

## **4.**

### **Caso de estudo: Conglomerados meios e grossos da Fm. Paso Real, Costa Rica**

Neste capítulo será apresentado o conglomerado meio-grosso da Fm. Paso Real. Serão descritos brevemente não só o contexto geológico regional e a descrição litológica dos locais utilizados na pesquisa, bem como as investigações geológicas e geotécnicas desenvolvidas no local estudado, os tipos de ensaios de laboratório e as metodologias utilizadas na caracterização do conglomerado.

#### **4.1. Importância do caso de estudo**

Segundo projeções apresentadas no plano de expansão 2014-2035, do Instituto Costarricense de Eletricidade (ICE, 2014), a demanda atual da produção de eletricidade na Costa Rica irá duplicar no ano 2035, mostrando um crescimento anual de 4,3 por cento. Uma das alternativas propostas pelo ICE, para satisfazer essa demanda de eletricidade, inclui a construção do projeto hidroelétrico El Diquis (PHED). Uma vez finalizado, o PHED irá fornecer ao sistema nacional de eletricidade da Costa Rica uma potência de 623 MW e 3050 GWh de geração média anual.

A execução do PHED prevê a construção de uma barragem de enrocamento com face de concreto de 170 m de altura, escavações superficiais com até 110 m de altura e várias obras subterrâneas com diâmetros de escavação entre 6 m até 30 m. Muitas obras principais (fundação da barragem, escavações superficiais de maior porte e grande parte das obras subterrâneas) serão construídas nos conglomerados da Fm. Paso Real. Em virtude da magnitude das obras a serem construídas e da importância para o país do PHED é relevante estudar em detalhe as propriedades de resistência e deformabilidade dos conglomerados da Fm. Paso Real.

## 4.2. Localização

A área de estudo está localizada no Distrito número 1 Buenos Aires, Cantão número 3 Buenos Aires, Província número 5 Puntarenas, na Costa Rica, na América Central (Figura 4.1). Na pesquisa foram investigados dois locais específicos: (a) o local da barragem do PHED, e (b) um afloramento do conglomerado.

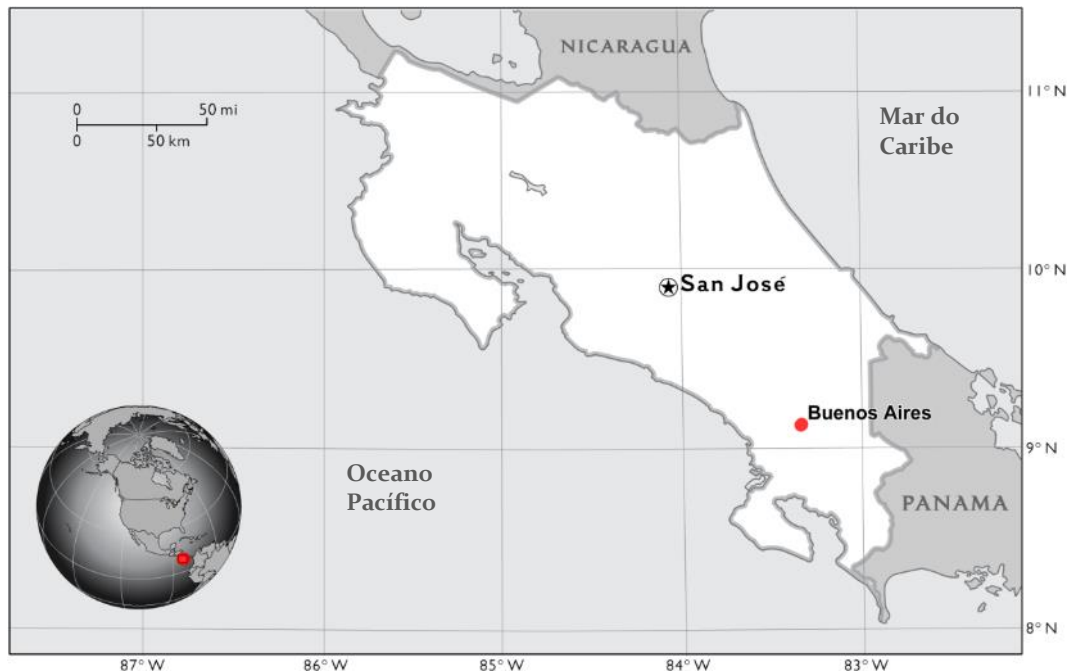


Figura 4.1 – Localização geral do local de estudo, povoado de Buenos Aires, Puntarenas, Costa Rica.

## 4.3. Contexto geológico

### 4.3.1. Geologia regional

#### 4.3.1.1. Ambiente tectônico

Segundo Astorga *et al.* (1991), a Costa Rica é parte do arco do insular maduro interoceânico do sul da América Central, originado durante o Cretáceo Superior e localizado na margem sudoeste da Placa do Caribe (Figura 4.2). As principais características tectônicas desta zona são as seguintes:

1. A *Fossa Mesoamericana* é o local onde se inicia a subducção da Placa Cocos, abaixo da margem oeste da Placa do Caribe. Segundo Minster & Jordan (1978), a velocidade de penetração que a Placa Cocos atinge em frente da Costa Rica varia entre 8-9 cm/ano;
2. A *Zona de Fratura do Panamá* é uma falha transformante do tipo dextral que limita as placas Cocos e de Nazca. Esta zona surgiu aproximadamente há um milhão de anos e ainda permanece ativa (Lonsdale & Klitgord, 1978);
3. A *Escarpa de Hess* foi interpretada como um traço de uma falha, de provável movimento transcorrente, que separa a Elevação da Nicarágua e a Bacia da Colômbia (Mann & Burke, 1984);
4. O *Cinturão Deformado do Panamá* é um limite tectônico compressivo entre a Bacia da Colômbia, o litoral do Caribe ao sul da Costa Rica e o litoral do Caribe do Panamá (Bown, 1976; Lu & McMillen, 1983; Bowland, 1984; Vitalli *et al.*, 1985; Wolters, 1986; Adamek *et al.*, 1988). Segundo Minster & Jordan (1978), a Bacia da Colômbia converge na direção sul-oeste com uma velocidade de 1 cm/ano;
5. A *Depressão de Nicarágua* (cf. McBirney & William, 1965) pertence ao sistema de grabens, provavelmente do Neógeno Tardio, da parte norte da América Central (Mann & Burke, 1984). Segundo Mann *et al.* (1990), a origem deste sistema distensivo pode-se associar com: (a) uma extensão da área trás-arco pela subducção, (b) subsidência entre falhas transcorrentes do tipo dextral; e (c) uma combinação dos processos anteriores.

De acordo com Astorga *et al.* (1991), a evolução geodinâmica e a interação das características tectônicas induziram a formação de duas gerações de bacias sedimentares na Costa Rica (Figura 4.3). Em quanto a primeira geração corresponde às bacias do sistema clássico de arcos de ilhas interoceânicas que evoluíram desde o Cretáceo Superior até o presente. Estas bacias, separadas por três unidades morfotectônicas principais, são: a) as bacias do talude da trincheira (*trench slope basins*); b) as bacias antearco (*forearc basins*), que inclui as Bacias Tempisque e Térraba; e c) as bacias da região trás-arco (*backarc basins*), que inclui as Bacias Limón Norte e Limón Sul. As bacias da segunda geração foram

sobrepostas à estrutura geral do arco de ilhas e têm sua origem a partir de fenômenos tectônicos locais, que afetaram o arco de ilhas durante o Terciário Tardio.



Figura 4.2 – Mapa tectônico esquemático da região Mesoamericana com indicação das principais características tectônicas e movimentos relativos das placas: NR=Levantamento da Nicarágua; SE=Santa Elena; N=Nicarágua; HE=Escarpa de Hess; CB=Bacia da Colômbia; PDB=Cinturão deformado do Panamá; OF=Falha de Oca; PF=Falha El Pilar; CRTFS=Sistema de Falha Transcorrente da Costa Rica; MAT=Trincheira Mesoamericana; CR=Dorsal de Cocos; PFZ=Zona de fratura de Panamá (Modificado de Astorga *et al.*, 1991).

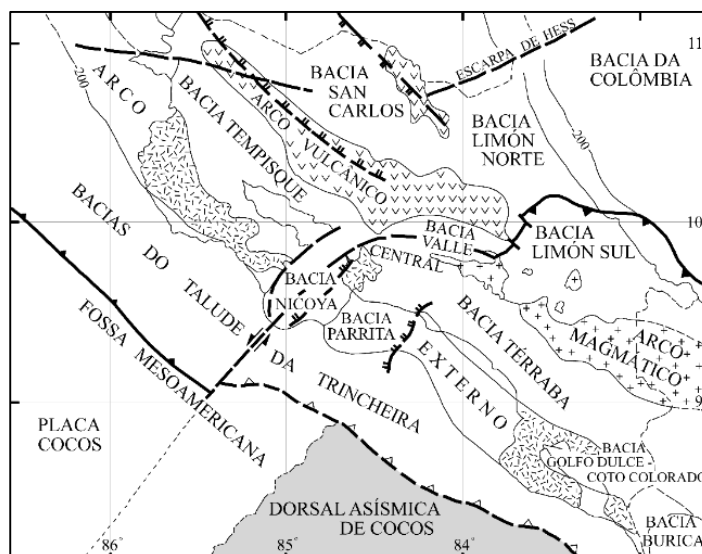


Figura 4.3 – Mapa tectônico esquemático da Costa Rica indicando as principais unidades morfotectônicas e bacias sedimentares (Modificado de Astorga *et al.*, 1991).

#### 4.3.1.2. Sequências estratigráficas

Astorga *et al.* (1991) propôs um modelo de sequências que agrupam as formações geológicas do país em quatro grandes grupos chamados de *Mega-sequências*, que estão separadas por discordâncias estratigráficas regionais, produto de mudanças no estilo tectônico que definiram os tipos de sedimentos que ingressaram nas bacias. Os grupos são apresentados a seguir (Figura 4.4):

1. *Mega-sequência A*: Supergrupo Papagayo. Inclui o Complexo de Nicoya, basamento básico e ultrabásico oceânico (Baumgartner *et al.*, 1984). Representa a base da sequência estratigráfica da região. Idade: Jurássico Inferior ao Cretáceo Superior (localmente até o Paleógeno).
2. *Mega-sequência B*: Supergrupo Curime. Representa, em geral, o preenchimento sedimentar profundo das bacias. Apresenta uma espessura maior de 3.000 m. Idade: Cretáceo Superior (Campaniano Superior) ao Oligoceno Inferior.
3. *Mega-sequência C*: Supergrupo Boruca. Representa, em geral, o preenchimento sedimentar nerítico das bacias. Apresenta uma espessura média de 2.000 m e máxima de 4.000 m. Idade: Oligoceno Superior ao Mioceno Superior.
4. *Mega-sequência D*: Supergrupo Carara. Preenchimento sedimentar principalmente de origem continental e localmente marinho. Apresenta uma discordância estratigráfica com os sedimentos da *Mega-sequência C*. Sua espessura média é de algumas centenas de metros e, localmente, pode ter até 3.000 m de espessura. Idade: Plioceno ao Quaternário.

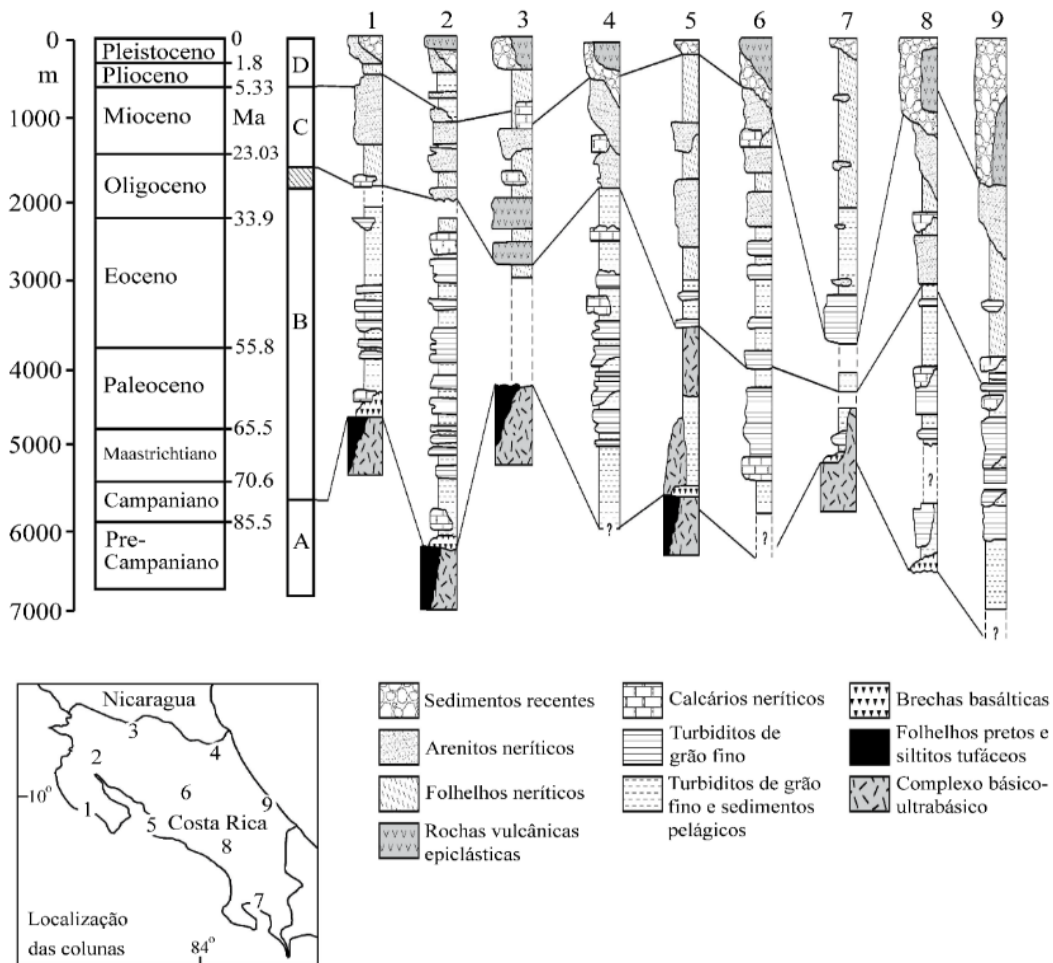


Figura 4.4 – Coluna estratigráfica das bacias sedimentares da Costa Rica. A-D representam as quatro *mega-sequências* estratigráficas (Modificado de Bundschuh & Alvarado, 2007).

#### 4.3.1.3. Desenvolvimento tectônico

Conforme Astorga *et al.* (1991), o desenvolvimento tectônico do arco de ilhas da Costa Rica e o estilo de deformação de suas bacias é controlado pela: (a) geodinâmica da Placa do Caribe (fases compressivas), e pelos (b) processos de ajuste interno entre os blocos que formam o arco de ilhas (tectônica local).

Segundo Gursky (1988), as quatro fases compressivas do NW da Costa Rica (extrapoladas para o resto da Costa Rica) são as seguintes:

1. *Fase D1*: Direção de tensões máximas N-S. Foi desenvolvida do Turoriano ao Santoniano (Kuijpers, 1980; Gursky, 1988; Astorga, 1988) e afetou unicamente a *Mega-sequência A*, originando dobras de várias ordens de

magnitude (de metros a quilômetros) com eixos NE-SW e E-W. Gursky (1988) associa sua gênese à aproximação relativa das Placas Norte-Americana e Sul-Americana (Ladd, 1976). Porém, segundo o modelo de Pindell & Dewey (1982) e Pindell *et al.* (1988) neste período não aconteceu a aproximação relativa das Placas Norte-Americana e Sul-Americana. Portanto, a deformação deste período pode ser associada a uma colisão de placas na zona do Pacífico Central Leste e a região do Caribe (Ross & Scotese, 1988).

2. *Fase D2*: Direção de tensões máximas SSW-NNE. Foi desenvolvida durante o Campaniano e produziu um encurtamento da crosta, que foi interpretado de várias formas por diferentes autores: (a) complexo de prismas de acreção (Galli-Olivier, 1979; Baumgartner, 1984; 1987), (b) *blind thrust faults* ou falhas inversas sem afloramento em superfície (Kuypers, 1980; Azema & Tournon, 1980; Bourgois *et al.*, 1984; Azema *et al.*, 1985; Meschede *et al.*, 1988), e (c) *telescoping*. Esta compressão é atribuída a um forte acoplamento das Placas de Farallón e do Caribe (Burke *et al.*, 1978, 1984; Pindell *et al.*, 1988), provavelmente, associado a uma mudança global dos vetores de movimento das placas tetônicas.
3. *Fase D3*: Direção de tensões máximas N-S até NNW-SSE. Foi desenvolvida durante o Eoceno Médio-Superior e geraram estruturas compressivas do tipo *blind thrust faults* com orientação principal E-W. A compressão afetou uma grande parte da Placa do Caribe. Aconteceu pela aproximação relativa das Placas Norte-Americana e Sul-Americana (Ladd, 1976; Pindell & Dewey, 1982; Pindell *et al.*, 1988). Este fenômeno tectônico também ativou o movimento relativo entre os diferentes segmentos da Placa do Caribe (Burke *et al.*, 1978; Burke *et al.*, 1984; Mann & Burke, 1984), intensificou a deformação tetônica local nas cercanias dos limites principais, e a abertura de novos limites tectônicos (Duque-Caro, 1979; Lu & McMillen, 1983; Vitalli *et al.*, 1985).
4. *Fase D4*: Direção de tensões máximas NE-SW. Foi desenvolvida durante o Mioceno-Superior ao Plioceno. Gerou um dobramento associado a falhas inversas tipo *thrust faults* (com rumo NW-SE), a emersão geral do arco de ilhas e o incremento do magmatismo. Esta fase tetônica também originou

a discordância estratigráfica que separa as *mega-sequências C e D*. Sua origem é relacionada com a colisão do Bloco do Panamá com o NW da Colômbia (Wadge & Burke, 1983; Mann & Burke, 1984; Burke *et al.*, 1984; Eva *et al.*, 1989; Pindell & Barret, 1990; Mann *et al.*, 1990).

Independente do desenvolvimento das quatro fases compressivas, três características tectônicas locais afetaram o arco de ilhas originando as bacias da segunda geração (Astorga *et al.*, 1991):

1. O sistema de *falha transcorrente (strike-slip), sinistral da Costa Rica*, que separa a Costa Rica em dois segmentos (Segmento Norte e Segmento Sul) desde o Eoceno Superior/Oligoceno.
2. O graben da região trás-arco do segmento norte, do Mioceno, prolongação da Depressão de Nicarágua (Weyl, 1980; Mann & Burke, 1984; Mann *et al.*, 1990). Esta estrutura se estende até a região norte da Cordilheira Vulcânica Central.
3. A subducção superficial da Placa de Cocos, embaixo do segmento Sul, que se iniciou há um milhão de anos (Longsdale & Klitgord, 1978).

Os estilos estruturais das bacias do Segmento Sul (local da zona de estudo) são apresentados a seguir:

1. *Bacia antearco (forarc) Térraba*: Nesta bacia, a *Fase D4* originou um extenso cinturão de falhas geológicas e pregamentos associados, com orientação NW-SE derramando ao SW, os quais possivelmente cobriram as estruturas originadas pelas fases de deformação preexistentes. As dobras são fechadas por uma extensão de quilômetros e as falhas apresentam deslocamentos quilométricos (Mora, 1979; River, 1985; Valdez, 1987). A subducção da dorsal de Cocos aumentou este estilo estrutural, que, por sua vez, intensificou o levantamento de Talamanca e o movimento das falhas inversas originadas durante a *Fase D4* em tempos mais recentes (Bullard, 1990), desenvolvendo-se um padrão de bacias tipo *foreland intermontane* (sensu Ingersoll, 1988).
2. *Bacia trás-arco (backarc) Limón Sul*: Nesta bacia da primeira geração é possível identificar um estilo estrutural compressivo originado pelas *fases D3 e D4*. Ambas as deformações representam dois níveis estruturais de



características comuns: falhas geológicas com dobras associadas que afetam a cobertura sedimentar e o basamento. Sua orientação principal é NW-SE derramando ao NE. Sua direção muda aos 10 graus Latitude Norte para a direção E-W (Campos, 1987), onde inicia o Sistema de Falha Transcorrente da Costa Rica. As falhas têm deslocamentos de quilômetros e as dobras são fechadas (Van de Kamp, 1985). A atividade tetônica nesta bacia é associada com a atividade do Cinturão Deformado de Panamá.

3. *Sistema de Bacias de Burica, Golfo Dulce e Coto Colorado*: conjunto de bacias Plio-Quaternárias do sul da Costa Rica onde são identificados dois estilos estruturais sobrepostos. O primeiro, de tipo compressivo associado com a *Fase D4* (Mioceno Superior / Plioceno Inferior), apresenta falhas geológicas e dobras com direção NW-SE, derramando ao SW. O segundo, de tipo distensivo, apresenta falhas normais quaternárias com direção WSW-ENE, possivelmente ativas e geradas por um sistema “*strike-slip*”, associado ao movimento transcorrente da Zona de Fratura de Panamá (Barritt & Berrange, 1987).

#### **4.3.1.4. Evolução tectono-sedimentaria**

Seyfried & Sprechman (1985), estabeleceram que a região sul do istmo centro-americano teve sua origem pela subducção da Placa Pacífico, abaixo da Placa do Caribe, e que o levantamento da ponte-istmo do fundo oceânico constou das seguintes cinco etapas:

1. Bathoniano – Santoniano (Baumgartner *et al.*, 1984): Formação da crosta oceânica e deposição de sedimentos eupelágicos.
2. Campaniano: Constituição de um arquipélago vulcanicamente inativo após a elevação que afetou uma seção relativamente estreita da crosta oceânica.
3. Maastrichtiano – Eoceno: Subsidência do arquipélago Campaniano e instalação de um arco de ilhas andesíticas vulcanicamente ativas na região do atual istmo.
4. Oligoceno – Mioceno: União das plataformas insulares e dos diferentes aparelhos vulcânicos para construir uma ponte tipo “umbral”, rodeada por

vastas planícies de mares siliciclásticos e ao levantamento contemporâneo da Península de Nicoya.

5. Plio-Pleistoceno – Recente: Transformação do “umbral” em ponte-istmo por um levantamento acelerado. Formação de potentes depósitos de pé de monte (Rivier & Seyfried, 1985).

A fase final da formação da Costa Rica se iniciou no Plioceno com o fechamento do istmo centro-americano. Esta etapa marcou o início da deposição clástica grossa, chamada também de deposição molássica ou de pé de monte, de origem fluvial e piroclástico. Esta deposição continuou até preencher as bacias sedimentares antearco (margem do Pacífico) e trás-arco (margem do Caribe). Na configuração e posição geográfica atual da Costa Rica, os materiais granulares grossos de origem vulcanoclástica estão presentes principalmente nas Bacias Térraba, Limón Sul e Valle Central.

#### **4.3.2. Descrição geológica da Fm. Paso Real**

Dengo (1962) definiu originalmente a Fm. Paso Real como um conjunto de sedimentos piroclásticos depositados em um ambiente subaquático (aglomerados com lavas), onde são característicos pedregulhos com blocos de rochas vulcânicas maiores que um metro de diâmetro.

Henningsen (1965) indicou que os blocos presentes na formação são principalmente andesitos e basaltos, com presença ocasional de dioritos, tufos vulcânicos, folhelhos, pelitas silíceas e corneanas. Mencionou também que a Fm. Paso Real é resultado da abrasão fluvial da primitiva Cordilheira de Talamanca e conferiu à formação uma idade de Plioceno.

Mora (1979) dividiu a Fm. Paso Real em duas unidades: (a) Unidade El Brujo, e (b) Unidade Mano de Tigre. Por outro lado, Alvarado *et al.* (1997) propuseram incluir a Unidade El Brujo dentro da Fm. Valle de El General e consideraram que a Fm. Paso Real fosse constituída somente pela Unidade Mano de Tigre.

Alán *et al.* (1998) identificaram e descreveram uma nova unidade chamada de Unidade Río Boquilla, a qual foi integrada como parte da Fm. Paso Real levando em conta sua posição estratigráfica e sua constituição formada por depósitos clásticos continentais.

Segundo Kesel (1983), a Fm. Paso Real é sobrejacente discordante à Fm. Curré. Sua idade com base em datações K-Ar é de 5 milhões de anos (Plioceno Médio ao início do Pleistoceno). Sua espessura máxima tem sido estimada entre 800 m a 900 m.

#### **4.3.2.1.**

##### **Unidade Mano de Tigre**

A base da unidade está formada por aglomerados e conglomerados constituídos por pedregulhos de basaltos afaníticos e porfiríticos com grandes fenocristais de clinopiroxênio, pacotes de arenitos e folhelhos com matriz de tufo vulcânico, os quais apresentam estratificação cruzada (Mora, 1979). No meio da unidade pode ser encontrado, principalmente, arenito com uma matriz de tufo vulcânico, pouco selecionado e estratificado, com intercalações de conglomerados com blocos subangulares bem consolidados. Ocasionalmente, identificam-se brechas vulcânicas, conglomerados com blocos de andesito angulares em uma matriz de tufo vulcânico, arenitos e folhelhos com matriz de tufo vulcânico. A parte superior da unidade apresenta arenitos com uma matriz de tufo vulcânico e tufos vulcânicos interestratificados com conglomerados com blocos menores de 50 cm (Mora, 1979).

Em ICE (2009c), Perez & Cerdas reportam que no sitio da barragem do PHED os conglomerados da Fm. Paso Real apresentam uma espessura de até 300 m, medida nos furos de sondagem realizados nas diferentes etapas da investigação do projeto.

#### **4.3.3.**

##### **Descrição litológica da Fm. Paso Real**

Os conglomerados da Fm. Paso Real são formados por blocos subangulares até bem arredondados com uma dimensão máxima observável de 60 cm, suportados predominantemente pela matriz e ocasionalmente pelos blocos. Apresentam-se internamente com uma pobre estratificação, um grau de compactação alto e uma grosseira gradação inversa. Ocasionalmente, pode-se identificar imbricação em seus grãos. A composição litológica predominante dos blocos é de lavas de diversa petrografia (andesitos, basaltos, andesitos basálticos e basaltos com megacristais de piroxênios) e menos de 1% de rochas intrusivas. Uma matriz arenosa-siltosa, de cor

cinza, preenche o espaço entre os blocos. Em ICE (2009b), Cerdas & de los Ríos reportaram que os conglomerados meio-grossos aparecem intercalados por lentes de arenitos, meios tubáceos e brechas vulcânicas. No local da barragem do PHED os estratos apresentam um mergulho e uma direção de mergulho de 10/015.

#### 4.4. Investigações geotécnicas

##### 4.4.1. Furos de sondagem

Foram utilizadas no estudo as informações de treze furos de sondagem com recuperação de testemunhos. As perfurações foram executadas com um diâmetro NQ (47,6 mm de diâmetro) e suas profundidades variaram entre 50 m e 300 m (Figura 4.5). As sondagens foram desenvolvidas como parte das investigações geotécnicas realizadas no local da barragem do PHED. Os objetivos de realizar os furos com recuperação de testemunho foram:

- Realizar a descrição geológica dos testemunhos de rocha recuperados;
- Definir as litologias e as estruturas geológicas presentes na zona de barragem;
- Medir a percentagem de recuperação, a percentagem de blocos e o RQD;
- Recuperar amostras representativas das diferentes litologias para realizar ensaios de caracterização geotécnica no laboratório (ver item 4.4.4);
- Realizar ensaios tipo Lugeon para estudar a permeabilidade do maciço rochoso.



Figura 4.5 – Exemplo de testemunhos de rocha recuperados dos furos de sondagem executados no conglomerado meio-grosso no local da barragem do PHED.

#### 4.4.2. Galerias de investigação

No estudo foram utilizados os dados de cinco galerias de investigação (longitude total escavada 600 m), executadas como parte das investigações no local da barragem do PHED (Figura 4.6). Os objetivos de realizar ditas escavações de prospecção foram:

- Observar diretamente as litologias abaixo das camadas de alteração e descompressão;
- Definir a distribuição espacial das litologias;
- Calibrar o modelo geológico definido com base nas observações dos testemunhos de rocha recuperados dos furos de sondagem;
- Definir as propriedades geomecânicas ao nível da mesoescala (resistência ao corte e deformabilidade) através da execução de ensaios de campo (ver item 4.4.5);
- Determinar a influência da estrutura na qualidade geomecânica do maciço rochoso, em função da inclinação das ombreiras da barragem; e
- Descartar a presença de uma zona de falha longitudinal ao rio, pela comparação das estruturas geológicas em cada ombreira da barragem.



Figura 4.6 – Exemplo de galeria de investigação escavada no conglomerado meio-grosso no local da barragem do PHED (Cerdas *et al.*, 2009).

#### 4.4.3. Afloramento

Foi estudado um afloramento do conglomerado meio-grosso (Figura 4.7) localizado nas coordenadas CRTM 1005400 N, 580100 E, apresenta uma área

aproximada de 45 m<sup>2</sup> (um comprimento médio de 15 m e uma altura média de 3 m). No local foi realizada a descrição geológico-geotécnica, executadas medições lineares da proporção dos blocos e coletadas amostras de matriz e blocos para efetuar ensaios de laboratório.



Figura 4.7 – Afloramento de conglomerado meio-grosso investigado nesta pesquisa.

#### 4.4.4. Ensaios de laboratório

Os ensaios de laboratório utilizados nesta pesquisa foram realizados sobre corpos de prova obtidos dos furos de sondagem (item 4.4.1), galerias de investigação (item 4.4.2), e do trabalho de campo no afloramento (item 4.4.3). Normas ASTM ou métodos sugeridos pela ISRM foram usados na execução dos ensaios, realizados nos seguintes laboratórios:

- Laboratório de Geotecnia da empresa Ingeotec S.A. (Costa Rica);
- Laboratório de Engenharia Geotécnica (AIGT) do ICE (Costa Rica);
- Laboratório de Petrografia (LPT) do ICE (Costa Rica);
- Laboratório de Interação Rocha-Fluido (LIRF) da PUC-Rio (Brasil);
- Laboratório de Geotecnia e Meio Ambiente (LGMA) da PUC-Rio (Brasil).

Detalhes do tipo, metodologia e quantidade de ensaios de laboratório realizados nos conglomerados estudados são apresentados na Tabela 4.1.

#### 4.4.5. Ensaio de campo

Os resultados dos ensaios de campo são utilizados nesta investigação como parâmetros de comparação para medir a validade dos ensaios numéricos realizados nas amostras virtuais. Todos os ensaios foram realizados nas galerias de investigação no local da barragem do PHED. Segundo ICE (2009a), no conglomerado foram realizados cinco ensaios de cisalhamento direto multiestágio, conforme o método sugerido pela ISRM (1974), em amostras com uma largura de 700 mm e tensões normais ( $\sigma_n$ ) entre 0,15 MPa até 1,0 MPa (Figura 4.8a). Da interpretação dos ensaios de cisalhamento direto *in situ* foram obtidos os parâmetros de resistência do critério de ruptura de Mohr-Coulomb (Tabela 4.2).

De acordo com ICE (2009b, 2010 e 2011), foram realizados ensaios de placa para determinar a deformabilidade do conglomerado. Estes ensaios foram executados seguindo o método sugerido pela ISRM (1979b), utilizando uma placa circular de 45 cm de diâmetro (Figura 4.8b) e os seguintes ciclos de carregamento: 0,36 MPa, 0,71 MPa, 1,42 MPa, 2,9 MPa, 4,3 MPa, 5,7 MPa e 7,12 MPa. O intervalo do módulo de deformabilidade reportado dos ensaios de placa ficou no intervalo de 800 MPa até 3.500 MPa.

Tabela 4.1 – Ensaaios de laboratório realizados no conglomerado.

Tipo de ensaio	Tipo de material	Norma / Método	No. Ensaios	Laboratório
Granulometria	Matriz	ASTM D422-63(2007)	2	Ingeotec
Compressão uniaxial	Blocos	ASTM D7012-14	16	AIGT
Peso específico seco	Blocos	ISRM (1977)	16	AIGT
Peso específico seco	Matriz	ISRM (1977)	257	AIGT
Absorção	Matriz	ISRM (1977)	148	AIGT
Velocidade de onda	Matriz	ASTM D2845-08	38	AIGT
Compressão uniaxial	Matriz	ASTM D7012-14	257	AIGT
Compressão diametral	Matriz	ASTM D3967-08	31	AIGT
Compressão triaxial	Matriz	ASTM D7012-14	17	AIGT
Granulometria	Matriz	ASTM D422-63(2007)	10	AIGT
Petrografia	Matriz	-	3	LPT
Peso específico seco	Blocos	ISRM (1977)	9	LIRF
Absorção	Blocos	ISRM (1977)	9	LIRF
Porosidade	Blocos	ISRM (1977)	9	LIRF
Velocidade de onda	Blocos	ASTM D2845-08	8	LIRF
Martelo Schmitd	Blocos	ASTM D5873-14	6	LIRF
Carga pontual	Blocos	ASTM D5731-08	20	LIRF
Compressão uniaxial	Blocos	ASTM D7012-14	6	LIRF
Peso específico seco	Matriz	ISRM (1977)	15	LIRF
Absorção	Matriz	ISRM (1977)	15	LIRF
Porosidade	Matriz	ISRM (1977)	15	LIRF
Porosimetria de mercúrio	Matriz	ASTM D4404-10	2	LIRF
Velocidade de onda	Matriz	ASTM D2845-08	9	LIRF
Compressão diametral	Matriz	ISRM (1978)	5	LIRF
Granulometria Lazer	Matriz	-	10	LGMA



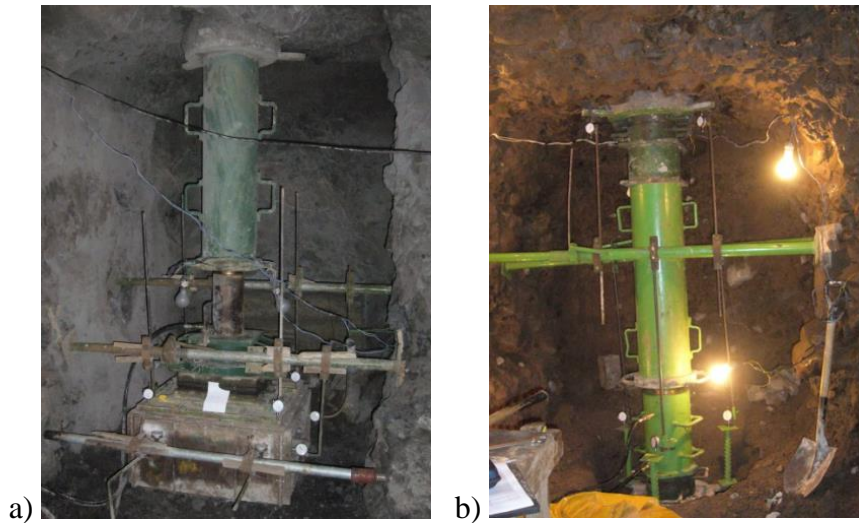


Figura 4.8 – Ensaio de campo: (a) Ensaio de cisalhamento direto. (b) Ensaio de placa. (Cerdas *et al.*, 2009).

Tabela 4.2 – Parâmetros de resistência do critério de ruptura de Mohr-Coulomb obtidos da interpretação dos ensaios de cisalhamento direto multiestágio *in situ* nos conglomerados, realizados no local da barragem do PHED (ICE, 2009a).

No. Ensaio	Coesão, c (MPa)	Ângulo de atrito, $\phi$ (graus)
G1-3	1,01	57,8
G2-3	0,77	35,4
G2-4	0,62	44,1
G3-1	0,04	58,1
G3-2	0,52	48,3

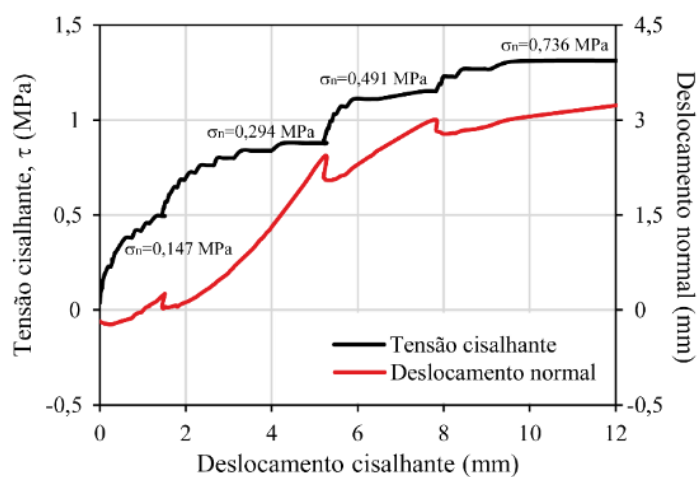


Figura 4.9 – Ensaio de cisalhamento direto multiestágio (Ensaio G2-4) realizado no conglomerado, no local da barragem do PHED.