

2 Rochas Carbonáticas

Os carbonatos são rochas sedimentares, de origem clástico, química ou bioquímica, composta principalmente por Calcita ($CaCO_3$), Dolomita ($CaMg(CO_3)_2$) e Aragonita ($CaCO_3$), além de minerais secundários como anidrita, gesso, siderita, quartzo, argilominerais, pirita, óxidos e sulfatos (Arh *et al.*, 2005). Estas rochas são depositadas naturalmente em ambientes marinhos ou continentais de águas claras, cálidas e rasas, também podem se formar pela erosão ou lixiviação e posterior transporte do material carbonático de zonas dissolução a zonas de precipitação que leva à sedimentação destas rochas em camadas paralelas e horizontais. (Acocella & Turrini, 2010).

Segundo Arh (2008) é comum agrupar os minerais carbonáticos em famílias, de acordo com seu sistema cristalino ou organização interna dos átomos, sendo estes sistemas cristalinos: hexagonal, ortorrômbico e monoclinico (Figura 2.1).

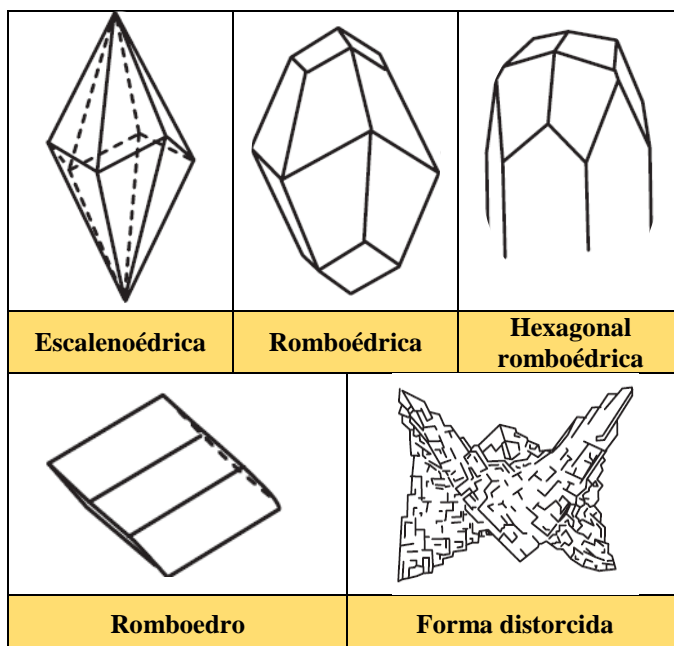


Figura 2.1 Formas cristalográficas típicas da calcita e dolomita. (Fonte: Ahr, 2008)

A calcita e dolomita se cristalizam no sistema hexagonal com hábito escalenoédrica e romboédrica. A aragonita além de ter a mesma composição da calcita cristaliza no sistema ortorrômbico com hábito bipiramidal. No sistema monoclinico se tem os carbonatos verdes azurita e a malaquita com um hábito prismático (Dana & Hurlbut, 1960).

2.1.1. Constituintes das Rochas Carbonáticas

O reconhecimento dos principais constituintes de uma rocha é muito importante no momento de estabelecer alguma classificação petrológica. No caso das rochas carbonáticas é indispensável a identificação da presença da matriz, cimento e grãos e a definição do tipo de suporte, ou seja, arcabouço – matriz – suportado ou grão-suportado (Terra *et al.*, 2010).

A matriz ou micrita, a qual é material primário na formação da rocha, é composta por cristais de calcita com dimensões menores a 4 μm (Terra *et al.*, 2010).

Segundo Reveco (2005) e Terra *et al.*, (2010) o cimento ou esparita, é um agregado de cristais de carbonato formados principalmente por aragonita, calcita magnésiana, calcita de baixo teor de magnésio ou dolomita com tamanhos maiores a 4 μm , que precipitam nos espaços vazios existentes entre os grãos dos sedimentos carbonáticos (Figura 2.2).

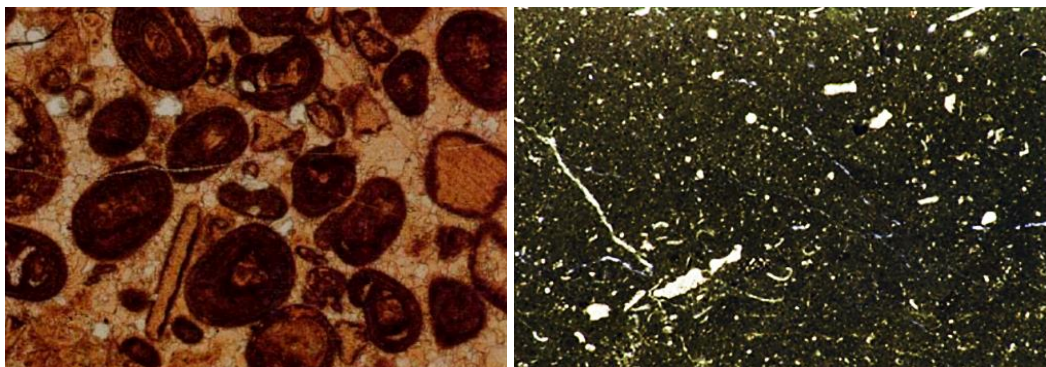


Figura 2.2 Esparita como material intergranular (esquerda) e Micrita de cor escuro e granulometria mais fina (direita).

Dentro dos grãos chamados também de grãos aloquímicos¹ (Figura 2.3), encontram-se oncolitos, esferulitos, peloides, intraclastos e bioclastos.

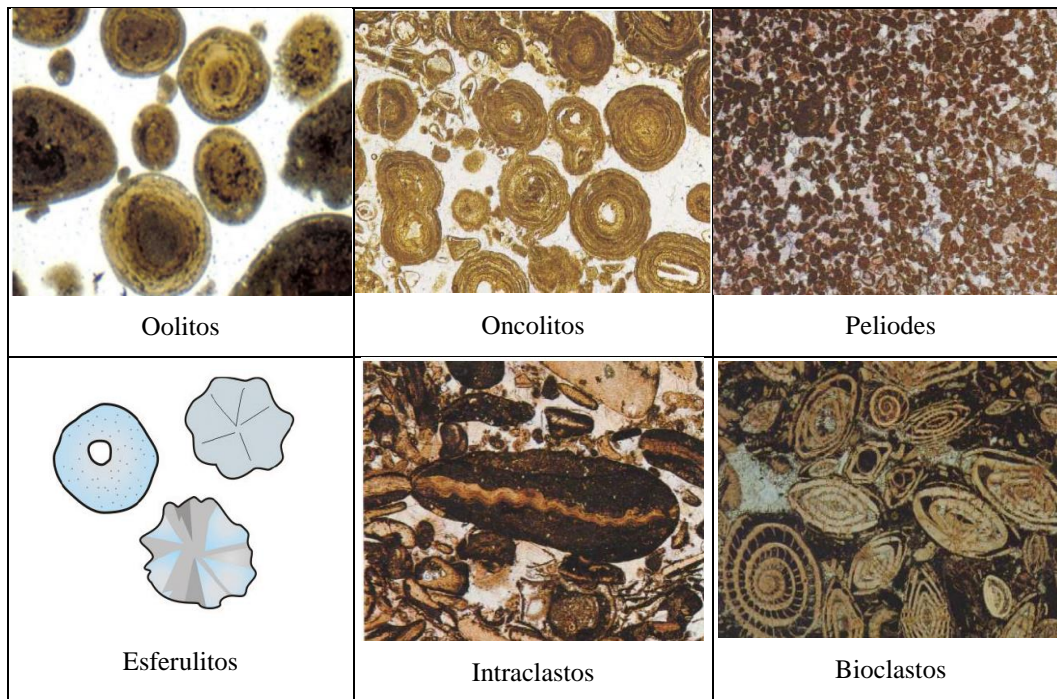


Figura 2.3 Grãos aloquímicos (fonte: Reveco, 2005; Terra *et al.*, 2010).

Os Oolitos são partículas envelopadas, esféricas a subesféricas, originadas por acreção físico-química com laminação em torno de um núcleo, mostrando uma estrutura laminar ou radial, com diâmetros menores que 2,0 mm (Adams *et al.*, 1988).

Os Oncolitos são formados pela acreção órgão-sedimentar de cianobactérias (algas verdes e azuis), possuem envelopes descontínuos de micrita, geralmente pouco nítidos, de forma subesférica a subelíptica, originados em ambientes de baixa a moderada energia, seus tamanhos variam de 0,5 mm a mais de 5,0 mm (Terra *et al.*, 2010).

Os Peloides são grãos micríticos de forma esférica a subesférica sem estrutura interna, de origem desconhecida, mostram uma marcada uniformidade do tamanho e forma do grão, seus tamanhos variam de 0,03 mm a 0,15 mm de diâmetro, apresentam um alto conteúdo de matéria orgânica (Folk, 1962).

¹ Aloquímico é o termo para os grãos de carbonato formados a partir do retrabalhamento de substâncias químicas precipitadas dentro da bacia de sedimentação (fragmentos de esqueletos, oólitos, peloides, intraclastos, etc.), em contraste com os Ortoquímicos matriz e cimento (matriz micrítica e cimento de calcita espática) que são essencialmente precipitados químicos formados dentro da bacia ou dentro da mesma rocha, e mostram pouca ou nenhuma evidência de ter sido submetido a transporte significativo (Folk, 1959 e 1962).

Segundo Terra *et al.*, (2010) os Esferulitos com forma esférica ou subesférica, de contornos lisos ou lobados, não apresentam núcleos e sua estrutura interna varia desde estrutura radiada a vacuolada, de tamanho geralmente menor a 2 mm.

Segundo Reveco (2005) os intraclastos são fragmentos retrabalhados dos sedimentos contemporâneos aos sedimentos carbonáticos, os fragmentos geralmente são angulosos de tamanhos variáveis compostos por lama micrítica ou areia carbonática.

Os bioclastos englobam todos os fósseis de estruturas calcárias de organismos ou fragmentos destas estruturas, os diferentes grupos, gêneros e espécies estão restritos a determinados ambientes de formação.

2.2. Classificação das Rochas Carbonáticas

As classificações das rochas carbonáticas são baseadas principalmente em fatores como a textura, fábrica, tipo de grão, tipo de poro, composição e diagênese (Akbar *et al.*, 2001, Tucker 1990).

Atualmente existem diversas classificações das rochas carbonáticas, sendo alguns esquemas gerais e outros mais específicos. Ahr (2008) propôs uma subdivisão das principais classificações dos carbonatos acordo com a textura (Carbonatos Detríticos), padrões de crescimento biológico (rochas biogênicas) e origem da deposição – biologia – genética (Figura 2.4).

Classificação das Rochas Carbonáticas	Classificação dos Carbonatos Detríticos	Folk 1959/1962
		Dunham 1962
	Classificação das Rochas Biogênicas (Reef Rock)	Embry & Klovan 1971
		Riding 2002
	Classificação Genética	Grabau (1904)
		Wright 1992

Figura 2.4 Subdivisão da Classificação das rochas carbonáticas (Ahr, 2008)

2.2.1. Classificação de Folk

Folk (1962) propõe diversas terminologias baseadas em três feições, a primeira referida com a abundância e tipo de grãos (aloquímicos), matriz (micrita) e cimento (espática) ou espaço poroso. A segunda referida com o grau de classificação e arredondamento dos grãos e a terceira é referida com o tamanho meio dos grãos ou tamanho dos cristais da rocha (Scholle & Scholle, 2003).

Folk na primeira componente reconheceu quatro tipos de Aloquímicos: os Ooides, peloides, bioclastos e os intraclastos, estabelecendo três principais famílias ou tipos de calcários (Figura 2.5): calcário aloquímico espático (tipo I), formado por grãos aloquímicos cimentados por calcita espática. Calcário aloquímicos microcristalino (tipo II), composto por grãos aloquímicos em matriz micrítica e Calcário microcristalino (tipo III), sem grãos aloquímicos.

SUBDIVISÃO ESPECTRAL DOS TIPOS DE CALCÁRIOS			
Rochas Aloquímicas			Rochas Ortoquímicas
tipo de grão Aloquímico	Cimento de Calcita Espática I	Matriz de Calcita Microcristalina II	Calcita Microcristalina sem aloquímicos III
Intraclasto	 Intraesparito	 Intramicrita	 Micrita
Oóides	 Ooesparito	 Oomicrita	 Dismicrita
Fósseis	 Bioesparito	 Biomicrita	Rochas Recifais Autóctones IV  Biolitito
Pellets	 Pelesparito	 Pelmicrita	



Calcita Microcristalina



Calcita Espática

Figura 2.5 Classificação gráfica de Folk 1962 (Fonte: Modificado Folk, 1962).

Folk considera uma classe especial (tipo IV) as rocha constituída por massas recifais ou estruturas orgânicas desenvolvidas in situ, denominadas Biolitito.

Para descrever as características da segunda componente, Folk classifica os depósitos de acordo com a energia do ambiente de formação. Pode ver-se na Figura 2.6 que a energia de formação se incrementa da esquerda para a direita. Ambientes de baixa energia tipicamente apresentam maiores concentrações de lama pura ou quase pura. Em ambientes de energia intermediária as acumulações de lama com concentrações de grãos são mais comuns, enquanto em ambientes de alta energia ocorrem acumulações de grãos classificados e arredondados com a lama da matriz virtualmente removida (Scholle & Scholle, 2003).









Porcentagem de aloquímicos	> 2/3 de matriz de lama calcária				calcita espática e lama carbonáticas em proporções semelhantes	> 2/3 de calcita espática		
	0-1%	1-10%	10-50%	>50%		Mal selecionada	Bem selecionada	Arredondada e desgastada
Termo Textural	Micrito e dismicrito	Micrito fossilífero	Biomicrito disperso	Biomicrito denso	Intraesparito	Bioesparito mal selecionado	Bioesparito selecionado	Bioesparito arredondado
Petrotrama								
Análogos Terrígenos	Argilito		Argilito arenoso	Arenito imaturo ou argiloso	Arenito submaturo	Arenito Maduro	Arenito supermaturo	

Figura 2.6 Espectro textural para sedimentos carbonáticos de Folk 1962 (Fonte: Domingues, 2011).

Para a terceira componente, Folk estabelece uma terminologia para variados tamanhos do material transportado ou para precipitado autigênico, também usado para os produtos de recristalização ou de substituição como a dolomita (Figura 2.7).

Tamanho de Grão	Constituintes transportados	Constituintes autigênicos	Tamanho de Grão
64 mm	Calcirrudito muito grosso	Cristalino extremamente grosso	4 mm
16 mm	Calcirrudito grosso		
4 mm	Calcirrudito médio		
1 mm	Calcirrudito fino	Cristalino muito grosso	1 mm
0,5 mm	Calcarenito grosso	Cristalino grosso	0,25 mm
0,25 mm	Calcarenito médio		
0,125 mm	Calcarenito fino	Cristalino médio	0,062 mm
0,062 mm	Calcarenito muito fino		
0,031 mm	Calculutito grosso	Cristalino fino	0,016 mm
0,016 mm	Calculutito médio		
0,008 mm	Calculutito fino	Cristalino muito fino	0,004 mm
	Calculutito muito fino	Afanítica	

Figura 2.7 Escala de tamanho de grãos para Rochas Carbonáticas de Folk 1962 (Fonte: Modificado Folk, 1962).

2.2.2. Classificação de Riding

Riding (2002) desenvolveu uma classificação para os recifes orgânicos com base na proporção volumétrica dos componentes sedimentares Matriz (M), Esqueleto (S) e Cimento (C), utilizando diagramas triangulares MSC para representar as proporções de suporte destes componentes (Figura 2.8).

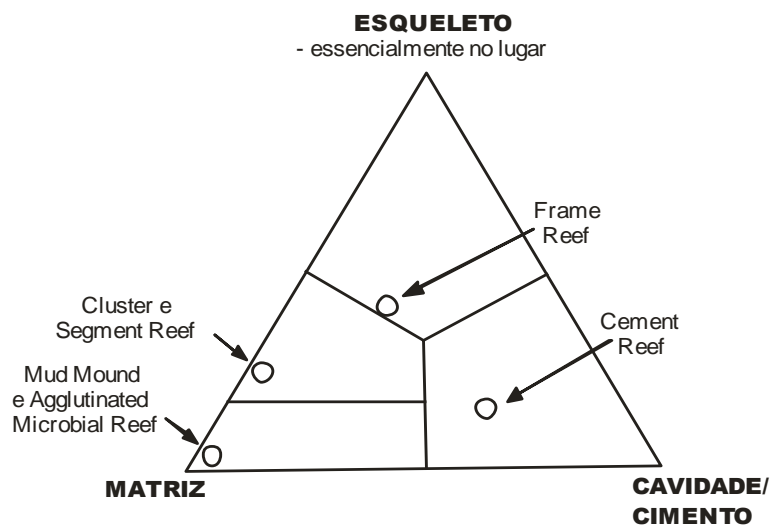


Figura 2.8 Classificação de Riding: Diagrama triangular MSC, a) dominados pela matriz de suporte: Agglutinated Microbial Reefs, Cluster Reefs, Segment Reefs, Carbonato Mud Mounds. b)

dominados pelo suporte esquelético: Frame Reefs. c) dominados pelo cimento de suporte: Cement Reefs (Fonte: Riding 2002).

Desta forma, Riding distinguiu categorias de acordo com qual destes componentes fornecia o suporte principal para a estrutura durante a formação, as quais são representadas na Figura 2.9.

A categoria dominada pela matriz como suporte principal abrangeu os *Agglutinated Microbial Reefs* os quais são criados pelo aprisionamento microbiano e a acumulação de partículas sedimentares, os *Mud Mound*, que são depósitos de carbonato de origem orgânica ou inorgânica, que além de terem a matriz de suporte têm um relevo topográfico, e os *Cluster Reefs*, que são recifes que exibem os elementos do esqueleto adjacentes, mas não em contato. *Segment Reefs* são recifes de matriz suportados onde os elementos do esqueleto podem estar em contato, não estando articulados.

A categoria dominada pelo esqueleto como suporte principal abrangeu os *Frame Reefs*, que são recifes que apresentam os elementos do esqueleto em contato. A categoria dominada pelo cimento como suporte principal contém ao *Cement Reefs*, que são recifes criados tanto em ambiente marinho como não marinho pela cimentação de organismos *in situ*.


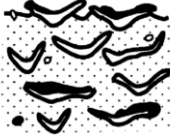



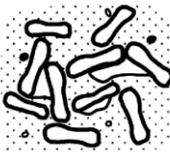


Matriz de suporte		Esqueleto de suporte	Cimento de suporte
Agglutinated Microbial Reef 	Cluster Reef 	Frame Reef  Aberto	Cement Reef 
Carbonate Mud Mound 	Segment Reef 	 Preenchido	Skeleton Cement Reef 
Pouco ou nenhum esqueleto	Esqueleto perto	Esqueleto em contato	Organismos cimentados (esquelético ou não esquelético)

Figura 2.9 Representação esquemática da Classificação das Rochas Carbonáticas de Riding (Fonte: Riding 2002).

Além do tipo de suporte, a presença de cimento na rocha permite diferenciar quatro tipos de recifes orgânicos como se pode observar na Figura 2.10. Esta mostra que o travertino e a tufa estão incluídos dentro dos recifes orgânicos suportados por cimento ou Cement Reefs.

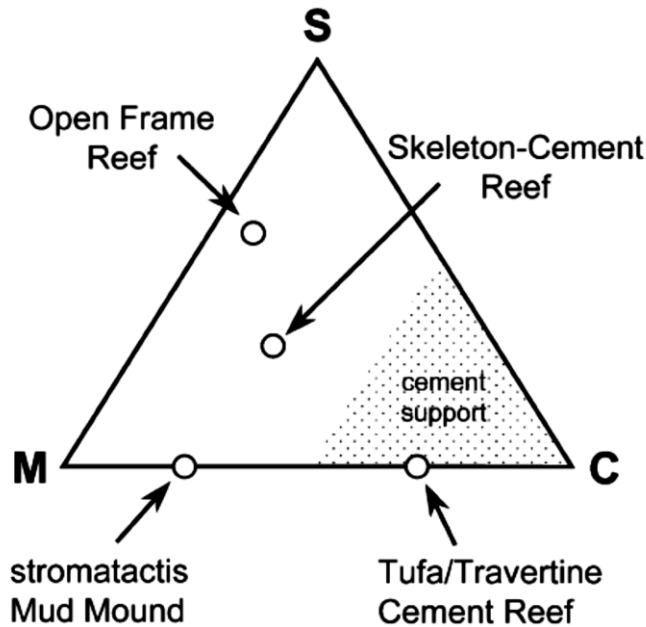


Figura 2.10 Cement Reefs orgânicos e carbonatos Mud Mound plotados em um Diagrama MSC (Fonte: Riding, 2002).

2.3. O Travertino

Segundo Chafetz & Folk (1984) o termo travertino é Italiano, constituindo uma derivação do latim *Tiburtinus* cuja tradução do latim significa “pedra de Tibur”, em referência à cidade de Tivoli.

O travertino é uma rocha sedimentar não clástica com microestrutura cristalina (formada através dos sedimentos perto de águas termais, lagoas, nascentes e cachoeiras), e sua origem é vinculada com o afloramento de águas hidrotermais enriquecidas em carbonato de cálcio que surgem na superfície da terra.

A constante e progressiva acumulação de material carbonático da zona de dissolução para a zona de precipitação conduz à sedimentação desta rocha em camadas paralelas, horizontais por vezes, caracterizadas por mudanças de cor e ampla porosidade irregular (Acocella & Turrini 2010).

Segundo Chafetz & Folk (1984) o travertino é uma forma de carbonato de água fresca proveniente de nascentes e depositado por processos orgânicos e inorgânicos.

Para Pentecost (2005) o travertino é um calcário continental, quimicamente precipitado e formado no entorno de infiltrações, nascentes, rios e ocasionalmente lagos. É constituído de calcita ou aragonita, de baixa a moderada porosidade intercrystalina e elevada porosidade móldica ou *framework*, dentro da zona vadosa ou ocasionalmente com o nível freático superficial. Para o autor a precipitação resulta principalmente através da transferência do dióxido de carbono de ou para as fontes de água subterrânea levando à supersaturação de carbonato de cálcio, com a nucleação e crescimento de cristais que ocorre sobre uma superfície submersa.

2.3.1. Classificação do Travertino

Em um esforço de organizar os travertinos para seu estudo, Pentecost & Viles (1994), fizeram um esquema da classificação baseada em certas feições como geoquímica, fabrica e morfologia, apresentado na Figura 2.11.

Fatores	Termal (Termógeno)		Meteógeno		
	Autóctone			Alóctone	
Feições de grandes escalas (morfologia e posição topográfica)	Manancial ↓ Fissuras em cristas ↓ Colina	Rio ↓ Cascatas Bancos de ruditos cimentados ↓ Barragem	Lago ↓ Incrustação	Pântano ↓ Depósitos paludais	Clásticos ↓ Lagos e vales preenchidos, barreiras e cones aluviais (frequentemente cimentados)
	Autóctone				
Feições de pequenas escalas (micromorfologia e microfabric)	Microbial ↓ Muitos oncóides ↓ Estromatólitos	Arbustos bacterianos ↓ Tufos de algas	Briófitas ↓ Tufas e musgos	Inorgânico ↓ Carbonato "espumoso" Raft Sinter (maioria pisóides)	Clásticos ↓ Intraclastos e pelóides

Figura 2.11 Classificação unificada dos travertinos, Pentecost & Viles (1994) (Fonte: Domingues, 2011).

Na classificação geoquímica, Pentecost & Viles (1994) dividiram o travertino em dois grupos geoquímicos acordo com a temperatura da fonte da água, sendo estes o travertino meteógeno e termógeno.

O travertino meteógeno ou tufa calcária, é referido a uma ampla variedade de depósitos calcários de água fresca, onde o CO_2 é proveniente do solo e da atmosfera. A tufa é o produto de precipitações de carbonato de cálcio sob regimes de água fria e tipicamente contém restos de microfítas e macrofítas, invertebrados e bactérias. Estas rochas podem se formar em uma ampla gama de condições climáticas sempre que exista um regime de fluxo moderado (Ford & Pedley, 1996).

O travertino termógeno ou termal, é um depósito de CaCO_3 precipitado em ambientes geotermalmente ativos, onde os fluidos provenientes dos circuitos geotermiais interatuam com as camadas de rochas carbonáticas e ascendem para a superfície, onde liberam o excesso de bicarbonato de cálcio formando os depósitos de travertino (Filippis *et al.*, 2013a).

O CO_2 neste caso é originado por processos termais dentro ou abaixo da crosta terrestre, ou de uma variedade de reações como a hidrólise, oxidação e redução do carbono, descarbonização do calcário ou diretamente a partir do manto superior, sendo por isso estas rochas mais comuns em regiões de atividade vulcânica ou tectônica recente (Pentecost & Viles 1994, Ford & Pedley 1996).

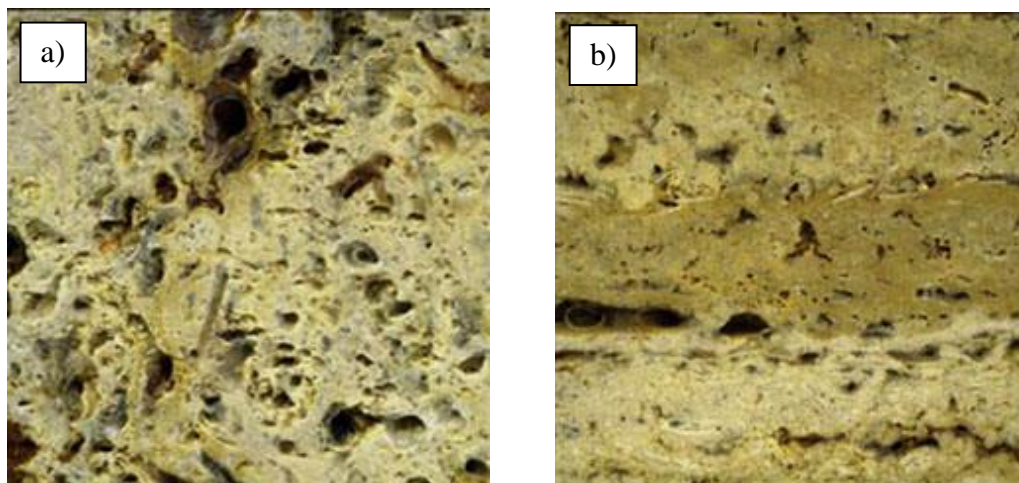


Figura 2.12 Tufa calcária (a) e travertino laminado (b).

Ford & Pedley (1996) indicam que o termo travertino propriamente dito é restrito a todos os depósitos de carbonato de cálcio de água fresca termal e

hidrotermal dominados pela precipitação física – química e microbial sem restos de microfítas, macrofítas, invertebrados, bactérias e animais *in situ*.

Segundo Pentecost & Viles (1994) a diferenciação dos travertinos de acordo com a fábrica é relacionada à arquitetura dos depósitos, ou seja, seu arranjo, densidade e tamanho das unidades que compõem a rocha. Os mesmos autores indicam que as plantas, algas, bactérias, gás e tipo de mineral tem uma grande influência na fábrica do Travertino, o qual é completamente comum isto permite ter uma grande diversidade de nomes para cada caso. Por exemplo, para o caso das plantas a fábrica pode ser reconhecida por marcas deixadas por as folhas e ramos depois que se deterioram e esvanecem, as quais poderiam originar a porosidade móldica. Em depósitos originados perto de fontes de gás podem apresentar uma fábrica do tipo espuma a qual é comum nos depósitos termais, outros depósitos como os de Aragonito que apresentam uma estrutura radiada o subparalela de cristais, mas no caso das bactérias a fábrica é mais difícil de ser reconhecida, mas elas podem ter forma de plumas ou arbusto.

Para a classificação morfológica, Pentecost & Viles (1994) dividiram o travertino em dois grupos baseado na escala de suas feições, as quais contêm nove categorias contidas em dois subgrupos, o primeiro subgrupo contém os depósitos autóctones (*in situ*) associados com nascentes, correntes, rios, lagos e pântanos. O segundo subgrupo é o dos travertinos alóctones (clásticas - transportados).

Os mesmos autores indicam que é possível a ocorrência de formas integradas de travertinos os quais podem desafiar qualquer tentativa de classificação.

2.4. Porosidade e Comportamento Mecânico

2.4.1. Estrutura Porosa

Os carbonatos são rochas com um meio poroso complexo, com ampla porosidade e tamanho de poros, mostrando também características petrológicas diferentes devido aos diversos fatores que influenciam sua gênese.

A estrutura porosa ou espaço poroso num sistema real é dividido em corpo do poro e garganta (Al-kharusi, 2007), onde o maior espaço vazio é considerado o

corpo do poro e onde os espaços vazios mais alongados e que conectam os maiores espaços vazios são as gargantas como é mostrado na Figura 2.13.

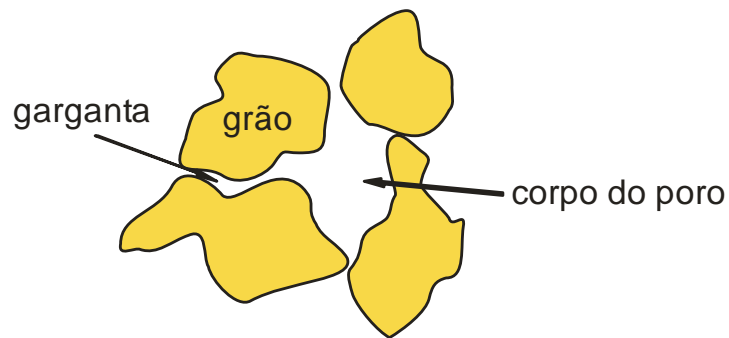


Figura 2.13 Espaços vazios entre os grãos mostrando um corpo de poro e caminhos alongados conectando os poros, que são descritos como gargantas.

A porosidade nas rochas pode ser do tipo primária, gerada durante a formação da rocha ou no final da deposição dos sedimentos, ou secundária originada por qualquer processo após da formação da rocha ou deposição dos sedimentos, como por exemplo, dissolução, tectonismo, etc.

Segundo Berryman & Wang (2000) dois tipos de porosidade são frequentemente mais importantes na escala de reservatório: a porosidade da matriz ou armazenamento e a porosidade de fissuras ou fraturas.

Além disso, acordo com a sua condutividade a estrutura porosa pode ser dividida em espaço poroso efetivo e não efetivo ou de armazenamento, sendo o efetivo que controla a permeabilidade, com maior sensibilidade às variações de esforços. O espaço poroso não efetivo é definido como aquele onde a velocidade do fluxo é muito menor a 1% da velocidade média do fluido (Bernabé *et al.*, 2003).

A porosidade pode ser considerada uma componente petrológica muito importante, e que confere às rochas algumas propriedades: dureza, resistência, permeabilidade, e as torna adequadas para diferentes aplicações. Por isso, é de grande interesse estudar a influência da porosidade sobre o comportamento da rocha (Rodriguez, 2006).

O conhecimento da forte susceptibilidade dos carbonatos à dissolução, substituição mineralógica e recristalização permite gerar uma variedade de tipos e tamanhos de poros de irregular distribuição (Akbar *et al.*, 2001).

A porosidade das rochas carbonáticas pode se agrupar em três tipos:

- Porosidade conectada, existente entre os grãos do carbonato.
- Porosidade vugular, que são poros com forma de vesículas, originados pela dissolução da calcita durante a diagênese.
- Porosidade por fraturamento que é originada por esforços depois da deposição (Schlumberger, 2008).

Scholle & Scholle (2003) fizeram uma representação dos diferentes tipos de porosidade (Figura 2.14) com base na classificação de Choquette & Pray (1970) sendo divididas em três grupos.

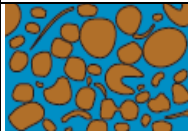
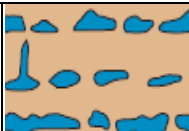
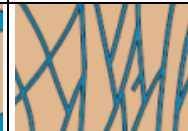

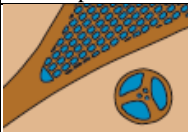









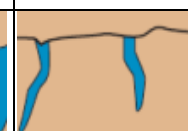
Fábrica Seletivo		Fábrica não Seletivo	Fábrica Selectivo ou não
			
			
			
			
Mórdica		Caverna	Greta de contração

Figura 2.14 Classificação da porosidade de Choquette & Pray (1970). (Fonte: Modificado Scholle & Scholle, 2003).

No primeiro grupo de **fábrica seletivo**, a responsável da formação do poro são os grãos e cristais ou outras estruturas físicas, sendo que os poros não atravessam seus limites primários (grãos e fábrica de posição). Neste grupo, inclui-se a porosidade:

- *Interpartícula* onde o espaço poroso é formado pelas partículas sedimentares, com um diâmetro de poro maior que 10 μm .
- *Intrapartícula*, onde o espaço poroso se forma no interior das partículas ou grãos das rochas, com um diâmetro de poro menor que 10 μm .

- *Intercristalina*, em que o espaço poroso é formado pelos cristais da rocha.
- *Móldica*, formada pela remoção seletiva ou dissolução do material sedimentar.
- *Fenestral*, este termo é usado para definir as aberturas maiores e mais longas que os interstícios formados pelos grãos das rochas, com diâmetros maiores a 100 μm .
- *Shelter* ou abrigo, na qual as partículas cobrem a superfície da rocha em formação, deixando um espaço vazio formando o poro e evitando que seja preenchido por material mais fino.
- *Growth – Framework* ou estrutura de crescimento, que é um tipo de porosidade primária criada a partir do crescimento *in situ* da estrutura da rocha carbonática.

No grupo de fábrica não seletivo, os poros podem atravessar seus limites primários, incluindo-se os seguintes tipos:

- *Fratural*, originada pelo faturamento da rocha, que pode induzir à formação de outros tipos de poros e aumentos significativos da permeabilidade.
- *Canal*, que é aplicável a poros alongados com continuidade em uma ou vezes em duas dimensões com comprimento 10 vezes maior que a sua seção transversal.
- *Vugular*, com diâmetros maiores a 1 mm, não apresentando relação com a textura da rocha, e sendo formados geralmente por dissolução com um baixo grau de comunicação.
- *Caverna*, este tipo de porosidade originada por processos de dissolução é caracterizada pelo maior tamanho, que são grandes cavidades ou cavernas, podendo seu tamanho ser em torno de meio metro.

O último grupo de fábrica seletiva ou não; inclui a porosidade:

- *Brecha*, que acontece principalmente na zona de falha, dissolução com fluxo de detritos e deslizamento ou deformação tectônica.
- *Boring* ou buraco, no qual os poros são criados por organismos em sedimentos relativamente rígidos.
- *Burrow* ou Toca, neste caso os poros também são formados por organismos, mas em sedimentos pouco consolidados.

- *Shrinkage* ou gretas de contração, sendo estes vazios originados por processos de secagem que são associados com a ocorrência de gretas e fissuras de tamanho variável, que se apresentam majoritariamente em sedimentos finos (Rodriguez, 2006).

Lucia (1983,1999) faz uma classificação da porosidade enfatizada em aspectos petrofísicos, considerando a conectividade dos poros tipo vugular, a fim de estimar a porosidade intergranular e propriedade de capilaridade e permeabilidade. Para Arh (2008) este é um método visual e prático para caracterizar rochas carbonáticas e suas propriedades petrofísicas sem incluir sua genética.

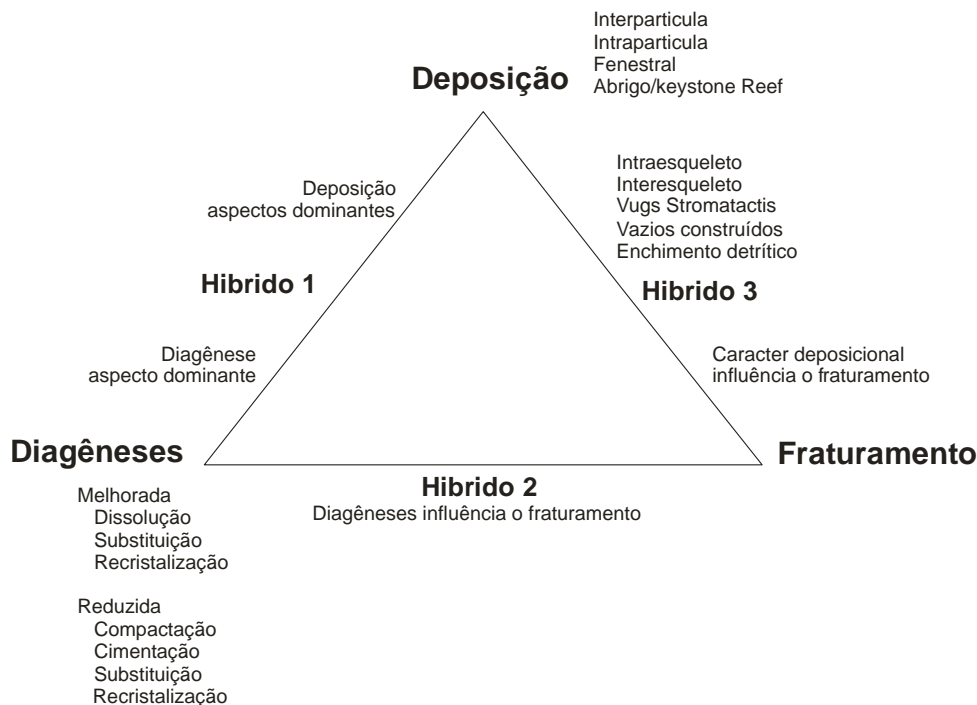


Figura 2.15 Classificação genética da porosidade em rochas carbonáticas de Ahr 2008 (Fonte: Ahr, 2008).

Neste sentido, Ahr (2008) apresentou sua classificação genética da porosidade para as rochas carbonáticas (Figura 2.15), a qual inclui três processos como os principais responsáveis da formação dos poros nas rochas carbonáticas: Processos de Deposição, Processos de Fraturamento e Processos de Diagêneses. Estes são independentes, mas existem tipos de poros intermédios chamados Híbridos, porque nestes casos mais de um mecanismo pode ter afetado a formação de um sistema de poros em diferentes momentos durante sua história genética,

como por exemplo, a deposição alterada por diagêneses, mas a textura, fábrica e as camadas não são reconhecíveis, sendo classificado como híbrido onde os atributos da diagênese são dominantes.

Garcia-del-Cura *et al.* (2012) classifica a porosidade do travertino em microporosidade e macroporosidade. Dentro da primeira se encontram os poros com tamanho menor de 100 μm (0,1 mm), na segunda se encontram os poros com um tamanho maior a 100 μm , podendo atingir até vários centímetros.

2.4.2. Resistência Mecânica dos Travertinos e sua Relação com a Porosidade

Rodriguez (2006) fez comparações entre a porosidade dos arenitos e calcários (Tabela 2.2), mostrou que para o arenito é possível estimar correlações da porosidade com o tamanho dos grãos, forma dos poros e permeabilidade, além de ser pouco influenciado pela diagênese. Estas relações são variáveis no caso dos calcários. Verifica-se para uma fase anterior à diagênese uma elevada porosidade em ambas as rochas. Posteriormente à diagênese a maior redução relativamente à porosidade inicial ocorre nos calcários.

Tabela 2.1 Comparação da porosidade dos arenitos e calcários (Rodriguez, 2006).

	Arenito	Calcário
Porosidade inicial (após deposição)	25 - 40%	0 - 70 %
Porosidade final (após diagênese)	15 - 30 %	5 - 15 %
Tipos de poros iniciais (após deposição)	Intergranular	Inter/Intragranular
Tipos de poros finais (após diagênese)	Intergranular	Variados
Relação entre o tamanho dos poros os grãos	Alta	Baixa
Relação entre a forma dos poros os grãos	Negativo	Variada
Homogeneidade de um corpo rochoso	Alta	Variável
Influência da diagênese	Baixa	Alta
Avaliação Visual	Fácil	Variável
Relação entre a permeabilidade	Boa	Variável

Segundo García-del-Cura *et al.* (2012), a variabilidade nos resultados pode ser originada pelos diferentes tipos de fácies presentes no carbonato.

O mesmo autor notou que o travertino apresenta geralmente quatro tipos de fácies: massiva, bandeada, laminada e cripto-laminada. As duas primeiras massiva

e bandeada podem ser porosas ou ter baixa porosidade, enquanto que as fácies, laminada e cripto-laminada têm baixa porosidade. Outras características achadas na maioria de travertinos e tufas são resumidas na Tabela 2.2.

Benavente *et al.* (2009) indica que o tipo de fácies influi em grau diferente nas propriedades petrofísicas do travertino, sendo as mais afetadas as propriedades hídricas e as mecânicas estáticas, e as menos afetadas a porosidade e as velocidades de propagação de onda.

Tabela 2.2 Estruturas, texturas e tipos de poros mais representativos dos travertinos e tufas Garcia-del-Cura *et al.* (2012).

Estrutura		Textura	Porosidade	
Tipo	Subtipo		Microporosidade	Macroporosidade
Travertino				
Massiva	Pouco porosa	Micrítica Cristalina	Intercristalina	Bolhas cobertas Estrut. crescimento
	Porosa	Pequenos peloides	Intergranular	Vugular
Bandeada	Pouco porosa	Micrítica	Intercristalina	Fenestral Microcársticas
	Porosa	Arborescente/arbusto Cristalina fibrosa radiada	Estrut. crescimento Intercristalina	Bolhas cobertas Estrut. crescimento Vugular
Laminada	Pouco porosa	Micrítica Cristalina fibrosa radiada	Intercristalina	Fenestral
Criptolaminada	Pouco porosa	Micrítica	Intercristalina	
Tufas				
Moldes e marcas de plantas	Muito porosa (homogênea)	Cristalina	Intercristalina	Moldes de plantas
	Porosa (complexa)	Micrítica/arborescente/ peloides, etc.	Intercristalina Intergranular	

Para vários autores (Garcia-del-Cura *et al.*, 2012, Domingues 2011, Yale 1998) a resistência e a rigidez do travertino dependem da porosidade da rocha, tendo a porosidade uma relação inversa com a resistência e a rigidez, (Figura 2.16), o que implica decréscimo da resistência com o incremento da porosidade.

Pimentel (2002) observou que a variação da estrutura porosa da rocha pode ser bastante alterada pelo surgimento e propagação de microfissuras que provocam variações das propriedades da rocha, como sua porosidade e permeabilidade, além de sua resistência e peso específico. Estes últimos foram relacionados por Çobanoğlu & Çelik (2012) concluindo-se que o UCS seria influenciado pela variação do peso específico seco, mostrando uma relação exponencial (Figura 2.17).

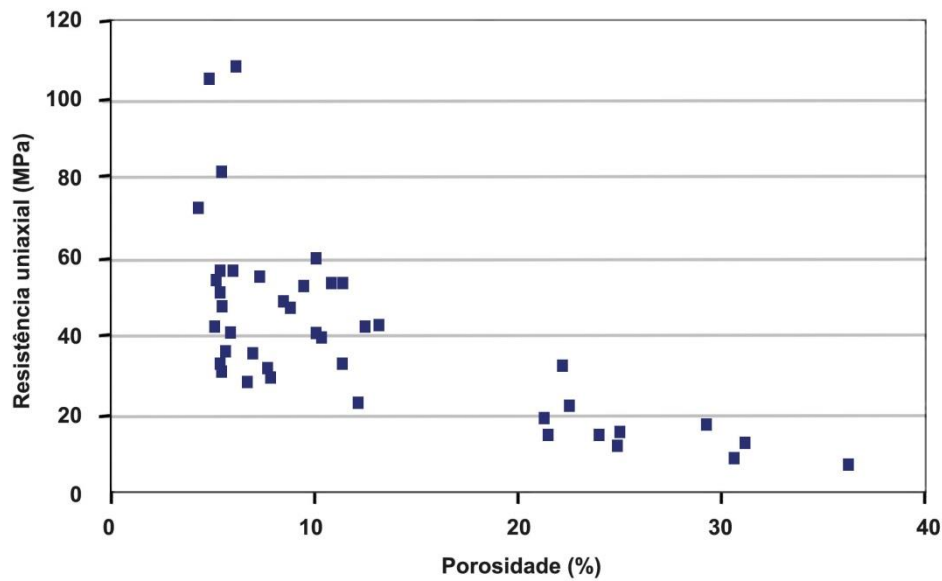


Figura 2.16 Resistência em função da porosidade para diversos travertinos e tufas Carbonáticas (Fonte: Garcia-del-Cura *et al.*, (2012)).

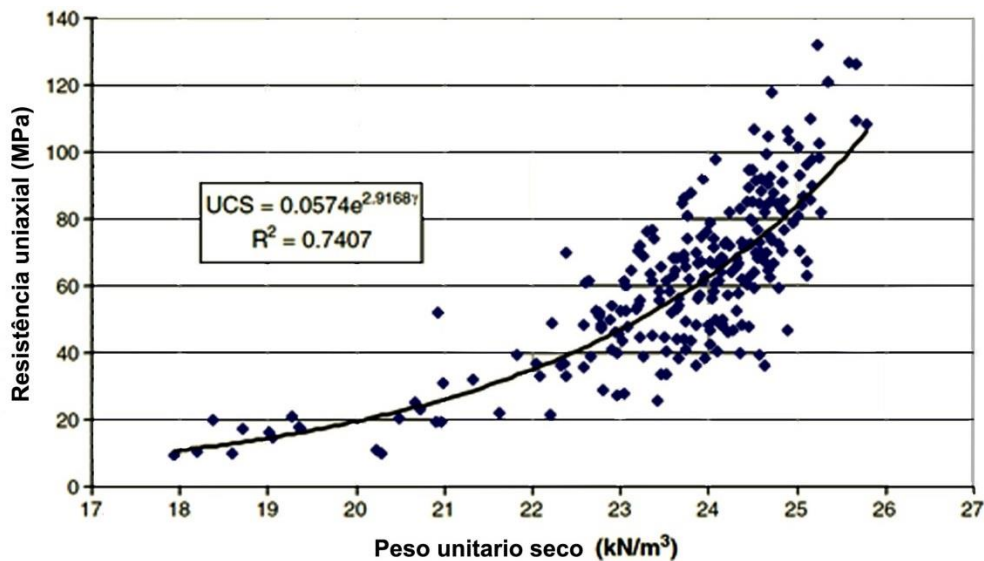


Figura 2.17 Valores do UCS para o travertino em função do peso específico seco (Fonte: Çobanoğlu & Çelik, 2012).

Na opinião de Azevedo (2005), o fato de a porosidade inicial ser baixa não é um requisito para que a rocha apresente maior sensibilidade à tensão, já que outros fatores como a mineralogia e arranjo geométrico dos grãos, desempenham um papel importante no comportamento da rocha.

2.4.3. Resistência Mecânica e a Deformação

As deformações que acompanham as variações das tensões totais e efetivas podem originar mudanças permanentes da estrutura da rocha, quando seu limite elástico é excedido, partindo do surgimento de microfissuras até o colapso de poros, gerando ao mesmo tempo mudanças em suas propriedades, como na resistência e permeabilidade (Pimentel, 2002).

Como pontos de comparação para este trabalho, consideraram-se informações da bibliografia relativa a rochas carbonáticas e calcários, uma vez que não foram encontradas informações do travertino para ensaios triaxiais.

É visto que em carbonatos de alta porosidade, o fenômeno de colapso de poros pode ocorrer em um regime de pressão existente durante a produção. Estes carbonatos, que geralmente são bem consolidados, apresentam uma compressibilidade baixa até certo nível de tensão, tornando-se altamente compressível para tensões maiores. Este aumento repentino da compressão, acoplado com uma grande deformação irreversível, é chamado de colapso dos poros (Smits *et al.*, 1986; Soares, 2000).

Segundo Yale *et al.* (1998) a deformação dos carbonatos geralmente segue um modelo de estado crítico fortemente dependente da porosidade. Mesmo amostras de porosidade moderadas (15-22%) apresentaram deformações plásticas significativas sob condições de tensão alcançáveis em muitos reservatórios de petróleo.

Smits *et al.* (1986) determinaram que nas correlações dos parâmetros dos carbonatos, a posição da linha de tendência depende muito do tipo de carbonato, saturação dos poros, taxa de carregamento e contraste de tensões.

As propriedades de deformação e resistência dos núcleos de rocha medidos em laboratório geralmente não refletem com precisão em grande escala as propriedades *in situ*, porque estas últimas são fortemente influenciadas pelas juntas, falhas, heterogeneidades, planos de fraqueza, e outros fatores. Assim, os valores de laboratório para amostras intactas devem ser empregados com julgamento apropriado em aplicações de engenharia (ASTM D7012-13).

2.5. Micro-tomografia Computadorizada de Raios-X

Segundo Al-kharusi (2007) existem três métodos para obter uma representação do espaço poroso.

O primeiro é a descrição dos processos sedimentários pelos quais a rocha foi formada. O segundo, a análise estatística de imagens bidimensionais de lâminas delgadas para uma posterior reconstrução tridimensional do espaço poroso, sendo esta uma técnica tradicional para medir a porosidade estatisticamente. O terceiro é o escaneamento com Micro-tomógrafo computadorizado de raios-X, ferramenta usada para gerar imagens tridimensionais, permitindo uma descrição direta da porosidade. A precisão desta descrição depende muito da resolução do Micro-tomógrafo, conseguindo-se atualmente obter uma resolução de alguns poucos micrômetros.

A micro-tomografia computadorizada de raios-X (Micro CT) é uma técnica de grande alcance não destrutiva, que tem como fundamento a exploração com raios-X. O resultado são imagens transversais de alta resolução e tamanho lógico em disco. O termo tomografia vem das palavras gregas *tomos*, que significa seção e *grafia*, que é representação. O micro-tomógrafo emite um feixe muito fino de raios-X que atravessam o objeto, e o espectro da radiação que não é absorvida pelo objeto é coletado pelo sensor. Em seguida o emissor de luz muda de posição e continua executando o processo anterior até abranger todo o objeto. O computador transforma todos os dados obtidos pelos sensores em imagens digitais, empilha as seções e transforma as imagens planas em imagens tridimensionais.

Knackstedt *et al.* (2006) mostraram a presença de fortes variações na estrutura de rochas carbonáticas mediante imagens 3D obtidas pela micro-tomografia computadorizada, além disso os modelos gerados pelas imagens mostraram amplas variações topológicas e geométricas da rede de poros, que apresentavam dramáticas diferenças visuais e quantitativas.

Petunin *et al.* (2011) usaram imagens de Micro CT com o fim prever o comportamento da porosidade e permeabilidade dependendo do estado de tensões em arenitos e carbonatos. Os autores verificaram significativas variações das correlações tensão – permeabilidade de acordo com o tipo de rocha, podendo este

comportamento ser, segundo estes, explicado pela diferença entre a estrutura porosa das rochas.

Trabalhos anteriores com imagens do micro CT mostraram que as rochas carbonáticas podem apresentar um incremento da porosidade e da interconectividade entre os poros devido à dissolução da rocha originada pelo fluido percolante (Qajar *et al.*, 2013).

Segundo Knackstedt *et al.* (2006) a porosidade obtida das imagens do Micro CT depende da resolução do equipamento, motivo pelo qual alguns poros não serão contabilizados durante a análise, registrando-se porosidades aparentes.

O mesmo autor indica que as imagens de baixa resolução só permitem determinar o tamanho, forma e distribuição espacial da porosidade vugular, sendo que as imagens de maior resolução exibem porosidade interconectada e permitem medir o tamanho do poro intergranular.

Segundo Qajar *et al.* (2013) as diferenças na porosidade podem ser também atribuídas a erros experimentais e de representatividade, dado que só uma pequena porção da rocha é tomografada.

O uso de uma elevada resolução torna-se importante, uma vez que os macroporos apresentam uma pobre conectividade, tornando-se a microporosidade a responsável pela porosidade efetiva.

Arns *et al.* (2005) utilizou imagens tomográficas no cálculo de parâmetros como permeabilidade, pressão capilar de drenagem, e índice de resistividade, os quais comparados com ensaios de laboratório de permeabilidade, pressão capilar de injeção de mercúrio mostraram resultados satisfatórios.