização, as rochas evaporíticas estiveram presentes na indústria, ou seja, no conjunto de atividades exploratórias, de desenvolvimento e comerciais do homem. Segundo Baar (1977), rochas salinas podem ter sido uma das primeiras contempladas pelas atividades de mineração. A Figura 2.4 mostra os principais depósitos evaporíticos do mundo. Ao redor desses depósitos, atividades especialmente de mineração e de energia se concentram e estudos são necessários para a viabilização desses empreendimentos.

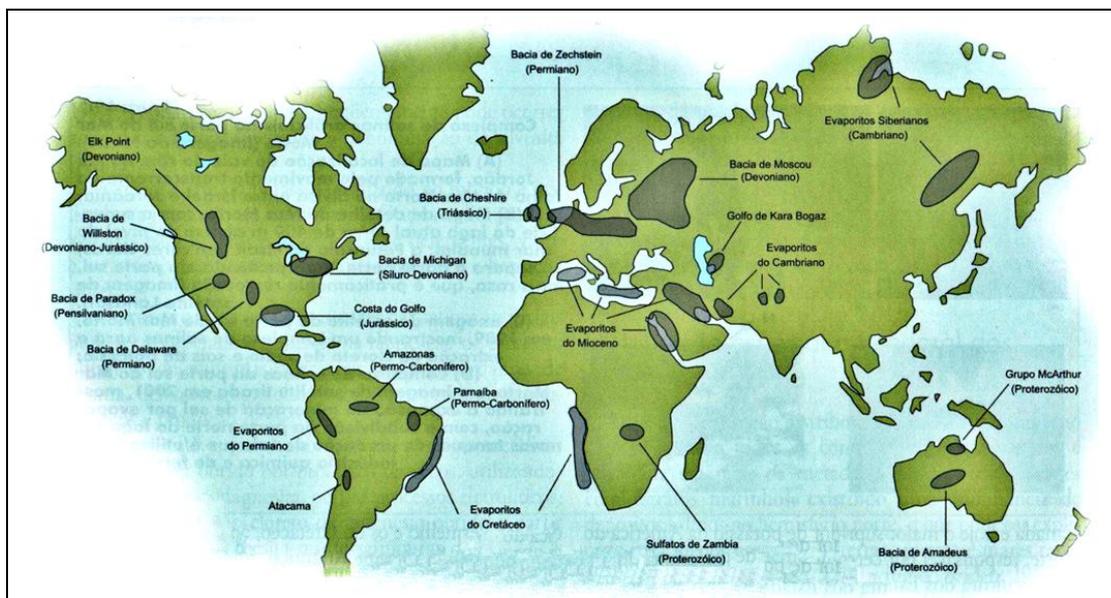


Figura 2.4 – Depósitos evaporíticos no mundo (a partir de Tucker, 1988 *apud* Florencio, 2009).

Florencio (2009) aponta que “evaporitos são economicamente importantes por serem fontes de matéria-prima de diversos produtos”. Com o evoluir da

mecânica das rochas, propriedades peculiares das rochas salinas despertaram a atenção dos pesquisadores não somente quanto aos seus potenciais de extração, mas também quanto ao armazenamento de elementos importantes.

Depósitos evaporíticos despertam o interesse da indústria de mineração pela grande propensão ao acúmulo de potássio (Florencio, 2009), bem como para o descarte de resíduos tóxicos como rejeitos nucleares (Munson & DeVries, 1991). Na indústria do petróleo, camadas salinas sugerem a presença de hidrocarbonetos aprisionados abaixo delas, podendo ser um grande indício de sucesso na produção (Costa *et al.*, 2005). Para Falcão (2009), “sais são selos quase perfeitos para acumulações abaixo deles”. Além disso, cavernas abertas em domos salinos podem ser utilizadas para o armazenamento estratégico de hidrocarbonetos (Costa *et al.*, 2012).

No entanto, em todos esses casos, os depósitos salinos desafiam a engenharia quanto a técnicas de previsão de comportamento geológico, geotérmico, geomecânico, químico, dentre outros, bem como estratégias construtivas simultaneamente seguras e economicamente viáveis.

No atual contexto brasileiro, a dinâmica entre evaporitos e indústria é baseada na exploração do potássio, petróleo e gás. O potássio é um elemento químico muito importante para a produção de fertilizantes e outros produtos químicos. O Brasil não é autossuficiente nessa área e toda sua produção provém da Mina Taquari-Vassouras. Essa mina está situada no município de Rosário do Catete/SE e é operada pela Companhia Vale do Rio Doce S.A. (CVRD, atualmente Vale S.A.) desde o início da década de 90. A Figura 2.5 apresenta um painel da mina.

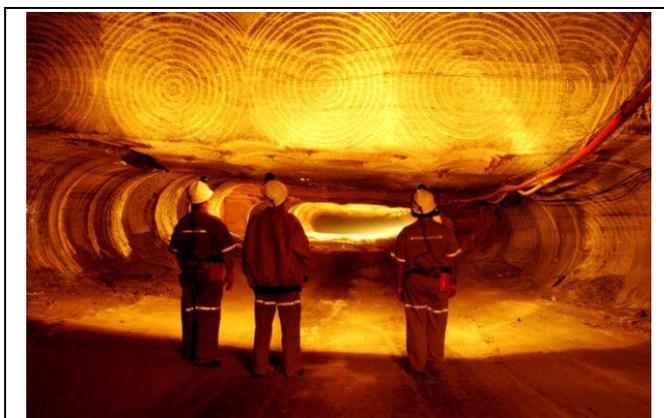


Figura 2.5 – Painel da Mina Taquari-Vassouras (Agência Vale).

Com relação ao enfoque energético – petróleo e gás –, Florencio (2009) aponta uma “íntima associação entre evaporitos, carbonatos e hidrocarbonetos”. Evaporitos e carbonatos desempenham funções de aprisionador e reservatório, respectivamente. As duas rochas caracterizam o sistema petrolífero do pré-sal, conforme esquematizado na Figura 2.6.

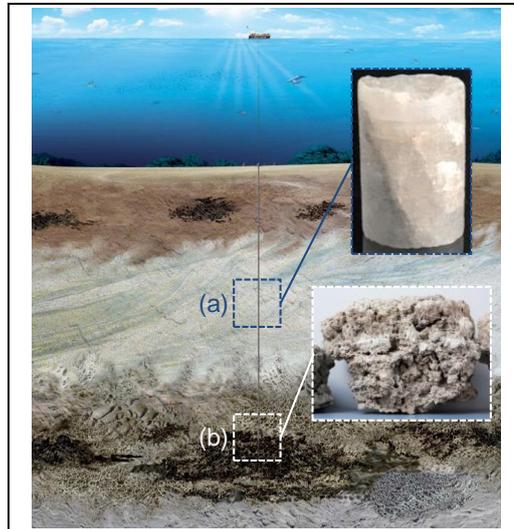


Figura 2.6 – Esquematização do sistema petrolífero do pré-sal: (a) evaporito (sal) e (b) carbonato (adaptado de Christante, 2009 e Mohriak *et al.*, 2009).

Atualmente, a exploração de hidrocarbonetos do pré-sal brasileiro dá-se em grandes bacias sedimentares oceânicas (*off-shore*), a saber: Bacia de Santos, Bacia de Campos, Bacia do Espírito Santo e Bacia de Sergipe-Alagoas (Figura 2.4). Em Sergipe, existem também reservas terrestres (*on-shore*) – nas quais foram perfurados poços de estudo atravessando evaporitos, ao término da década de 50. Esses, além de iniciarem o estudo do pré-sal brasileiro, encontraram a presença de potássio, originando posteriormente a Mina Taquari-Vassouras (Machado & Szatmari, 2009).

Neste contexto, fica evidente a relevância da geomecânica das rochas salinas como área de pesquisa fundamental para a exploração energética e de mineração no Brasil.

Com relação à estocagem de hidrocarbonetos em cavernas abertas em domos salinos, pode ser mencionado o *SPR* (*Strategic Petroleum Reserve*), no Golfo do México, Estados Unidos. Quanto a cavernas para descarte de resíduos, a menção mais fundamental é o *WIPP* (*Waste Isolation Pilot Plant*), no Novo México, também nos Estados Unidos. Esses dois empreendimentos, especialmente o segundo, foram grandes promotores de avanços na mecânica das

rochas salinas, por meio dos desenvolvimentos realizados pelos laboratórios SANDIA e RE/SPEC (Mellegard & Munson, 1997).

2.5. Comportamento à fluência

Ao contrário da grande maioria das rochas, nas quais a estabilidade das intervenções é avaliada com base em um determinado critério de ruptura, em sais, o mecanismo de fluência torna-se uma condicionante mais relevante para essas análises do que a possibilidade de ruptura. As deformações lentas e contínuas prevalecem sobre as trincas e fraturas, que tendem inclusive a ser fechadas devido à capacidade de cura do sal.

À princípio, faz-se necessário definir e contextualizar o comportamento de fluência das rochas salinas. A fluência consiste na ocorrência progressiva de deformações plásticas em regime de tensão e temperatura constantes. Segundo Baar (1977), rochas salinas *in situ* apresentam comportamento elasto-plástico, altamente dúctil. O sal comporta-se como um material elástico até que ocorra uma alteração no estado de tensões cuja diferença entre as tensões principais exceda o limite de elasticidade do mesmo. Sucedendo isto, o material começa a se deformar plasticamente por fluência até que um novo limite de elasticidade seja estabelecido. A depender do nível de deformações plásticas e do tempo, danos relacionados à trincas e fraturas podem ocorrer.

As obras de engenharia em maciços rochosos salinos, tais como minas subterrâneas e a céu aberto, galerias, túneis, cavernas e poços de petróleo, implicam na remoção de material e, conseqüentemente, o desconfinamento do material circundante. Com isso, são provocadas alterações no estado de tensões do maciço, deflagrando o comportamento de fluência.

Apesar das estruturas de suporte, como cambotas metálicas, concreto projetado e tirantes, no caso de túneis, e o preenchimento com fluido e revestimento metálico, no caso de poços, a reposição das tensões confinantes aliviadas é apenas parcial. Somente as deformações decorrentes do desconfinamento são controladas pelos suportes, reduzindo a capacidade de deformação do sistema.

Goodman (1989) observa que além das rochas salinas, folhelhos compactados e arenitos betuminosos apresentam comportamento à fluência,

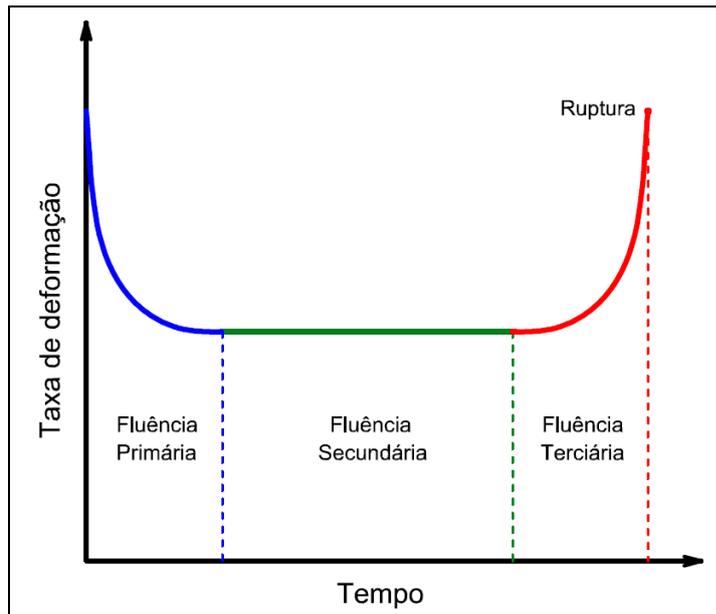


Figura 2.8 – Curva genérica de taxa de fluência ao longo do tempo (a partir de Poiate Jr., 2012).

2.5.1.1. Fluência primária (*Transient creep*)

A fluência primária, também conhecida como transiente, corresponde ao trecho inicial da curva de deformações, iniciando-se logo após a deformação elástica ($\epsilon_{Elástica}$) do material. Por conta do endurecimento (*hardening*), a taxa de deformação diminui ao longo do tempo até atingir um valor constante, ponto a partir do qual a fluência secundária tem início – Figura 2.8.

A compreensão dos mecanismos responsáveis por essa fase da fluência em rochas salinas *in situ* não é unânime. A partir da teoria da plasticidade, o endurecimento pode ser controlado pela própria deformação ou pelo tempo, em mecanismos conhecidos como *strain hardening* e *time hardening*, respectivamente.

Botelho (2008) apresenta ambas as teorias de endurecimento, distinguindo as condições de carregamento para as quais elas são indicadas. Segundo ele, o endurecimento devido ao tempo (*time hardening*) é indicado para a previsão de deformações de longo prazo quando o estado de tensão varia pouco. Já o endurecimento por deformação (*strain hardening*) é indicado para situações em que ocorrem variações relevantes no estado de tensão ao longo do tempo.

Como nas escavações e perfurações, o desequilíbrio de tensões (e posterior alívio de tensões) ocorre somente nas adjacências, mas não no maciço como um todo, entende-se que o endurecimento devido ao tempo (*time hardening*) é a teoria

de endurecimento que melhor representa a maioria das obras geotécnicas em rochas salinas.

Apesar do endurecimento por deformação (*strain hardening*) ser observado em ensaios de laboratório convencionais para análise de fluência, tais como uniaxial e triaxial, Baar (1977) nega a ocorrência desse mecanismo em rochas salinas *in situ*. O autor frisa que a deformação por fluência a longo prazo em sais não é afetada pelo endurecimento por deformação – isto é evidenciado por taxas de fluência constantes sob condições constantes.

Da Figura 2.7, trajetória APQR, verifica-se que na fase primária, as deformações ainda são integralmente reversíveis. Uma vez suspenso o carregamento, o material recupera instantaneamente a deformação elástica. A recuperação da deformação correspondente à fluência primária ocorre ao longo de um intervalo de tempo, mas também é idealmente integral.

Todavia, cabe ressaltar que na prática da engenharia de petróleo e de mineração a variação nas tensões provocada pela perfuração ou escavação é irreversível. Tal hipótese somente é pertinente para fins acadêmicos (Jeremic, 1994).

Costa *et al.* (2010) entendem que, pelo fato da fluência primária (transiente) desenvolvida em aplicações típicas de mineração e de perfuração de poços ser rápida e completamente dissipada, essa fase pode ser considerada inclusa nas deformações elásticas iniciais em simulações numéricas, isto é, desprezada como fase isolada da fluência.

2.5.1.2. Fluência secundária (*Steady-State creep*)

O trecho central da curva, representado idealmente por uma reta, corresponde à fluência secundária, estacionária ou permanente. Assume-se que nessa fase, as deformações por fluência ocorrem em taxa constante no tempo, desde que as condições de carregamento e de temperatura permanecem constantes – Figura 2.8.

Na mecânica das rochas salinas, a fluência secundária é a fase melhor compreendida, simulada e verificada em campo. A maior parte das observações fenomenológicas e idealizações micromecânicas são dedicadas a essa fase (ver item 2.5.2). A literatura é unânime em afirmar que a fluência secundária é

predominante no comportamento à fluência das rochas salinas em campo, evidenciada também pela formação de geleiras e domos salinos (Dusseault *et al.*, 1987).

A partir da Figura 2.7, trajetória APTUV, verifica-se que na fase secundária da fluência, as deformações são parcialmente reversíveis, caso o carregamento seja suspenso. Todavia, conforme mencionado no item 2.5.1.1, a hipótese de reversão das tensões desviadoras nos contextos abordados é puramente acadêmica (Jeremic, 1994).

2.5.1.3. Fluência terciária (*Accelerative creep*)

A fluência terciária, ou acelerativa, corresponde ao trecho ascendente final da curva típica de fluência (Figura 2.7). Nessa fase, a taxa de fluência deixa de ser constante, crescendo exponencialmente ao longo do tempo, conforme mostra a Figura 2.8.

A hipótese de processo isocórico, adotada para o regime visco-elástico e para a lei de fluxo não é mais válida, uma vez que na fase terciária o regime já seria predominantemente visto-plástico. Segundo Costa *et al.* (2005) e Jeremic (1994), na fase terciária, o material tende a dilatar, aumentando seu volume através do micro-fraturamento e, a seguir, rompe bruscamente.

A aceitação desse fenômeno em rochas salinas é unânime com relação ao efeito do tempo, entretanto não o é com relação a altos níveis de deformação *in situ*, sobretudo devido à capacidade de cura, que é intrínseca a essas rochas. Cita-se Dusseault (1989, tradução nossa):

“A fluência estacionária contínua sem o desenvolvimento da fase terciária em ensaios de campo e de laboratório confirma o balanço entre o fissuramento e o recozimento; um importante corolário é que o dano não é cumulativo em rochas salinas. O conceito de uma deformação crítica que leva à fluência terciária provavelmente não é válida para rochas salinas; os processos estacionários da fluência claramente existem e atuam nos intervalos de tensão de interesse [da mineração]”.

À depender das condições de contorno, a simulação da fluência terciária é complexa e sua calibração exige períodos longos de ensaio. De modo geral, os

ensaios convencionais de fluência não atingem essa fase, bem como os modelos reológicos (isoladamente) não a simulam.

Recentemente, modelos físico-empíricos (apresentados a seguir) têm sido adaptados para a estimativa da fluência terciária, por meio de acoplamentos relacionados a efeitos de dilatância e danos estruturais.

Embora a modelagem da fase terciária fuja ao escopo desta pesquisa, são comentadas as metodologias mais atuais. Chan *et al.* (1992, 1993) propuseram o acoplamento de um critério de fratura ao já sofisticado Modelo de Multi Mecanismo, apresentado a seguir. Chen *et al.* (1997) apresentou uma estimativa da fluência terciária baseada em restrições termodinâmicas. Pesquisadores alemães propuseram diversos modelos constitutivos com os acoplamentos mencionados anteriormente – podem ser citados os modelos de Minkley (Minkley *et al.*, 2001) e de Günther e Salzer (Günther *et al.*, 2010). Hampel *et al.* (2010) apresentam as análises de validação e de comparação entre esses modelos, que obtiveram resultados bastante satisfatórios.

2.5.2. Mecanismos de fluência

O embasamento teórico dos modelos micro-mecânicos que representam os mecanismos de fluência em sais foi herdado fundamentalmente da teoria da plasticidade aplicada a metais.

A compreensão microscópica da fluência nessas rochas – e, conseqüentemente, da macroscópica –, está intimamente relacionada à existência de defeitos na rede cristalina do material, chamadas de discordâncias (*dislocations*). A noção de discordância foi introduzida na metalurgia por Taylor (1935) *apud* Odqvist (1974), quando buscava-se compreender o motivo pelo qual deformações plásticas ocorriam no esqueleto cristalino de metais sob níveis de tensão teoricamente pertencentes ao regime elástico.

Pela fluência, as discordâncias se propagam de diferentes formas, de acordo com as condições de carregamento e de temperatura e com mecanismos governantes diferentes.

O estado da arte na compreensão da fluência em rochas salinas pode ser agrupado em quatro escolas. Primeiramente os laboratórios SANDIA e RE/SPEC (Estados Unidos), cujos principais autores são D. E. Munson, P. R. Dawson, A. F.

Fossum, L. L. Van Sambeek, P. E. Senseny e J. T. Fredrich; a seguir, a Universidade de Waterloo e a Consultoria de Projetos Mraz (Canadá), com M. B. Dusseault, D. Z. Mraz, L. Rothenburg, D. F. Hambley e M. A. Frayne. Paralelamente, devem ser mencionados os autores de universidades alemãs A. Hampel, R. M. Günther, K. Salzer, W. Minkley, K. H. Lux, W. Menzel e J. Urai; e, finalmente, autores brasileiros vinculados à Petrobras: A. M. Costa, E. Poiate Jr. e J. L. Falcão.

Haja vista a escala microscópica e a notória complexidade na sistematização dos mecanismos de fluência, nem sempre existe consenso entre os grupos de autores quanto à nomenclatura, ao intervalo de atuação e a detalhes na descrição dos mecanismos. Nos itens a seguir, serão definidos sucintamente os principais mecanismos, buscando-se, sempre que possível, o concenso. Na impossibilidade, as peculiaridades na compreensão de cada autor são devidamente identificadas. De modo geral, pode-se considerar unânime a premissa que a predominância de determinados mecanismos sobre outros está associada ao estado de tensão e à temperatura.

Apresenta-se na Figura 2.9 o mapa de mecanismos de deformação para rochas salinas.

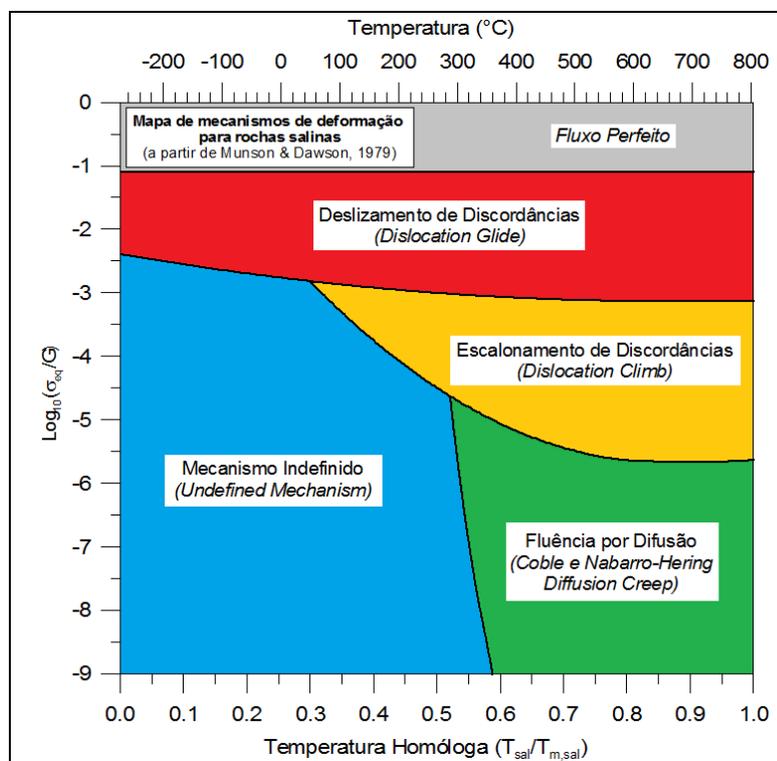


Figura 2.9 – Mapa de mecanismos de deformação para rochas salinas (a partir de Munson & Dawson, 1979).

Esse ábaco representativo, originalmente desenvolvido para metais por Ashby (1972), tem como objetivo identificar o mecanismo predominante na fluência a partir da temperatura⁶, do diferencial de tensões e do módulo de cisalhamento do material.

Os itens 2.5.2.1 a 2.5.2.8 dedicam-se a descrever os mecanismos de fluência observados em rochas salinas. Para a compreensão adequada, deve-se observar a premissa que o elemento de sal, inicialmente em repouso, sofreu uma perturbação que o retirou do equilíbrio, gerando um diferencial de tensões e energia de deformação. Essa energia é dissipada por fluência até que um novo estado de equilíbrio seja alcançado (Baar, 1977). Os mecanismos de fluência são superpostos, ocorrendo de modo simultâneo, com a predominância do mecanismo indicado no mapa da Figura 2.9.

2.5.2.1. Deslizamento de Discordâncias (*Dislocation Glide*)

O deslizamento de discordâncias é um mecanismo lento de fluência composto por diversas formas de deslizamento na rede cristalina do material. Normalmente, dois mecanismos de deslizamento são marcantes: o convencional (*Dislocation Glide*) e o transversal (*Dislocation Cross Slip*) – esse será tratado no item seguinte. Esses mecanismos são responsáveis pelo desenvolvimento de deformações plásticas e pelo endurecimento (Fossum & Fredrich, 2002). Jeremic (1994) relaciona o endurecimento devido ao *Dislocation Glide* com o endurecimento característico da fase primária da fluência.

Em escala microscópica, o mecanismo convencional (*Glide*) ocorre em todos os níveis de tensão, após um diferencial imposto por uma operação de engenharia. A sucessiva migração de grãos cristalinos ao longo de planos de deslizamento tende a criar emaranhados de discordâncias. Assim sendo, a densidade de discordâncias irá aumentar, bem como poderá ocorrer o acúmulo de discordâncias nos contornos de grãos. A consequência é a geração de um campo de tensões, impedindo a movimentação das discordâncias subsequentes. O acúmulo de discordâncias com a movimentação impedida provoca o aumento da

⁶ No eixo horizontal inferior, tem-se a temperatura homóloga do sal. Este parâmetro é a razão entre a temperatura do material (T_{sal}) e sua temperatura de fusão ($T_{\text{m,sal}}$), em kelvin. Adotou-se $T_{\text{m,sal}} = 1077 \text{ K}$ (Fossum & Fredrich, 2002).

energia de deformação e o endurecimento do material (Jeremic, 1994; Fossum & Fredrich, 2002).

O bloqueio do movimento das discordâncias impede que as deformações devidas ao mecanismo atinjam a superfície do material (Baar, 1977), o que faria com que sua contribuição na fluência assumisse escala macroscópica.

Segundo Hambley *et al.* (1988), a movimentação de discordâncias – a capacidade de transpor obstáculos ao movimento –, é possibilitada, dentre outras maneiras, quando uma energia de deformação máxima é excedida por meio de uma tensão cisalhante limite, chamada de tensão de Peierls ($\tau_{Peierls}$). Os intervalos dessa tensão são dados em função do módulo de cisalhamento, conforme apresentado na Tabela 2.2. São apresentados também valores na forma de tensão desviadora ($\sigma_{eq,Peierls}$).

Tabela 2.2 – Intervalos típicos da Tensão de Peierls (a partir de Hirth & Lothe, 1982, apud Hambley *et al.*, 1988).

Tensão de Peierls em rochas salinas					
Rocha salina	Mineral	$\tau_{Peierls}/G$		$\sigma_{eq,Peierls}/G$	
		Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
Halita	NaCl	0.0007	0.0035	0.0014	0.0070
Silvinita	KCl	0.0010	0.0025	0.0020	0.0050

onde G é o módulo de cisalhamento dado em função do módulo de elasticidade (E) e do coeficiente de Poisson (ν), conforme a equação (2.1):

$$G = \frac{E}{2(1 + \nu)} \quad (2.1)$$

A necessidade de uma tensão mínima para transpor obstáculos por parte das discordâncias também é asseverada por pesquisadores do SANDIA e RE/SPEC (Munson & Dawson, 1979), ao formular o mecanismo de deslizamento sujeito a uma função degrau. A taxa de deformação por deslizamento de discordâncias segundo a compreensão dos pesquisadores citados, doravante identificada pelo índice DGL ($\dot{\epsilon}_{DGL}$), é mostrada na expressão (2.2):

$$\dot{\epsilon}_{DGL} = |H(\sigma_{eq} - \sigma_0)| \left[B_1 \exp\left(\frac{-Q_1}{RT}\right) + B_2 \exp\left(\frac{-Q_2}{RT}\right) \right] \sinh\left[\frac{q(\sigma_{eq} - \sigma_0)}{G}\right] \quad (2.2)$$

onde $|H(\sigma_{eq} - \sigma_0)|$ é uma função degrau com o argumento $\sigma_{eq} - \sigma_0$, σ_{eq} é a tensão desviadora, T é a temperatura, R é a constante universal dos gases, σ_0 é a

tensão mínima para atuação do mecanismo DGL , B_1 e B_2 são os fatores estruturais do mecanismo, Q_1 e Q_2 são as energias de ativação associadas ao mesmo, q é uma constante de tensão e G é o módulo de cisalhamento.

Por outro lado, autores vinculados à Universidade de Waterloo e a Consultoria de Projetos Mraz (Canadá) formulam a contribuição do mecanismo de deslizamento de discordâncias para baixos níveis de tensão, por meio de uma expressão potencial (Dusseault *et al.*, 1987). Nesse caso, o enfoque é dado ao processo de deslizamento lento e contínuo em regime visco-elástico, inerente à condição estacionária das rochas salinas – e não à capacidade de transposição dos emaranhados de discordâncias.

Assim sendo, deve-se considerar que o mecanismo é sensível somente à densidade de discordâncias (Dusseault, 1989). A taxa de deformação por deslizamento de discordâncias de acordo com essa compreensão ($\dot{\epsilon}_{DG}$), doravante identificada pelo índice DG , é mostrada em (2.3):

$$\dot{\epsilon}_{DG} = \left[A \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right) \left(\frac{\sigma_{eq}}{2K}\right)^n \right], \quad \sigma_{eq} < 2K \quad (2.3)$$

onde K é o limite de Prandtl (tensão de referência a ser descrita na seção 3.3.3), A é o fator estrutural do mecanismo e n é o expoente de tensão. As demais variáveis têm os mesmos significados físicos descritos na equação anterior.

O expoente de tensão para esse mecanismo geralmente é assumido como 3. O uso desse valor em leis de potência para estimativa de fluência em rochas salinas é bastante usual para a descrição de movimentos de discordâncias cuja velocidade é linearmente proporcional à tensão desviadora. Entretanto, os ensaios a partir dos quais esse expoente foi determinado se deram na fase primária de fluência, de modo que a natureza fenomenológica para a qual esse expoente é adotado ainda requer maior investigação (Rothenburg *et al.*, 2002).

2.5.2.2. Deslizamento Cruzado de Discordâncias (*Dislocation Cross Slip*)

Discordâncias por deslizamento cruzado representam um mecanismo de deslizamento importante em temperaturas relativamente baixas e pouco sensíveis à ativação térmica. Trata-se de um dos processos de recuperação dinâmica, que procura aliviar o aumento da energia de deformação provocado pelo acúmulo de

discordâncias durante o *Dislocation Glide*. Em escala microscópica, esse mecanismo de desenvolve de modo ondulatório (Fossum & Fredrich, 2002).

Naturalmente, uma vez que seu objetivo é aliviar o aumento de energia de deformação, sob altos níveis de tensão – os quais tenderão a aumentar tal energia –, é esperado que esse mecanismo não seja mais relevante para o controle da taxa de fluência.

A Figura 2.10 mostra uma fotografia microscópica do sal cuja estrutura cristalina apresenta bandas de deslizamento e interseções.

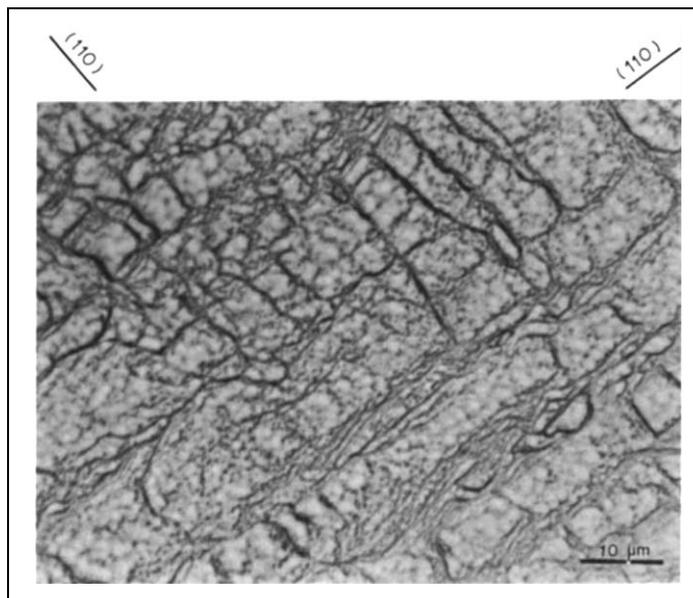


Figura 2.10 – Intersecção de bandas de deslizamento (Senseny *et al.*, 1992).

2.5.2.3. Fissuramento Estacionário (*Steady State Cracking*)

De acordo com a compreensão dos autores vinculados à Universidade de Waterloo e a Consultoria de Projetos Mraz (Canadá), para níveis elevados de tensão, o processo de deformação do sal entra em regime visco-plástico. Todavia, nesse regime, a natureza do mecanismo de controle não é clara (Dusseault, 1989).

O autor citado postula que nessa condição a fluência é controlada por um processo de fissuramento estacionário, isto é, um regime de deformações plásticas compensado por processos de fechamento e de cura.

Nesse regime, deformações plásticas devidas a tensões desviadoras elevadas provocam o fissuramento microscópico ao longo dos contornos entre grãos cristalinos. Entretanto, sob estados consideráveis de tensão média, a rápida

transferência de massa por processos de solubilização e precipitação promove o recozimento, evidenciado pela cura e pelo amortecimento das fissuras.

Evidentemente, valendo-se da alta solubilidade dos cloretos de sódio e de potássio (principais componentes da halita e da silvinita, respectivamente), esse processo depende da presença da água. Sem ela, a solubilização e a precipitação não ocorrem. Nesse caso, o recozimento somente seria possível através dos movimentos de deslizamento de discordâncias (*DG*).

A formulação desse mecanismo, doravante identificada pelo índice *SSC*, é semelhante à do deslizamento de discordâncias (*DGL*). Logo, segundo Dusseault (1989), a taxa de deformação pelo mecanismo de fissuramento estacionário ($\dot{\epsilon}_{SSC}$) será dada por (2.4):

$$\dot{\epsilon}_{SSC} = \left[C \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right) \right] \sinh\left[\frac{\sigma_{eq} - 2K}{\sigma_0}\right] f(\sigma_m), \quad \sigma_{eq} > 2K \quad (2.4)$$

onde C é o fator estrutural do mecanismo e σ_0 é uma tensão normal de referência e $f(\sigma_m)$ é uma função da tensão média. As demais variáveis têm os mesmos significados físicos descritos nas equações anteriores.

A equação hiperbólica que descreve esse domínio pode ser aproximada para uma equação potencial, utilizando expoentes altos (usualmente 7), análoga à formulação canadense do mecanismo de deslizamento (*DG*), conforme mostrado em (2.5).

$$\dot{\epsilon}_{SSC} = \left[A \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right) \left(\frac{\sigma_{eq}}{2K}\right)^n \right], \quad \sigma_{eq} > 2K \quad (2.5)$$

Entretanto, Dusseault (1989) adverte que a substituição da expressão hiperbólica pela expressão potencial, ainda que resulte em um ajuste de curva satisfatório, não é justificável fisicamente e pode conduzir a previsões errôneas. A despeito dessa possibilidade, tendo em vista o ganho computacional possibilitado pela utilização da expressão potencial, a maior parte das análises geomecânicas em rochas salinas que empregam o modelo constitutivo proposto pelos esses autores ou modelos análogos adota essa aproximação.

2.5.2.4. Escalonamento de Discordâncias (*Dislocation Climb*)

A energia de deformação elevada devido ao acúmulo de discordâncias durante os processos de deslizamento provoca processos de deformação plástica e

de endurecimento. Um dos mecanismos de recuperação dinâmica, que atua possibilitando o movimento das discordâncias, é o escalonamento ou galgamento.

Evidentemente, subentende-se que o mecanismo de escalonamento das discordâncias ocorre em um contexto em que discordâncias por deslizamento estejam na iminência de movimentação, embora impedida – contexto que equivaleria à compreensão dos autores canadenses do *Dislocation Glide (DG)*, em condição limite.

O escalonamento de discordâncias é um dos mecanismos de deformação mais importantes e mais estudados. É controlado pelo fenômeno da ativação térmica, sendo, portanto, extremamente dependente do nível de temperatura do material (Jeremic, 1994; Botelho, 2008). Sob alta temperatura, sua participação na deformação é significativa (Fossum & Fredrich, 2002).

Nesse mecanismo, as discordâncias resultantes da migração bloqueada de grãos cristalinos têm tempo e ativação térmica suficientes para migrar e subir, movendo-se perpendicularmente ao seu plano original de deslizamento. Segundo Jeremic (1994), as novas trajetórias de discordância formam grãos de contato, com ângulo agudo, seguidos do surgimento de sub-grãos. Por esse motivo, esse mecanismo também é conhecido como poligonização (Figura 2.11).

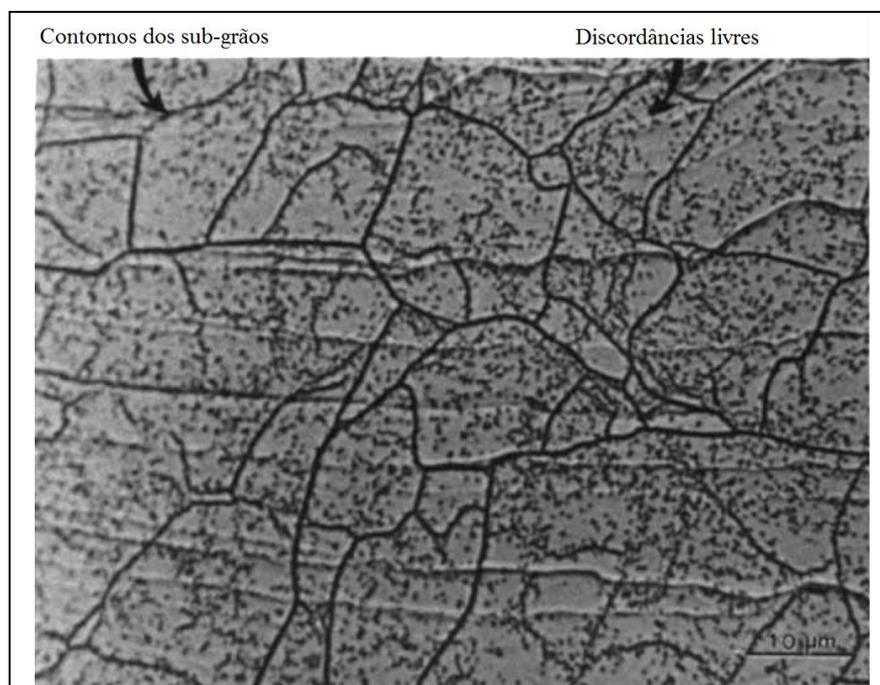


Figura 2.11 – Poligonização completa (Senseny *et al.*, 1992, tradução nossa).

Um equilíbrio dinâmico entre a formação e a destruição de sub-grãos é gradualmente atingido (da fase primária da fluência até tal equilíbrio),

alcançando-se a fase secundária (estacionária). Por esse motivo, entende-se que o mecanismo de escalonamento controla a taxa de deformação, já o mecanismo de deslizamento controla a deformação plástica. Assim, o movimento das discordâncias é permitido e novas discordâncias são geradas, sem o acréscimo de tensão desviadora (Fossum & Fredrich, 2002) – ou seja, o fluxo passa a ocorrer sob tensão constante, conforme a definição clássica do fenômeno da fluência.

A taxa de formulação por escalonamento de discordâncias ($\dot{\epsilon}_{DCL}$) é dada por uma equação potencial típica (Munson & Dawson, 1979) apresentada em (2.6).

$$\dot{\epsilon}_{DCL} = A_1 \exp\left(\frac{-Q_1}{RT}\right) \left(\frac{\sigma_{eq}}{G}\right)^{n_1} \quad (2.6)$$

onde os parâmetros têm o mesmo significado físico apresentado anteriormente. O índice 1 foi vinculado ao fator estrutural, à energia de ativação e ao expoente de tensão mantendo-se a nomenclatura adotada por Munson & Dawson (*op. cit.*).

2.5.2.5. Fluência por Difusão (*Coble Creep and Nabarro-Herring*)

Mecanismos de deformação governados pela difusão atuam em baixos níveis de temperatura e com a redução na taxa de deformação. Segundo Coble (1963), a difusão de massa ocorre ao longo dos contornos entre grãos policristalinos.

A lei empírica que rege a taxa de fluência por difusão ($\dot{\epsilon}_{DIF}$), conhecida como *Nabarro-Herring Creep* (*apud* Jeremic, 1994), considera o transporte e deposição atômica nos espaços disponíveis entre cristais livres e contatos entre eles. É dada pela expressão abaixo (2.7):

$$\dot{\epsilon}_{DIF} = \left(\frac{D_s \Omega}{k_B T}\right) \left(\frac{\sigma_{eq}}{L_k^2}\right) \quad (2.7)$$

onde D_s é o coeficiente de auto-difusão, Ω é o volume atômico, k_B constante de Boltzman e L_k é o diâmetro do grão.

Investigações concluíram que esse mecanismo não ocorre sob altas temperaturas – condição na qual predominam as discordâncias (Jeremic, 1994).

2.5.2.6. Deslizamento de contato entre grãos (*Grain Boundaries Glide*)

Na formação dos sub-grãos no mecanismo de Escalonamento das discordâncias (poligonização), caso o diâmetro médio do sub-grão seja menor do

que a distância média percorrida pelas discordâncias, o deslizamento nos contatos entre os grãos poderá ocorrer, influenciando as deformações.

Quando o diâmetro médio do grão excede o do sub-grão em ao menos 0,3 mm, esse mecanismo não ocorre. No campo, os grãos das rochas salinas geralmente apresentam diâmetro médio de 10,0 mm e as distâncias de discordância são curtas, não apresentando propensão ao deslizamento nos contatos entre contatos de grãos (Jeremic, 1994).

Ainda segundo o autor supracitado, nas mesmas condições de temperatura e pressão do mecanismo originário, com grãos cujo diâmetro médio seja suficientemente pequeno, a taxa de deformação por deslizamento de contato entre grãos ($\dot{\epsilon}_{GBG}$) é regida por uma lei empírica similar à da difusão, conforme segue (2.8):

$$\dot{\epsilon}_{GBG} = D_v \left(\frac{\sigma_{eq}}{L_k} \right) \quad (2.8)$$

onde D_v é o coeficiente de difusão.

2.5.2.7. Recristalização Dinâmica (*Dynamic Recrystallization*)

Segundo Fossum & Fredrich (2002), a recristalização dinâmica é mais um processo de recuperação, tendo o objetivo, portanto, de reduzir a energia de deformação, procurando compensar o endurecimento provocado pelos processos de deslizamento de discordâncias.

É um mecanismo dinâmico e termicamente ativado, já verificado em intervalos de temperatura de 70 a 790 °C (Guillope & Poirier, 1979 *apud* Fossum & Fredrich, 2002). Sua atuação é mais relacionada ao longo prazo e a altos níveis de deformação do que a determinado patamar de temperatura.

Basicamente, a recristalização dinâmica consiste na formação de núcleos de grãos cristalinos e na migração desses em regiões com maior energia de deformação. Com isso, a energia tende a ser absorvida em novos grãos, dissipando-a por deformação.

2.5.2.8. Mecanismos Indefinidos (*Undefined Mechanisms*)

Os mecanismos indefinidos são processos simultâneos àqueles que trabalham nas discordâncias, que também contribuem para a fluência do sal.

Todavia, ao contrário dos anteriores, a associação de modelos micro-mecânicos a esses mecanismos não é bem compreendida (até então). Sabe-se que os mecanismos indefinidos predominam especialmente sob baixos níveis de tensão e de temperatura (Munson & DeVries, 1991).

É possível, com algumas ressalvas, que sua atuação possa ser quantificada empiricamente com base em ensaios de laboratório, adotando-se uma expressão análoga a do escalonamento de discordâncias (*Dislocation Climb*).

Autores vinculados à Universidade de Waterloo e a Consultoria de Projetos Mraz (Canadá) associam esse mecanismo a um processo de transferência de massa por solubilização e precipitação, que ocorre simultaneamente aos movimentos de discordâncias, em regime visco-elástico. A Figura 2.12 esquematiza os mecanismos de solubilização e precipitação, considerados como mecanismos micro-mecanicamente indefinidos.

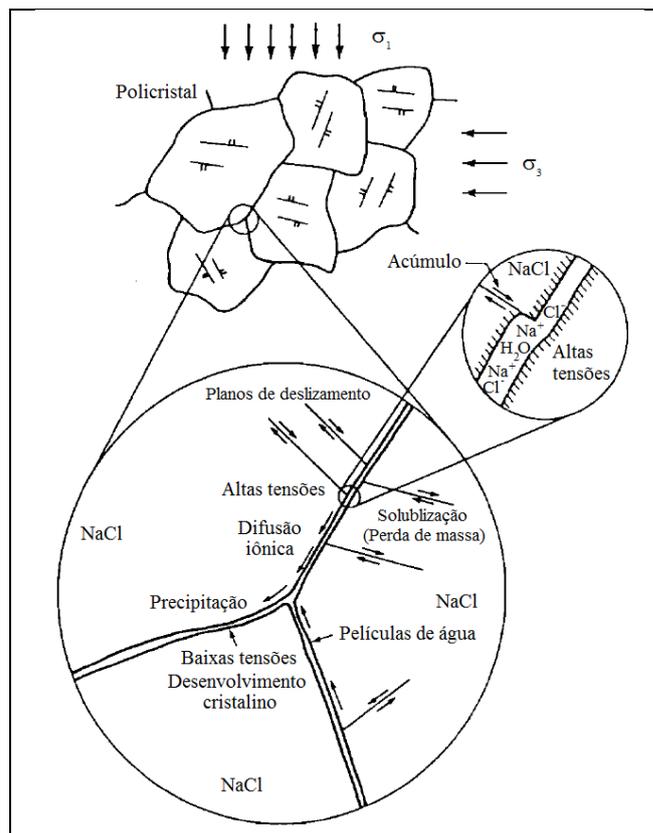


Figura 2.12 – Mecanismos de Solubilização e Precipitação (Hambley *et al.*, 1988, tradução nossa).

A taxa de deformação devida a mecanismos indefinidos ($\dot{\epsilon}_{UMC}$), para ambos os grupos de autores, é formulada por uma expressão potencial típica (2.9):

$$\dot{\epsilon}_{UMC} = A_2 \exp\left(\frac{-Q_2}{RT}\right) \left(\frac{\sigma_{eq}}{G}\right)^{n_2} \quad (2.9)$$

onde os parâmetros têm o mesmo significado físico apresentado anteriormente. O índice 2 foi vinculado ao fator estrutural, à energia de ativação e ao expoente de tensão mantendo-se a nomenclatura adotada por Munson & Dawson (1979).

A diferença entre os grupos de autores está no expoente utilizando. Autores canadenses usualmente adotam expoente 1 e normalizam a tensão com o limite de Prandtl. Já os pesquisadores americanos do SANDIA e RE/SPEC geralmente adotam 5 e normalizam a tensão com o módulo de cisalhamento.

É importante esclarecer que nos trabalhos recentes publicados por autores e usuários do Modelo de Duplo Mecanismo (apresentado a seguir), o mecanismo denominado Solubilização por Pressão (*Pressure Solution*), também considerado como mecanismo indefinido (*Undefined Mechanism*) aparenta não estar relacionado à mesma fenomenologia dos seus homônimos.

A solubilização por pressão é um mecanismo recentemente identificado que consiste na fluência que ocorre nos contatos entre grãos de halita, nos quais altos níveis de pressão e temperatura são desenvolvidos, causando o aumento da solubilidade do sal e, conseqüentemente, sua dissolução. Sua atuação predomina em níveis elevados de tensão, superiores a uma tensão mínima limitante (Costa *et al.*; 2005, Borges, 2008 e Poiate Jr., 2012).

A associação mais adequada desse mecanismo é com o Fissuramento Estacionário (*Steady State Cracking*), adotando, semelhantemente, uma expressão potencial com expoente elevado – ver ítem 2.5.2.3.

2.6. Comportamento de ruptura

Tradicionalmente, a mecânica das rochas busca caracterizar o comportamento mecânico das rochas tendo como uma de suas principais finalidades o estudo e a previsão da ruptura do material. A resistência é analisada ou retro-analisada com base em uma perturbação de engenharia que modifica (ou que modificou) o estado de tensão inicial do maciço.

Conforme visto no item anterior, nas rochas salinas, as modificações no estado de tensão provocarão um desequilíbrio que, para a faixa de tensões típicas da engenharia civil, tende a ser gradualmente re-equilibrado pela fluência.

A fluência não é um mecanismo que inviabiliza necessariamente a ruptura, mas tende a evitá-la. Analisando a curva típica de fluência (Figura 2.7), verifica-se que a ruptura do material associada a fluência ocorre em um determinado nível de deformações na fase terciária da mesma. Todavia, na mineração essa premissa é questionável, conforme citado por Dusseault (1989). Conforme apresentado em 2.2, rochas salinas podem suportar grandes níveis de formação. A Figura 2.13 mostra trecho faturado de um maciço (salino) da mina alemã de Angersdorf, (Hampel *et al.*, 2010).



Figura 2.13 – Maciço da mina de Angersdorf com rupturas localizadas (Hampel *et al.*, 2010).

O modo mais moderno de avaliação dos mecanismos de ruptura das rochas salinas é o acoplamento de um critério de dano (fratura) ao modelo constitutivo de fluência empregado, simulando-se a fase terciária – ver item 2.5.1.3. Alternativamente, podem ser empregados critérios de ruptura usuais em geotecnia, como o Critério de Mohr Coulomb com envoltória linear ou não linear (Jeremic, 1994; Costa *et al.*, 2005). Esse consagrado critério fornece bons resultados em termos de resistência.

2.7. Ensaio triaxial de fluência

Os mecanismos de fluência descritos sucintamente nos itens 2.5.2.1 a 2.5.2.8 foram observados e sistematizados a partir de procedimentos experimentais que possibilitaram simular as condições de carregamento e de temperatura, bem como minimizar os efeitos de amostragem. Alguns desses mecanismos eram teóricamente previsíveis – aqueles relacionados à discordâncias, dada a certa semelhança entre a estrutura cristalina dos sais e dos

metais. Outros, à exemplo dos mecanismos associados a difusão, não ocorrem nos metais.

Uma das grandes limitações dos ensaios de laboratório é a reprodução do regime de tensões original do material extraído. Deve-se levar em conta que um ensaio de laboratório não representa inteiramente o comportamento do mesmo material em campo, de modo que é sempre recomendável que validações sejam feitas tanto com base em dados de laboratório quanto de campo (Dusseault *et al.*, 1987).

A Figura 2.14 mostra testemunhos e a preparação de um corpo de prova de rocha salina para um ensaio de laboratório. Naturalmente, diversos procedimentos devem ser observados nesse processo, tendo em vista as propriedades peculiares dessas rochas, especialmente as que apresentam elevadas solubilidade e higroscopia. A metodologia para extração e preparação de corpos de prova de rochas salinas para ensaios de laboratório foge ao escopo desta pesquisa. O leitor interessado deverá reportar-se a Costa & Poiate Jr. (2009) e Poiate Jr. (2012).



Figura 2.14 – Amostragem de rocha salina - testemunhagem e preparação do corpo de prova (Lee & Ehgartner, 2001).

Um dos principais e mais confiáveis experimentos para o estudo da fluência é o ensaio triaxial. A Figura 2.15 apresenta o equipamento para realização do mesmo. De modo simplificado, ele é composto por uma câmara, onde é colocado o corpo de prova, entradas e saídas de fluido para confinamento, uma prensa, por meio da qual será imposto o carregamento à amostra e controles eletrônicos de carga, temperatura, pressão, dentre outras grandezas relevantes. É mostrado

também um testemunho de rocha salina sendo ensaiado na câmara triaxial. As deformações axial e radial na amostra são visíveis.

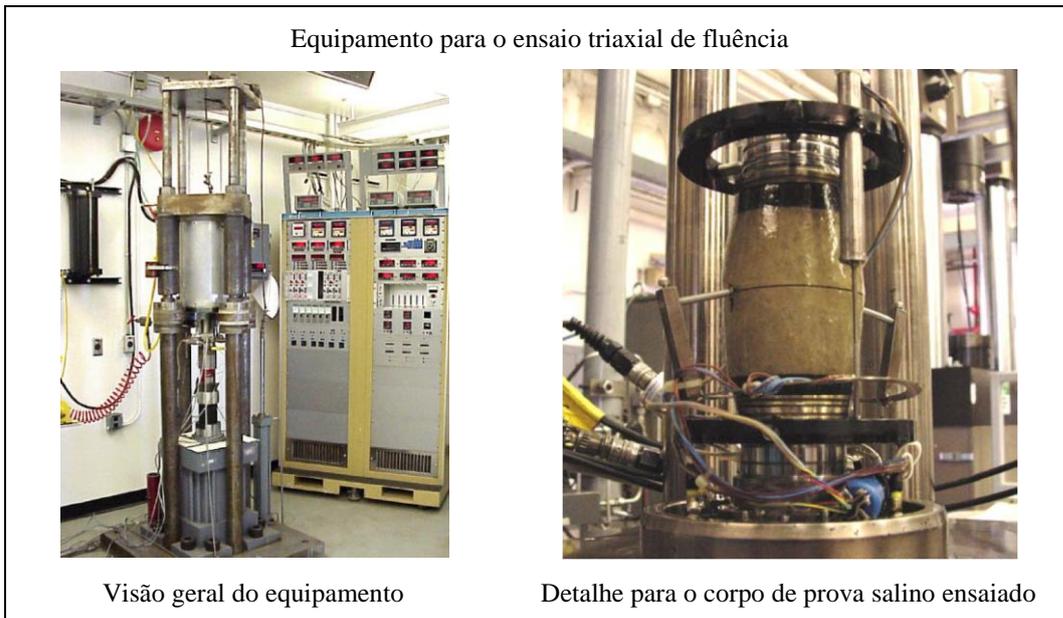


Figura 2.15 – Equipamento para o ensaio triaxial de fluência (Lee & Ehgartner, 2001 e Lee *et al.*, 2004, respectivamente).

A partir dos ensaios de fluência, parâmetros são determinados ou estimados, e partir deles, modelos constitutivos podem ser implementados e alimentados para análises numéricas.

A Figura 2.16 esquematiza um ensaio triaxial de fluência.

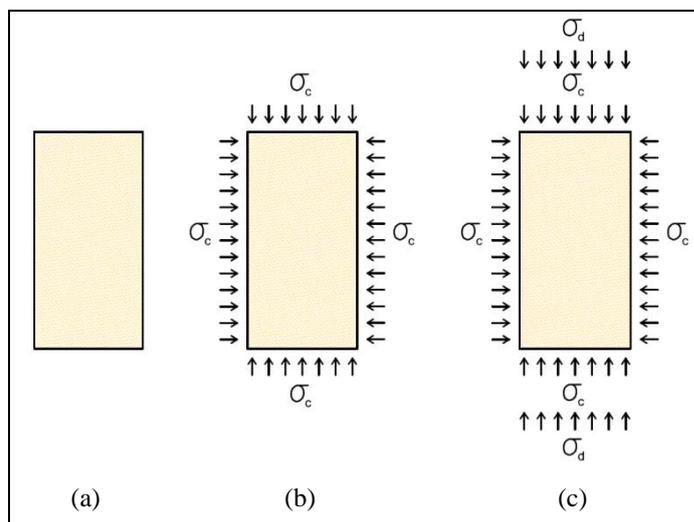


Figura 2.16 – Esquemática do ensaio triaxial de carregamento axial.

Em (a), a amostra está em repouso, descarregada. Em (b) ocorre o confinamento da amostra (σ_c). Em (c) aplica-se o carregamento axial, provocando um diferencial de tensões (σ_d). A perturbação, que irá tirar o corpo de prova do estado hidrostático de tensões, será responsável por desencadear o mecanismo de

fluência. Tratando-se de um ensaio de múltiplos estágios, novos carregamentos são impostos, seguindo-se a mesma metodologia.

2.8. Poços em rochas salinas

Uma vez introduzidas as propriedades fundamentais das rochas salinas, convém direcionar as informações levantadas ao escopo da pesquisa: a perfuração, estabilidade e integridade de poços nessas rochas.

A perfuração de poços em rochas salinas é uma questão-chave para o acesso aos reservatórios carbonáticos do pré-sal brasileiro – e um dos maiores desafios do momento atual da engenharia de petróleo.

Uma vez perfurado, o poço atua como um concentrador de tensões, por ser uma descontinuidade na formação que, até então, era contínua. O estado de tensão ao redor da perfuração deixa de ser hidrostático. A perfuração é acompanhada da injeção de fluido no interior do poço, gerando uma contrapressão na parede, que repõe parte das tensões horizontais suprimidas pela retirada do confinamento lateral. O poço permanece não revestido por certo tempo operacional – durante o qual deve-se assegurar sua estabilidade, prevenindo-o de rupturas e deformações excessivas.

Embora a descrição acima possa ser válida para qualquer litologia atravessada, no caso de rochas salinas algumas intercorrências decorrentes da perfuração e da nova geometria merecem destaque.

A Figura 2.17 esquematiza problemas operacionais de diversas ordens possíveis nessas rochas durante a perfuração e o período não revestido do poço.

De ordem mecânica, o alívio de tensões causado pela perfuração gera uma grande energia de deformação, que é dissipada pelo fenômeno da fluência. Se não devidamente atenuada pela pressão do fluido de perfuração, a fluência pode atingir níveis que provocam rupturas na parede do sal. Dependendo da extensão do dano, o colapso do poço pode ocorrer. As deformações por fluência tendem a fechar o furo, podendo levar à prisão da coluna de perfuração.

De ordem físico-química, o fluxo de água e demais fluidos ao redor da parede do poço, em sal exposto, tende a provocar processos de erosão, lixiviação e dissolução, causando desgastes e gerando cavidades. Além disso, conforme

tratado anteriormente, rochas salinas são materiais altamente solúveis, o que contribui para a formação de cavidades e cavernas ao longo do poço.

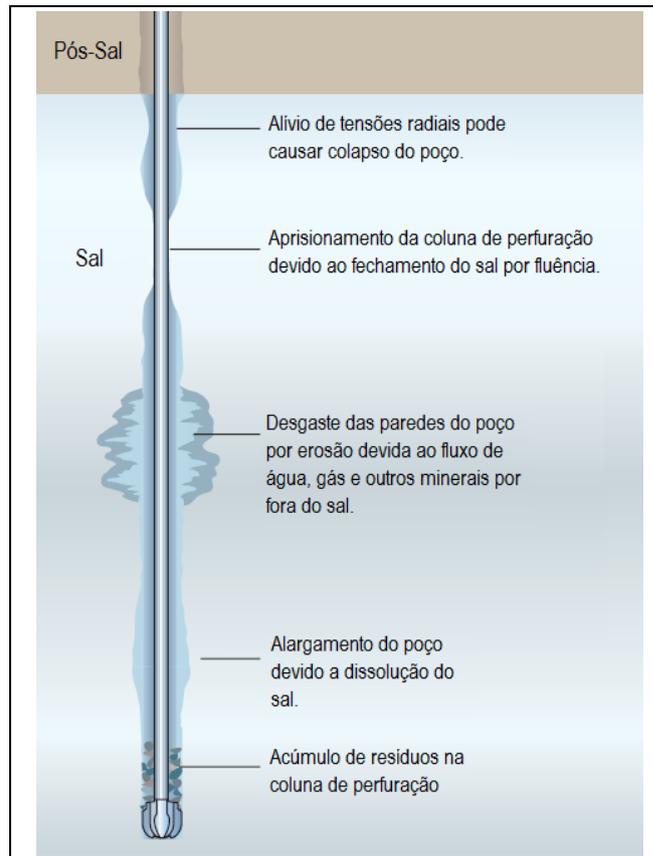


Figura 2.17 – Intercorrências em perfurações de poços atravessando rochas salinas – enfoque geral (Perez *et al.* apud Beasley *et al.*, 2010, tradução nossa).

Conforme exposto no início do capítulo, dentro da família dos evaporitos, rochas com mobilidade por fluência e aquelas com mobilidade reduzida apresentam comportamentos distintos. Com isso, dentro de um intervalo evaporítico, os problemas operacionais possíveis podem ser diferentes. A Figura 2.18 mostra esquematicamente essas intercorrências.

A anidrita é uma rocha evaporítica cuja dissolução e comportamento de fluência são desprezíveis para fins geomecânicos⁷, já a halita é solúvel e tende a formar cavernas (cavidades). Essa diferença de comportamento em sucessivas intercalações dessas rochas tende a formar “batentes de anidrita”, semelhantes a lajes rígidas no topo e na base de cavidades, tornando a seção do furo irregular. Esse comportamento é indesejável, representando risco de prisão da coluna de

⁷ Ressalta-se que do ponto de vista fenomenológico, anidritas apresentam também comportamento de deformações ao longo do tempo. O leitor interessado deverá reportar-se a Giambastiani (2005).

perfuração e prejudicando a cimentação do poço, dada a não regularidade da seção transversal.

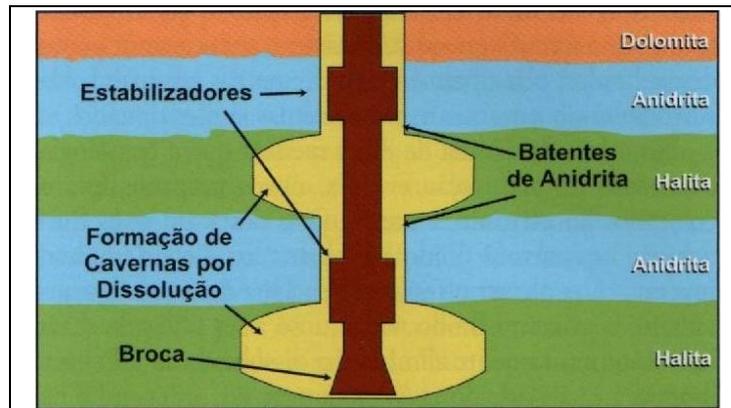


Figura 2.18 - Intercorrências em perfurações de poços atravessando rochas salinas – enfoque evaporítico (Falcão, 2009).

Após a perfuração de um poço e decorrido algum tempo operacional, são necessários processos que o habilitem para a produção de hidrocarbonetos e que assegurem sua integridade. Essa etapa geralmente engloba a instalação de um revestimento, cimentação e posterior perfuração do mesmo nas camadas de reservatório, conhecida como canhoneio.

O sal continuará aliviando o desconfinamento lateral por meio de deformações por fluência – e tanto a cimentação quanto o revestimento metálico sofrerão algum efeito desse fenômeno, podendo inclusive ovalizar⁸ e colapsar. Por esse motivo, o projeto de um poço atravessando rochas salinas deve levar em conta toda sua vida útil, e não só o tempo não revestido (Falcão, 2009).

A Figura 2.19 mostra esquematicamente o fenômeno de dobramento do revestimento devido à fluência contínua do sal no poço já revestido. A geomecânica das rochas salinas visa simular as intercorrências e comportamentos de ordem mecânica, assim como as consequências dos processos de dissolução, erosão e lixiviação na geometria e no comportamento da rocha. Além disso, a evolução do estado de tensões e deformações do revestimento como um fenômeno decorrente da fluência, também é uma análise fundamental no caso de poços atravessando essas rochas.

⁸ Entende-se por ovalização do revestimento a deformação de sua seção transversal, assumindo forma elíptica – e não mais circular.

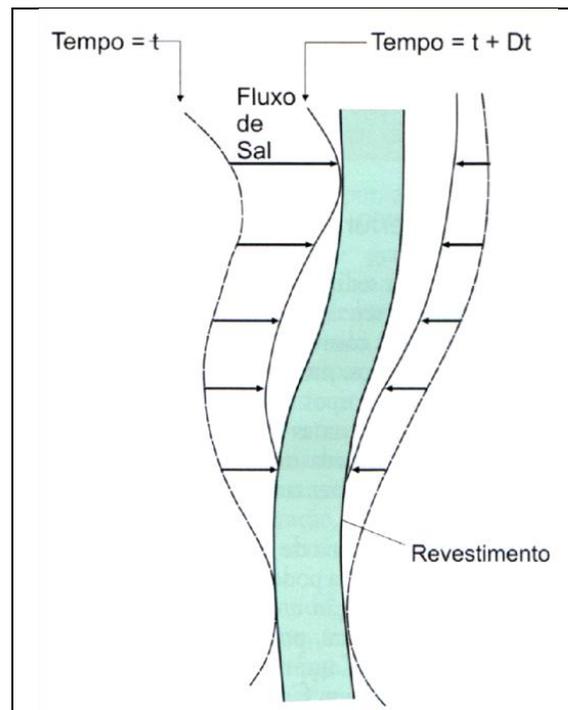


Figura 2.19 – Dobramento da coluna de revestimento em trecho salino de um poço (Falcão, 2009).