



UFRJ

**Elton Luz Lopes**

**ESTUDO DE CASO DE PERFILAGEM DE POÇOS NA BACIA ARGENTINA DE  
CUYO**

Trabalho de Conclusão de Curso  
submetido ao Programa de Pós-graduação  
em Geologia, Instituto de Geociências, da  
Universidade Federal do Rio de Janeiro –  
UFRJ, como requisito necessário à  
obtenção do grau de Especialista em  
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Carlos Jorge de Abreu  
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Rio de Janeiro

Julho de 2007

M  
GL  
L 864 E

UFRJ	
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza	
Biblioteca Central	
N.º REGISTRO	DATA
7064/12	26/01/2012
ORIGEM <i>Doação / UFRJ - Dep de Geologia</i>	

LOPES, Elton Luz

**Estudo de caso de perfilagem de poços na bacia argentina de Cuyo** / Elton Luz Lopes - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.  
xiii, 100 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2007.

Orientadores: Carlos Jorge de Abreu

Loenardo Fonseca Borghi de Almeida

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Abreu, Carlos Jorge de Almeida, Loenardo Fonseca Borghi de. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

Elton Luz Lopes

ESTUDO DE CASO DE PERFILAGEM DE POÇOS NA BACIA ARGENTINA DE  
CUYO

Trabalho de Conclusão de Curso  
submetido ao Programa de Pós-graduação  
em Geologia, Instituto de Geociências, da  
Universidade Federal do Rio de Janeiro –  
UFRJ, como requisito necessário à  
obtenção do grau de Especialista em  
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Carlos Jorge de Abreu  
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Aprovada em: 01.Agosto.2007

Por:

---

Carlos Jorge de Abreu (UFRJ)

---

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2007

## Agradecimentos

À PETROBRAS S.A. pela oportunidade e pelo apoio.

Ao Coordenador do curso de formação de geofísicos da PETROBRAS S.A., Álvaro Gomes pela expedita solução dos problemas encontrados.

Aos meus colegas da turma de geólogos pela ajuda na busca de material para esta monografia.

Aos meus colegas de equipe pela amizade e pelo excepcional trabalho.

Aos meus colegas de turma pelas trocas de idéias e por criarem um ambiente fértil para a realização deste trabalho.

À minha esposa Marcella.

À minha família.

## Resumo

"O conhecimento é o processo de acumular dados; a sabedoria reside na sua simplificação." (Martin H. Fischer)

## Resumo

LOPES, Elton Luz. **Estudo de caso de perfilagem de poços na bacia argentina de Cuyo**. 2007. xiii, 100p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

*Neste trabalho, o autor reúne informações geológicas obtidas através de perfis geofísicos de poços realizados na bacia de Cuyo, Argentina. Na primeira parte, são apresentadas a localização, limites, geologia estrutural, estratigrafia e geologia do petróleo dessa bacia. Na segunda parte são apresentados os fundamentos, aproximações e limitações dos perfis geralmente utilizados. Finalmente, na terceira parte é apresentado um estudo que analisa o potencial da Formação Punta de las Bardas como reservatório de hidrocarbonetos.*

Palavras-chave: Perfilagem de poços; Cuyo; Geofísica.

## Abstract

LOPES, Elton Luz. **Estudo de caso de perfilagem de poços na argentina de Cuyo. [Case History of well log at the argentine Cuyo basin]**. 2007. xiii, 100p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

*In this work, the author congregates geologic information obtained by geophysical well logging in Cuyo basin, Argentina. In the first part, localization, limits, structure, stratigraphy and petroleum geology of this basin are presented. In the second part, the fundamentals, approaches and limits of some well log methods usually used. Finally in the third part, a study concerning the analysis of the potential of Punta de las Bardas Formation as hydrocarbon reservoir is presented.*

Key-Words: Well log; Cuyo; Geophysics.

## Lista de Figuras

- Figura 1:** *Arquitetura do sudoeste da América do Sul, incluindo bacias, arcos e maciços. Fonte: TANKARD et al. (1995)..... 4*
- Figura 2:** *Imagem digital da Precordilheira Argentina, incluindo a bacia de Cuyo. Fonte: ÁVILA et al. (2006)..... 8*
- Figura 3:** *Mapa Geológico simplificado da região ao Sul da Precordilheira Argentina. Fonte: ÁVILA et al. (2006)..... 9*
- Figura 4:** *Coluna estratigráfica completa da sub-bacia Cacheuta. Fonte: JONES et al. (1999)..... 11*
- Figura 5:** *Coluna estratigráfica da sub-bacia Cacheuta, baseada na seção Potrerillos, mostrando o padrão de empilhamento, características deposicionais e fatores controladores da sedimentação no Triássico. Fonte: ÁVILA et al. (2006)..... 16*
- Figura 6:** *Fotografias de Campo. (A) Inconformidade entre as rochas piroclásticas do Grupo Choiyoi e os depósitos de leques aluviais da Formação Rio Mendoza. (B) Intercalação dos conglomerados maciços suportados pelos grãos (litofácies Gcm) com os conglomerados maciços suportados pela matriz (litofácies Gmm) na Formação Rio Mendoza do TSMB. (C) Superfície transgressiva que limita os tratos de sistemas de mar baixo (Formação Rio Mendoza) e transgressivo (Formação Lãs Cabras e Potrerillos). (D) Parasequência progradacional limitada por uma superfície de inundação máxima (Formação Potrerillos). (E) Transição dos siltitos e lamitos negros (Formação Cacheuta) para avermelhados (Formação Rio Blanco) que marca o início da tendência progradacional que caracteriza o TSMA. (F) Associação de fácies fluviais de alta sinuosidade com estruturas de acreção laterais bem desenvolvidas (Formação Rio Blanco). Fonte: ÁVILA et al. (2006)..... 21*
- Figura 7:** *Painéis esquemáticos mostrando a evolução dos depósitos siliciclásticos triássicos relacionados com a margem ativa da sub-bacia Cacheuta. Fonte: ÁVILA et al. (2006)..... 22*
- Figura 8:** *Arcabouço estrutural da bacia de Cuyo, mostrando as principais estruturas produtivas e as falhas regionais. Dentro da Figura: (a) mostra a configuração no período do Cretáceo superior ao Terceário inferior; (b) mostra a reconstrução no final do tempo Cenozóico. Fonte DELLAPÉ & HEGEDUS (1995)..... 26*
- Figura 9:** *Seção geológica esquemática mostrando o início da inversão tectônica. Notar que*



<i>algumas cunhas sedimentares não estão bem desenvolvidas. Fonte: DELLAPÉ &amp; HEGEDUS (1995).....</i>	28
<b>Figura 10:</b> <i>Seção geológica esquemática mostrando a distribuição das principais estruturas e unidades estratigráficas. Fonte: DELLAPÉ &amp; HEGEDUS (1995).....</i>	29
<b>Figura 11:</b> <i>(a) Seção sísmica interpretada e (b) seção geológica em uma orientação oeste-leste. Note a inversão tectônica na parte ocidental (W). Os números sobre os contatos são idades (em Ma). Símbolos como na Figura 10. Fonte: DELLAPÉ &amp; HEGEDUS (1995).....</i>	30
<b>Figura 12:</b> <i>Reconstrução paleogeográfica do sul da América do Sul, mostrando os elementos tectônicos e os estágios de evolução das bacias sedimentares durante o estágio pré-Andino. Fonte: FRANZESE et al. (2003).....</i>	36
<b>Figura 13:</b> <i>Reconstrução paleogeográfica na evolução do estágio de ruptura. Legenda como na Figura 12. Fonte: FRANZESE et al. (2003).....</i>	37
<b>Figura 14:</b> <i>Reconstrução paleogeográfica da evolução da fase extensional de retro-arco e desenvolvimento completo do arco magmático. Legenda como na Figura 12. Fonte: FRANZESE et al. (2003).....</i>	39
<b>Figura 15:</b> <i>Reconstrução paleogeográfica da fase de inversão estrutural e estágio de antepaís. Fonte: FRANZESE et al. (2003).....</i>	41
<b>Figura 16:</b> <i>Carta crono-ambiental da parte austral da América do Sul, ilustrando a distribuição temporal e espacial dos sistemas deposicionais e dos eventos magmáticos. (a) Carta crono-ambiental da parte oeste, ao longo de 70°30'W. (b) Carta crono-ambiental na parte leste ao longo de 69°W. Fonte: FRANZESE et al. (2003).....</i>	42
<b>Figura 17:</b> <i>Mapa de maturidade da bacia de Cuyo onde é possível observar a distribuição das rochas gerados em potencial. Fonte: JONES et al. (1999).....</i>	47
<b>Figura 18:</b> <i>Modelo do principal tipo de migração de hidrocarbonetos ocorrido na bacia de Cuyo. Fonte: JONES et al. (1999).....</i>	49
<b>Figura 19:</b> <i>Esquema de migração El Zampal. Conceito gráfico para explicar a acumulação de petróleo na Formação Papagayos das jazidas Vizcacheras. Fonte: JONES et al. (1999).</i>	50
<b>Figura 20:</b> <i>Seção geológica com orientação Oeste-Leste onde é possível observar a inversão tectônica na parte oeste. Os números nos contatos são anos, em milhões. Fonte: DELLAPÉ &amp; HEGEDUS (1995).....</i>	51
<b>Figura 21:</b> <i>Gráfico de eventos relacionados ao sistema petrolífero da bacia de Cuyo, onde é possível observar os processos essenciais em relação ao tempo geológico. Fonte: JONES et al. (1999).....</i>	52

- Figura 22:** Modelo esquemático de um reservatório petrolífero. Fonte: SILVA (2007)..... 54
- Figura 23:** Modelo de formação do potencial espontâneo numa seção arenito – folhelho. (a) Potencial de junção líquida e (b) Potencial de membrana. Fonte: TELFORD et al. (1990).. 58
- Figura 24:** Curvas de SP características para uma seção arenito – folhelho. (a) Curva de camadas espessas, (b) Curva de camadas finas e (c) Curva característica para várias formações. Fonte: TELFORD et al. (1990)..... 59
- Figura 25:** Esquema de perfil de raios gama (GR). Fonte: TELFORD et al. (1990)..... 61
- Figura 26:** Classificação de eletrofácies com base nas formas genéricas dos perfis Raios Gama (GR) e Potencial Espontâneo (SP). Fonte: LIMA (2004)..... 62
- Figura 27:** Arranjo de eletrodos e curvas características. P é a fonte de corrente, I o amperímetro, V é o voltímetro e s é o espaçamento de eletrodos. (a) Arranjo normal com dois eletrodos, (b) Arranjo lateral com três eletrodos. Fonte: MEIRA (2006)..... 65
- Figura 28:** Comportamento dos perfis nas interfaces de camada espessa (esquerda) e camada delgada (direita). Fonte: MEIRA (2006)..... 68
- Figura 29:** Exemplos de perfis de tempo de trânsito de ondas P, S e Stoneley. Fonte: TELFORD et al. (1990)..... 69
- Figura 30:** Esquema da propagação das ondas P, S e mud e superficiais em um experimento de perfilagem acústica. Fonte: TELFORD et al. (1990)..... 70
- Figura 31:** Espectro de energia dos nêutrons emitidos pela fonte e a relação entre energia e velocidade dos nêutrons. Na Figura podemos observar também a classificação dos nêutrons em função da energia: termiais, epitermais e rápidos. Fonte: SINNER (1986)..... 74
- Figura 32:** Esquema das seções transversais específicas apresentadas no texto em função da energia. Fonte: SINNER (1986)..... 76
- Figura 33:** Comprimento de amortecimento como função da porosidade para arenitos (sandstone), calcarenitos (limestone) e dolomitos (dolomite). Fonte: SINNER (1986)..... 78
- Figura 34:** Esquema do equipamento utilizado na obtenção do perfil de densidade. Os desvios de trajetória dos raios gamas se devem a interações destes com os elétrons dos átomos da formação. Fonte: TELFORD et al. (1990)..... 81
- Figura 35:** Perfil esquemático mostrando valores de densidade obtidos por este tipo de equipamento para diferentes litologias. Fonte: TELFORD et al. (1990)..... 83
- Figura 36:** Esquema do decaimento do sinal de ressonância magnética. O decaimento do sinal é exponencial e o índice de fluidos livres ( $\phi_f$ ) pode ser obtido pela extrapolação da medida para o tempo zero. Fonte: TELFORD et al. (1990).....85

- Figura 37:** Esquema de uma sonda dipmeter de quatro pás com as curvas de resistividade destas. A partir da correlação destas medidas é possível obter o dip e o strike das rochas em subsuperfície. Fonte: TELFORD et al. (1990).....87
- Figura 38:** Seção geológica hipotética (centro) e os perfis de potencial espontâneo (esquerda) e dipmeter (direita). No gráfico do dipmeter o dip é dado pela escala (ângulo) em que a seta se encontra enquanto que o strike é dado pela inclinação da seta que correspondente à posição no poço. Fonte: SILVA (2007)..... 89
- Figura 39:** Sismogramas sintéticos de seis poços e os perfis de raios gama (GR) e densidade ( $\rho_b$ ). O topo e a base do reservatório estão indicados por T e B, respectivamente. Fonte: VIDAL et al. (2007)..... 91
- Figura 40:** Traço sísmico sintético (direita) obtido a partir dos perfis de densidade e sônico (esquerda) na posição correspondente ao poço na sísmica real.No centro podemos observar a interpretação geológica obtida a partir de dados do poço. Fonte: GOFF (2005)..... 92
- Figura 41:** Perfis e descrição de testemunhos de um poço que atravessa a Fm. Punta de las Bardas. Fonte: JÁUREGUI et al. (1999)..... 95
- Figura 42:** Crossplots da Fm. Punta de las Bardas obtidos a partir de dados de perfilagem geofísica de poço. Fonte: JÁUREGUI et al. (1999)..... 98
- Figura 43:** Outros crossplots da Fm. Punta de las Bardas obtidos a partir de dados de perfilagem geofísica de poço. Fonte: JÁUREGUI et al. (1999)..... 100
- Figura 44:** Combinação de perfis de poço e descrição de testemunhos. Fonte: JÁUREGUI et al.(1999)..... 101
- Figura 45:** Combinação de perfis de poços abertos e revestidos. Fonte: JÁUREGUI et al. (1999)..... 102
- Figura 46:** Perfi sônico dipolar em poço revestido para detecção de fraturass. Fonte: JÁUREGUI et al. (1999)..... 103
- Figura 47:** Respostas de tempo de trânsito em intervalos fraturados. Fonte: JÁUREGUI et al. (1999)..... 104

## Lista de tabelas

<b>Tabela 1:</b> <i>Velocidades de ondas acústicas em diferentes rochas e os tempos de trânsito. Fonte: USHIROBIRA (2004).....</i>	71
<b>Tabela 2:</b> <i>Comprimento de amortecimento de substâncias puras no intervalo de energia de 4.2MeV a 1.5eV. Fonte: SINER (1986).....</i>	77
<b>Tabela 3:</b> <i>Tabela de propriedades geofísicas da Fm. Punta de las Bardas obtidas por perfilagem de poços. Fonte: JÁUREGUI et al. (1999).....</i>	97

## Lista de quadros

<b>Quadro 1:</b> <i>Lista das Litofácies. Fonte: ÁVILA et al. (2006).....</i>	18
---	----

## Sumário

Agradecimentos.....	iv
Resumo.....	vi
Abstract.....	vii
Lista de Figuras.....	viii
Lista de tabelas.....	xii
Lista de quadros.....	xii
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE CUYO.....	3
2.1 Introdução.....	3
2.2 Método.....	5
2.3 Geologia Regional.....	6
2.4 Estratigrafia.....	10
2.4.1 Período Triássico.....	12
2.4.1.1 Conjunto de Seqüências Lãs Peñas (Sinrifte I).....	12
2.4.1.2 Conjunto de Seqüências Potrerillos-Cacheuta (Sinrifte II).....	13
2.4.1.3 Conjunto de Seqüências Rio Blanco (Sag).....	14
2.4.1.4 Detalhamento da Seqüência Triássica em Potrerillos.....	15
2.4.1.4.1 Trato de Sistema de Mar Baixo (TSMB).....	17
2.4.1.4.2 Trato de Sistema Transgressivo (TST).....	19
2.4.1.4.3 Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA).....	20
2.4.2 Período Jurássico.....	23
2.4.3 Período Terciário.....	23
2.5 Geologia Estrutural.....	24
2.5.1 Introdução.....	24
2.5.2 Estilos Estruturais e História das Deformações.....	27
2.5.2.1 Extensão, Rotação de Bloco e Preenchimento do Meio-Gráben.....	28
2.5.2.2 Depressão Regional e Subsidência Diferencial.....	31
2.5.2.3 Compressão e Inversão.....	31
2.6 Evolução Tectônica e Paleogeográfica.....	33
2.6.1 O Estágio Pré-Andino (240-195 MA).....	34

2.6.2 Estágio de Ruptura (180 – 165 MA).....	37
2.6.3 Fase Extensional de Retro-Arco e Desenvolvimento Completo do Arco Magmático Andino (150 – 135 MA).....	38
2.6.4 Inversão Estrutural e Estágio de Antepaís (120 – 75 MA).....	40
2.7 Interação entre Tectonismo, Magmatismo e Sedimentação.....	43
2.8 Sistemas Petrolíferos.....	45
2.8.1 Rochas Geradoras.....	46
2.8.2 Rochas Reservatórios.....	48
2.8.3 Migração.....	48
2.8.4 Trapas.....	50
2.8.5 Gráfico de Eventos.....	51
3 PERFILAGEM GEOFÍSICA DE POÇOS.....	53
3.1 Introdução.....	53
3.2 Perfil Potencial Espontâneo (SP).....	55
3.3 Perfil Raios Gama (GR).....	60
3.4 Perfil Elétrico ( $\rho_t$ ).....	63
3.5 Perfil Sônico ( $\Delta T$ ).....	69
3.6 Perfil Neutrão ( $N\phi$ ).....	73
3.7 Perfil Densidade ( $\rho_b$ ).....	82
3.8 Perfil Ressonância Magnética (NMR).....	85
3.9 Perfil Dipmeter.....	87
3.10 Imageamento.....	90
4 ESTUDO DE CASO: AVALIAÇÃO DE ROCHAS VULCÂNICAS E VULCANOCLÁSTICAS COMO POTENCIAIS RESERVATÓRIOS.....	94
4.1 Introdução.....	94
4.2 Caracterização Geológica.....	95
4.3 Avaliação de Perfis.....	98
5 CONCLUSÕES.....	108
Referências Bibliográficas.....	110

## 1 INTRODUÇÃO

A bacia de Cuyo, também conhecida como bacia de Cacheuta-Potrerillos, ou bacia Triássica do Norte de Mendoza, constitui uma faixa alongada que atravessa a Província de Mendoza, ocupando uma área de cerca de 35.000 km<sup>2</sup>. O bordo oriental coincide com os rios Salado e Tunuyan; o ocidental coincide aproximadamente com o meridiano que passa por Uspallata seguindo o rio Atuel (DELLA FÁVERA *et al.*, 1980).

A bacia de Cuyo encontra-se hoje modificada estruturalmente pela orogênese andina, e, conseqüentemente, apresenta inúmeras faixas de empurrão. Originalmente, constituía uma bacia do tipo rifte, cujas depressões alongadas formaram-se logo após o diastrofismo variscano, preenchendo-se por sucessões sedimentares Triássicas. É interessante notar que o mesmo padrão deposicional repetiu-se no Terciário.

A coluna estratigráfica formal provém quase totalmente de denominações informais de geologia de poço. As unidades Triássicas e Terciárias são de natureza totalmente continental e, em conseqüência das condições tectono-deposicionais, apresentam uma sedimentação cíclica caracterizada pela repetição vertical de depósitos de leque aluvial progradando sobre depósitos lacustres. Neste aspecto, assemelham-se muito às unidades continentais das bacias marginais brasileiras, apesar de mostrarem uma contínua influência vulcânica (piroclástica) na deposição, ainda não explícita em nossas bacias (DELLA FÁVERA *et al.*, 1980).

No ano de 1980, a produção de petróleo nesta bacia era cerca de 105.000 barris por dia, estando a produção acumulada acima de 729 milhões de barris. A geração deste petróleo é atribuída unicamente aos folhelhos da Formação Cacheuta, unidade lacustre que separa as Formações Potrerillos e Rio Blanco. Desta produção, 20% provém de projetos de recuperação secundária por injeção d'água. Os reservatórios são essencialmente conglomerados e arenitos

conglomeráticos triássicos e terciários. O campo mais importante é o de Barrancas, com 87 poços produtores, cuja produção provém de um conglomerado com 300 md de permeabilidade, dando uma vazão diária de cerca de 45.000 barris (DELLA FÁVERA *et al.*, 1980).

O objetivo desse trabalho é realizar uma breve análise da geologia da bacia sedimentar de Cuyo, descrever algumas técnicas de perfilagem geofísica de poços largamente utilizadas na indústria do petróleo, e apresentar um estudo de caso encontrado na literatura com a aplicação deste método.

Com relação à geologia, a bibliografia existente é muito extensa e complexa. Logo, nossa intenção não foi de esgotar o assunto, mas incluir os aspectos gerais da bacia de forma a auxiliar na compreensão dos estudos de caso.

Neste intuito, apresentamos o contexto geológico regional da bacia em quatro pontos principais: estratigrafia, geologia estrutural, evolução tectônica e paleogeográfica e geologia do petróleo, bem como, descrevemos o método geofísico de interesse, com o objetivo de discutir o conteúdo dos resultados e conclusões dos trabalhos selecionados na literatura.

Neste trabalho será descrito a aplicação de perfilagem de poços na bacia de Cuyo, na Argentina. No capítulo 2, será descrito o contexto geológico da bacia de Cuyo, e no capítulo 3, serão expostas tanto a teoria como as aplicações dos principais perfis. No capítulo 4, será exibido um estudo de caso da bacia de Cuyo com aplicação da perfilagem de poços, e por fim, no capítulo 5, serão apresentadas as conclusões deste trabalho.



## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE CUYO

### 2.1 Introdução

A bacia de Cuyo, também conhecida como bacia de Cacheuta-Potrerillos, ou bacia Triássica do Norte de Mendoza, é um gráben alinhado na direção NW-SE de extensão areal de aproximadamente 35.000 km<sup>2</sup> e contendo cerca de 7.000 m de espessura de sedimentos do Triássico ao Cenozóico (Figura 1). Essa bacia está situada nas províncias de Mendoza e San Juan no oeste da Argentina, entre as latitudes 31° 15' e 36° Sul, tendo o maciço elevado das Serras Pampeanas a Oeste, e as montanhas da Precordillera a Leste. Esta região apresenta uma série de evidências orogênicas fanerozóicas, entre as quais os terrenos de acreção provindos da margem ativa da Gondwana (RAMOS, 1990). O bordo oriental da bacia coincide com os rios Salado e Tunuyan e o ocidental coincide aproximadamente com o meridiano que passa por Uspallata, seguindo o Rio Atuel.

A bacia de Cuyo é classificada como tipo rifte e apresenta características gerais semelhantes a várias bacias menores da região, como as de Ischigualasto, Marayes e San Luis. A Oeste e Noroeste, o desenvolvimento da seqüência Triássica da bacia foi influenciado pelo trabalho compressional estrutural do cinturão andino (KOKOGIAN *et al.*, 1993).

Seis sub-bacias ou depocentros foram identificadas ao longo da direção *strike* do rifte de Cuyo, cada uma correspondendo a um segmento de considerável rejeito vertical na borda da falha adjacente. As sub-bacias estão separadas umas das outras por zonas de transferência definidas por altos do embasamento (RAMOS, 1992 *apud* CORDANI *et al.*, 2000, p.434).

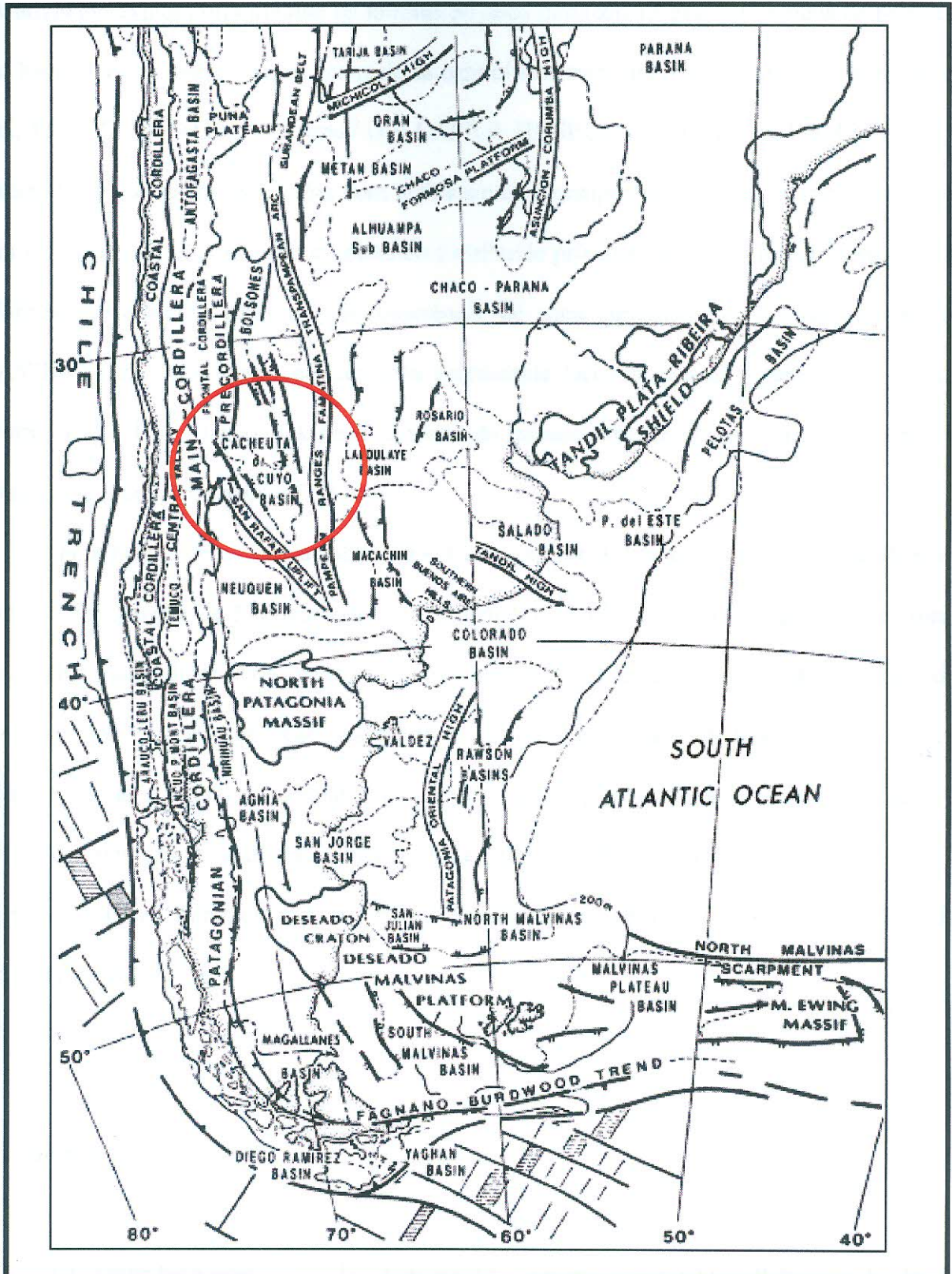


Figura 1: Bacias sedimentares do sul da América do Sul, inclui arcos e maciços. Fonte: TANKARD et al. (1995).

A atividade exploratória durante os últimos 50 anos delineou 15 grandes campos de petróleo na bacia. Esses campos são em sua maioria controlados estruturalmente (CRIADO ROQUÉ *et al.*, 1960; TURIC *et al.*, 1981 *apud* DELLAPÉ & HEGEDUS, 1995, p.360; POMBO, 1986). Acredita-se que falhas associadas com fechamentos desempenham o papel de trapeamento de forma significativa. A geração do petróleo é atribuída principalmente aos folhelhos negros da Formação Cacheuta, gerados pela ocorrência de uma superfície de inundação máxima (ÁVILA *et al.*, 2006), por sedimentação unicamente lacustre, a qual separa as Formações Potrerillos e Rio Branco. Os reservatórios são essencialmente conglomerados e arenitos conglomeráticos Triássicos e Terciários.

Os trabalhos de geofísica sobre a bacia têm, de forma direta ou indireta, como objetivo final, a prospecção de hidrocarbonetos. Os métodos sísmicos e de perfilagem são os mais utilizados na indústria do petróleo e contribuem diretamente para a identificação de reservatórios e a caracterização desses. Já os métodos potenciais geralmente são utilizados para delimitar a bacia sedimentar e identificar suas feições principais. A participação dos métodos elétricos e eletromagnéticos, principalmente do método magnetotelúrico, tem crescido ultimamente, tornando-os mais uma ferramenta geofísica importante na área de exploração de petróleo.

## 2.2 Método

Para entender o contexto global da bacia de Cuyo utilizamos o livro *Petroleum basins of South America*: AAPG Memoir 62, que orientou os estudos de cada um dos principais tópicos que foram tratados no capítulo de Geologia, citando, estratigrafia, geologia estrutural, evolução tectônica e geologia de petróleo. Neles obtivemos informações introdutórias de cada

um dos principais assuntos e, então, partimos para pesquisas de artigos em revistas especializadas, bem como em sites da Argentina, como o IAPG (Instituto Argentino del Petróleo y del Gás), porém, não conseguimos obter alguns artigos importantes, os quais foram publicados somente em congressos.

Entre as principais contribuições podemos citar Ramos (1990), que faz uma descrição geral da bacia de Cuyo, incluindo tópicos como sua localização, extensão areal, entre outros.

A parte estratigráfica da bacia de Cuyo foi encontrada principalmente em Ávila *et al.* (2006) e Jones *et al.* (1999), descrevendo os sistemas deposicionais em função dos tratos de mar alto, mar baixo e transgressivos, no contexto de estratigrafia de seqüências.

Dellapé & Hegedus (1995) descreveram a geologia estrutural e os sistemas petrolíferos da bacia de Cuyo, identificando o arcabouço estrutural dominante.

No trabalho de Franzese *et al.* (2003) encontramos uma boa descrição da evolução tectônica e paleogeográfica das principais bacias argentinas, entre as quais enfatizamos a bacia de Cuyo.

Seguindo a linha de raciocínio de Jones *et al.* (1999) pudemos delimitar as principais rotas migratórias do petróleo dos 15 campos da bacia de Cuyo, incluindo a análise dos fatores estruturais e estratigráficos que contribuíram para a formação do sistema petrolífero.

## 2.3 Geologia Regional

As duas principais bacias do Triássico reconhecidas na região noroeste da Argentina são a bacia de Ischigualasto e a bacia Cuyana, que juntas formam a bacia de Cuyo. Estas bacias apresentam sistemas de rifte continentais com geometria de meio-gráben e, em sua maior parte, apresentam características subsuperficiais, haja vista estarem na atualidade sob uma

cobertura de rochas sedimentares clásticas do período Cenozóico de 2.000 a 3.000 m de espessura, estando regionalmente anexa a uma pequena deformação do antepaís Andino (Figura 2), sendo caracterizada por uma série de dobras alongadas, quebrada localmente por falhas reversas desenvolvidas tanto na sua margem oriental como na ocidental. Estas estruturas estão alinhadas ao longo de duas tendências estruturais com direção Norte-Noroeste (Figura 2), que se desenvolveram devido à extensão regional e nucleação na principal descontinuidade da crosta ao longo da fronteira do terraço Chilenia-Precordilheira (RAMOS & KAY, 1991a). O limite oriental da bacia de Cuyo coincide com uma importante sutura do Ordoviciano, o lineamento do Valle Fértil (Figura 2), que se formou pela amalgamação do terraço Cuyania junto à proto-margem inicial do Gondwana. O limite ocidental da bacia é o lineamento de Atuel, que é interpretado como uma zona da sutura devido à colisão entre o terraço Chilenia (a oeste do lineamento de Atuel) e o terraço Cuyania, durante os períodos Siluriano-Devoniano. De acordo com Mpodozis & Kay (1990), o ajuste tectônico extensional do sudoeste do Gondwana durante o Permiano Superior e Triássico Inferior foi relacionado com o afinamento da crosta (pluma). Este evento extensional foi responsável por um vulcanismo ácido-intermediário, caracterizado por andesitos, riolitos e brechas (Grupo Choiyoi).

Os sedimentos da bacia de Cuyo foram depositados sobre as rochas vulcânicas do Grupo Choiyoi e sobre os sedimentos mais velhos do Paleozóico (Figura 3), sugerindo que a bacia foi um produto de extensão continuada (RAMOS & KAY, 1991a). Alternativamente, Zerfass *et al.* (2004) sugeriram que as bacias extensionais da Argentina ocidental poderiam ser geradas pela transtensão relacionada com o cisalhamento regional sinistral, ocasionando a reativação de suturas antigas da crosta.

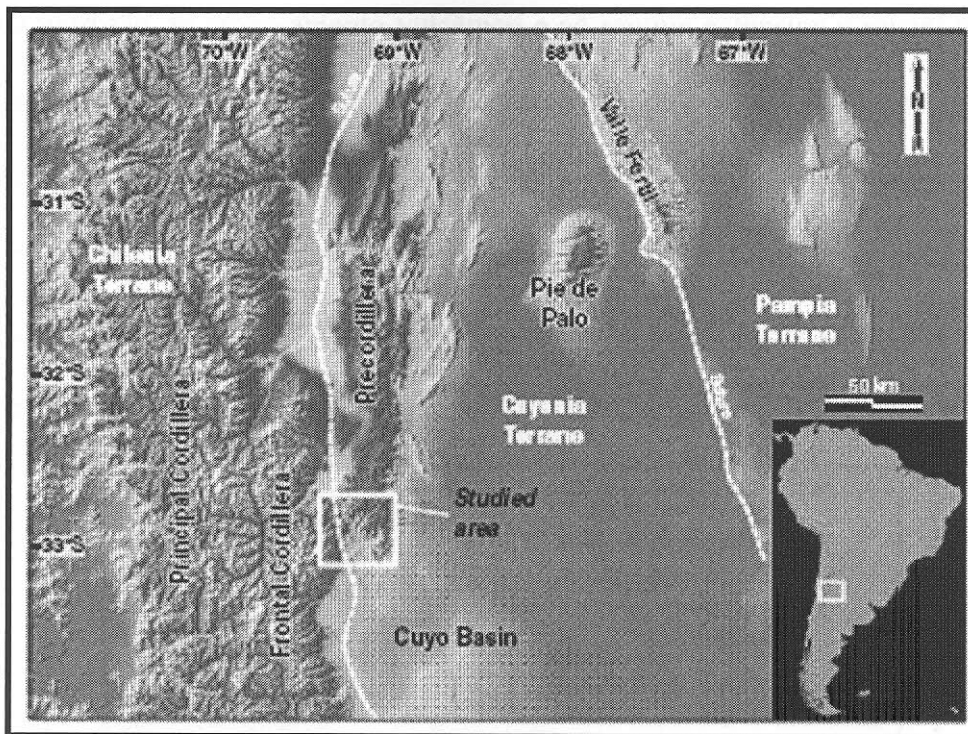


Figura 2: Imagem digital da Precordilheira Argentina, incluindo a bacia de Cuyo. Fonte: ÁVILA *et al.* (2006).

A bacia de Cuyo alcançou sua expansão máxima em consequência do resfriamento, que foi seguido pela contração das áreas deposicionais durante o Jurássico Inferior. No Jurássico médio, os depósitos continentais e os fluxos de lava basáltica foram depositados em consequência de um evento regional extensional. As margens da bacia foram levantadas durante a compressão do período Cenozóico, quando os meio-grábens do Triássico e a correspondente substituição das falhas de transferência foram moderadamente invertidas. No período do Mioceno-Plioceno, as taxas deposicionais cresceram consideravelmente e ocorreu uma sucessão de depósitos não marinhos de espessura entre 1.500 e 2.200 m. Uliana *et al.* (1995) sugeriram que as condições ideais de pressão e temperatura para a geração e a migração dos hidrocarbonetos foram alcançadas durante o Cenozóico em resposta aos efeitos combinados da sedimentação e carregamento supracrustal do antepaís Andino. Baseados em dados da análise da fissão da apatita, Ávila *et al.* (2006), reconheceram cinco diferentes episódios termo-tectônicos para a bacia de Cuyo: (1) o resfriamento no Permiano Superior

associado à extrusão do embasamento vulcânico e ao regime extensional inicial responsável pela formação da bacia de Cuyo; (2) o aquecimento no Triássico-Jurássico acoplado ao preenchimento e conseqüente enterro da bacia de Cuyo; (3) estabilização tectônica no Jurássico-Paleógeno; (4) aquecimento no Mioceno Inferior relacionado ao carregamento de sedimentos do antepaís; (5) o rápido resfriamento no final do Mioceno relacionado à inversão da bacia de Cuyo.

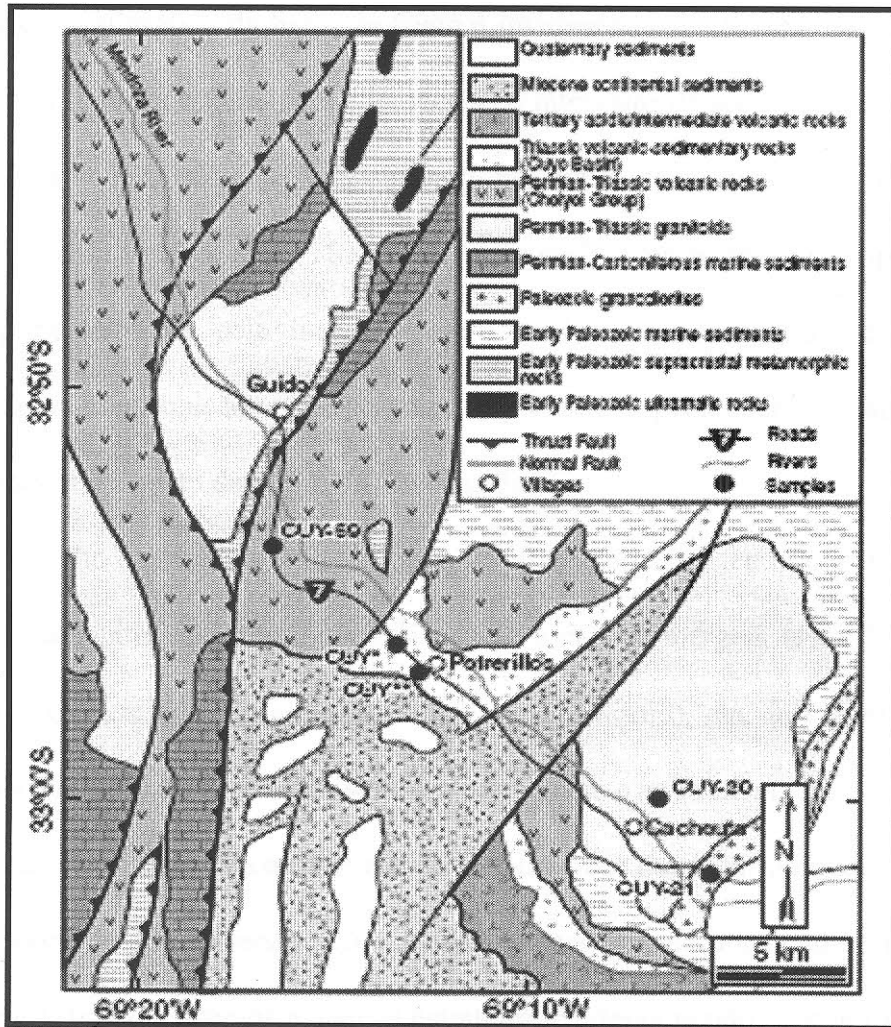


Figura 3: Mapa Geológico simplificado da região ao Sul da Precordilheira Argentina. Fonte: ÁVILA et al. (2006).

## 2.4 Estratigrafia

A evolução sedimentar da bacia de Cuyo do período Triássico-Terciário, situada na Precordilheira Andina, mais precisamente, na região Noroeste da Argentina, foi controlada principalmente pela tectônica extensional-transtensional ao longo de uma tendência Noroeste-Sudeste das estruturas herdadas das suturas do Paleozóico.

O pacote estratigráfico da bacia de Cuyo é interpretado como uma série de seqüências deposicionais de segunda ordem, com alternância de intervalos de sedimentação em regime de tratos de sistema de mar baixo (TSMB ou *lowstand*), tratos de sistema transgressivo (TST) e de tratos de sistema de mar alto (TSMA ou *highstand*). Este padrão de empilhamento foi controlado principalmente pela interação entre o fluxo de sedimentos e o espaço de acomodação, com contribuição vulcanoclástica importante, especialmente durante os estágios iniciais do desenvolvimento da bacia, na fase sinrifte.

Neste trabalho analisamos a estratigrafia da bacia de Cuyo, tendo por base o histórico deposicional sedimentar do período Triássico, relacionado à margem ativa da sub-bacia de Cacheuta, até o Terciário, (mais precisamente no Eoceno), na fase *sag* e, ao final, estabelecemos a relação entre o tectonismo, o magmatismo e a sedimentação.

A sub-bacia de Cacheuta consiste em um conjunto dos depocentros mais importantes do Triássico na bacia de Cuyo, sendo reconhecida pelo seu grande potencial na exploração de petróleo e, por este fato, faremos a análise estratigráfica dessa região, já que tratamos de um trabalho sobre métodos geofísicos, no qual seria inconveniente examinar as seqüências deposicionais de todas as seis sub-bacias da bacia de Cuyo.

Tal como se pode observar na coluna estratigráfica (Figura 4), a sub-bacia de Cacheuta é constituída principalmente por sedimentos continentais do período Triássico, ocorridos desde



a fase de margem ativa até a fase *sag* no Eoceno, com menor contribuição de sedimentos do período Jurássico e relativa contribuição de sedimentação do Cretáceo ao Eoceno.

Edad	Litología - Formaciones	Temp. m.a.	Etapas Evolutivas	Conjunto de Secuencias	Ambientes Sedimentarios			
T E R C I A R I O	MOGOTES	2.6	FORELAND		Sistemas Aluviales			
	SERIE AMARILLA							
	TOBAS GRISES SUPERIORES							
	LA PILONA	6.7						
	TOBAS GRISES INFERIORES							
	MARIÑO	8.4						
	CONGLOMERADO VIOLACEO	16						
	DIVISADERO LARGO - PAPAGAYOS	309				CS PAPAGAYOS DIV. LARGO	Barreal Fluvial entrelazado	
	PUNTA DE LAS BARDAS	40				SD BARRANCAS	Coladas basálticas Abanicos Aluviales	
	BARRANCAS	120-135				?	Fluvial efímero - barreal	
JURASICO		202	SAG	RIO BLANCO	Fluviales de alta a moderada sinuosidad Lacustre somero			
T R I A S I C O	HETT.	224	SYNRIFT I	LAS PEÑAS SUPERIOR	Lacustre Deltaico lacustre			
	PET. NOR.							
	RIO BLANCO	228				SYNRIFT II	POTRERILLOS-CACHEUTA	Fluvial con cursos entrelazados y anastomosados
	CACHEUTA							
	POTRERILLOS	232					Lacustre somero	
	LADINIANO	235					LAS PEÑAS SUPERIOR	Fluvial efímero o baja sinuosidad
	ANISIANO	239						Lacustre
	SICTIANO	242					LAS PEÑAS INFERIOR	Fluvial con cursos efímeros
	RIO MENDOZA	245						Barreal o Lacustre efímero
	BASAMENTO							

Figura 4: Coluna estratigráfica completa da sub-bacia Cacheuta. Fonte: JONES et al. (1999).

O arcabouço estratigráfico, a distribuição, a gênese e os ambientes de sedimentação desses intervalos deposicionais têm sido amplamente estudados em seus vários aspectos

sedimentares em inúmeros trabalhos e por diversos autores, por isso, detalharemos somente os aspectos importantes ao entendimento dos sistemas petrolíferos existentes, em função do período e dos tratos de sistemas.

## 2.4.1 PERÍODO TRIÁSSICO

### 2.4.1.1 Conjunto de Seqüências Lãs Peñas (Sinrifte I)

A idade do conjunto de seqüências Las Peñas remontam ao Scitiano-Ladiniano (Figura 4), havendo dúvidas quanto a idade do embasamento (Grupo Choyoi). Integram esta seqüência as Formações Rio Mendoza e Las Cabras.

As fácies marginais da sub-bacia de Cacheuta são constituídas por depósitos aluviais, dominados por intenso fluxo de lama e detritos, intercalados com depósitos de fluxo de canal, os quais dominam toda a parte média das camadas sedimentares. O fim da sedimentação aluvial é marcado pelo início da sedimentação fluvial do tipo efêmero, a qual constitui a maior parte das terminações desse conjunto de seqüência.

Os sistemas fluviais mostram fluxos de canal nas fácies proximais e, logo após, algumas séries de turbiditos. As fácies distais dessa seqüência estão representadas tanto por fácies de *playa lake*, como por sedimentos de origem lacustre, os quais recebem o nome de “intercalação Gris” na sub-bacia de Cacheuta, pelo fato de ser este o intervalo no qual se identificou grande potencial de geração de hidrocarbonetos (FIGUEROA & CHEBLI, 1987).

#### 2.4.1.2 Conjunto de Seqüências Potrerillos-Cacheuta (Sinrifte II)

Os sedimentos deste intervalo correspondem às Formações Potrerillos e Cacheuta (Figura 4) tendo sido depositados na fase sinrifte de idade Ladiniana-Carniana, estimada em 232 a 224 Ma (KOKOGIAN, 1991; KOKOGIAN & MANCILLA, 1987).

O ambiente deposicional dominante foi flúvio-lacustre, tendo sido identificados vários cursos de rios entrelaçados com gradação a cursos de rios de alta sinuosidade e meandranes, dentro de um ambiente fluvial. Estes rios rapidamente formaram um ambiente de deposição deltáico-lacustre, devido ao estiramento da fase sinrifte, e vários lagos receberam sedimentação profunda e anóxica. Essa fase lacustre cobriu praticamente toda a sub-bacia de Cacheuta no fim da fase sinrifte II, levando à formação do folhelhos negros até as margens da bacia, restando aos sistemas fluviais espaços muito restritos na orla. Exatamente a leste da sub-bacia de Cacheuta encontram-se os níveis mais altos de geração de hidrocarbonetos oriundos desta fase.

### 2.4.1.3 Conjunto de Seqüências Rio Blanco (*Sag*)

Neste intervalo, os níveis incluídos recebem o nome de Formação Rio Blanco (Figura 4), tendo sido depositados na fase *sag* do Triássico, a qual, segundo Kokogian *et al.* (1993), foi caracterizada por pelo menos quatro seqüências deposicionais, que podem ser separadas por dois tratos de sistema de mar baixo (TSMB) e dois tratos de sistema de mar alto (TSMA).

De uma forma geral, pode-se afirmar que os sedimentos depositados no TSMB foram dominados por um sistema fluvial do tipo entrelaçado e meandrante, com um claro predomínio das fácies de canal em detrimento das de inundação, o que possibilitou a presença de fácies conglomeráticas e arenosas com excelentes características petrofísicas, que deram origem aos excelentes reservatórios existentes na sub-bacia de Cacheuta, entretanto, os sedimentos depositados no TSMA foram fortemente dominados por ambientes lacustre-deltáicos e fluviais, com predomínio das fácies de inundação, as quais impediram a existência de grandes reservatórios.

A Formação Rio Blanco apresenta uma grande extensão deposicional por toda a área da bacia, chegando a ultrapassar a área de deposição anterior, apoiando-se sobre o embasamento em várias regiões. O paleoambiente sedimentar foi flúvio lacustre na etapa inicial, tornando-se fluvial no topo da Formação.

As fácies sedimentares indicam sistemas de deposição variáveis, mas todas elas apresentam características de ambientes deposicionais de baixa energia, o que era esperado numa fase *sag*.

Os sistemas lacustres aparecem fundamentalmente nos depocentros, podendo ser encontrados em afloramentos na região, porém, inexistem evidências de rochas geradoras deste período, devido à deposição ter ocorrido em ambientes oxidantes.

#### 2.4.1.4 Detalhamento da Seqüência Triássica em Potrerillos

A seqüência Triássica completa da sub-bacia de Cacheuta, estudada por Ávila *et al.* (2006), é bem exposta na localidade de Potrerillos (Figura 3), sendo composta por depósitos siliciclásticos do Triássico, com contribuição vulcânica significativa, relacionada a uma das falhas de margem ativa da bacia de Cuyo. A estrutura estratigráfica apresentada é baseada nos conceitos da estratigrafia de seqüências. Os tratos de sistemas são interpretados em relação ao nível do paleolago.

A Figura 5 mostra a coluna estratigráfica desta região, a qual utiliza a terminologia das fácies fluviais de acordo com Miall (1996). As fácies sedimentares são descritas em termos de textura, composição, e estrutura. Doze principais fácies são descritas: 5 fácies de conglomerados, 5 fácies de arenitos e 2 fácies de siltitos e lamitos (Quadro 1). As interpretações das associações de fácies e de seu padrão de empilhamento (Figura 5) permitiram a distinção de três estágios deposicionais, que correspondem aos sistemas de trato de mar baixo (TSMB), o trato transgressivo (TST), e o trato de mar alto (TSMA), formando assim uma seqüência deposicional de segunda ordem.

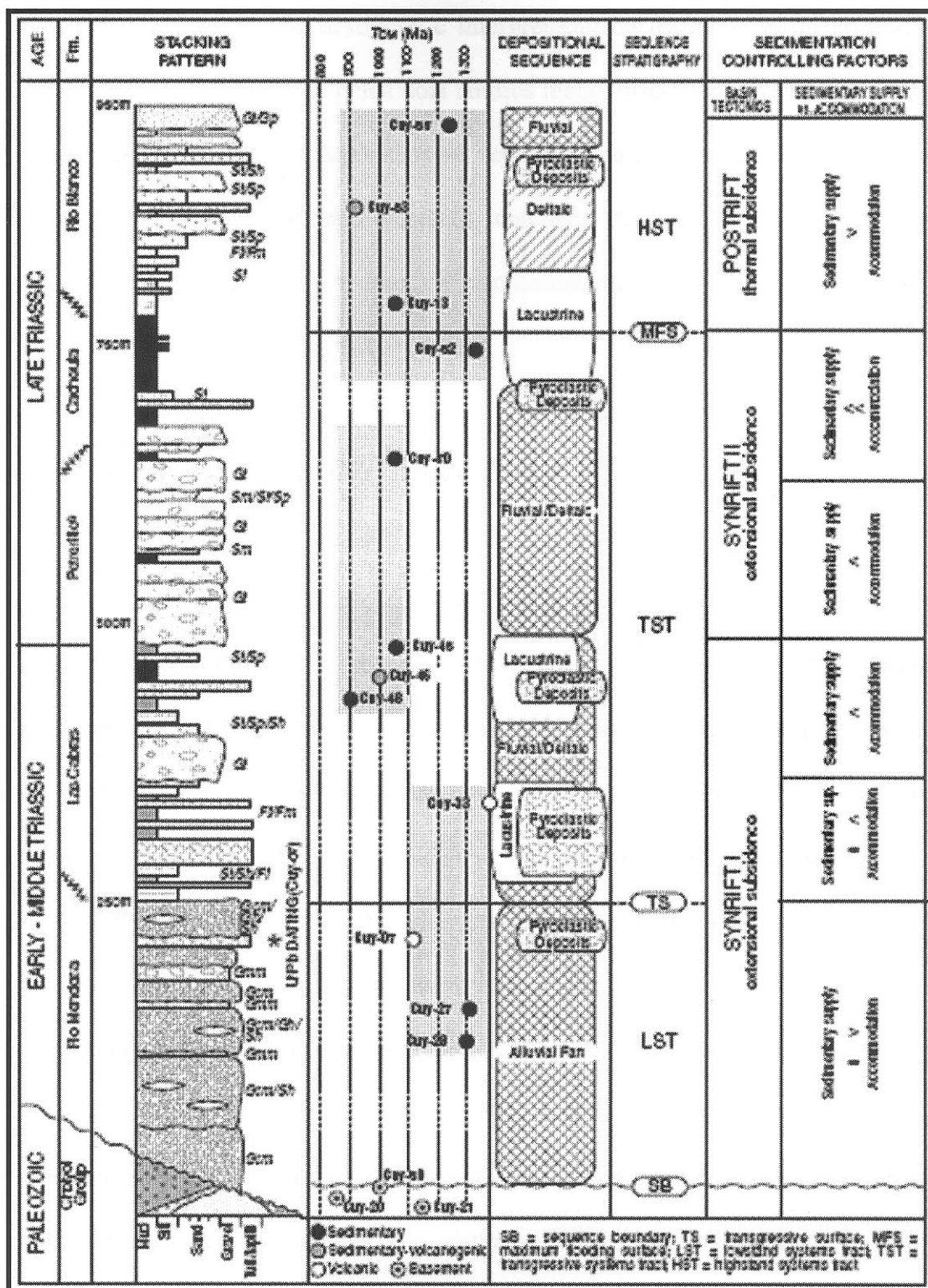


Figura 5: Coluna estratigráfica da sub-bacia Cacheuta, baseada na seção Potrerillos, mostrando o padrão de empilhamento, características deposicionais e fatores controladores da sedimentação no Triássico. Fonte: ÁVILA et al. (2006).

Notável é a diferença na descrição e interpretação da estratigrafia da Formação Rio Blanco da sub bacia de Cacheuta pelos dois autores mencionados, haja vista Kokogian *et al.* (1993) ter descrito 4 seqüências deposicionais, separadas em 2 tratos de mar alto e 2 tratos de mar baixo, o que nos parece mais acertado, enquanto Ávila *et al.* (2006) descrevem a sedimentação dessa Formação em apenas um trato de sistema de mar alto.

#### 2.4.1.4.1 Trato de Sistema de Mar Baixo (TSMB)

O trato de mar baixo na sub-bacia de Cacheuta é caracterizado por um espesso pacote de conglomerado, denominado Formação Rio Mendoza, o qual foi depositado incompativelmente sobre as rochas piroclásticas do Grupo Choiyoi. Durante este estágio, a margem ativa da sub-bacia de Cacheuta foi controlada por processos tectônicos, que diretamente influenciaram a taxa de subsidência, a quantidade e o tipo de material das áreas fontes. O TSMB é composto por: (1) conglomerados maciços suportado pelos grãos (litofácies Gcm); (2) conglomerados suportados pelos grãos com estratificação horizontal (litofácies Gh); (3) arenito com granulometria que varia de média a grossa, com estratificação horizontal (litofácies Sh); (4) conglomerados maciços suportados pela matriz (litofácies Gmm). Intercalados com estas litofácies estão os riolitos do tipo *pumice-rich* piroclásticos. Os processos deposicionais dominantes nos sistemas TSMB são os canalizados (fluxo de corrente) e não canalizados (fluxo plano), com menor ocorrência do fluxo de detritos. Os indicadores de Paleocorrente (fragmentos imbricados) sugerem uma tendência de Oeste para Leste para esta unidade (ZERFASS *et al.*, 2004).

Quadro 1: *Lista das Litofácies.*

Fácies	Características Principais
Gcm	Conglomerado suportado por grãos, maciço e com seleção pobre.
Gh	Conglomerado suportado por grãos com estratificação horizontal, matriz arenosa abundante e seleção pobre.
Gmm	Conglomerado suportado pela matriz, constituído por seixos e matacões, maciço e com seleção pobre.
Gt	Conglomerado com estratificação cruzada acanalada, suportado por grãos e com seleção moderada.
Gp	Conglomerado com estratificação planar cruzada, suportado por grãos e com seleção moderada.
Sh	Arenitos de grãos médios à seixos, de seleção moderada para pobre e estratificação paralela.
St	Arenitos de muito finos à grãos grossos, de seleção pobre com estratificação cruzada acanalada.
Sp	Arenitos de muito finos à grãos grossos, de seleção boa para pobre com estratificação planar cruzada.
Sl	Arenitos de muito finos à grãos médios, de seleção boa para moderada com estratificação cruzada de baixo ângulo.
Sm	Arenitos de muito finos à grãos grossos, de seleção boa para pobre, maciço.
Fl	Siltitos e lamitos laminados.
Fm	Siltitos e lamitos maciços.

Fonte: ÁVILA et al. (2006).



#### 2.4.1.4.2 Trato de Sistema Transgressivo (TST)

A superfície transgressiva é muito bem delineada sobre os conglomerados do TSMB, marcando o início da deposição dos sedimentos de granulometria fina. Esta sucessão é composta por: (1) conglomerados suportado pelos grãos com estratificação cruzada acanalada (litofácies Gt); (2) arenitos maciços (litofácies Sm), horizontais (litofácies Sh), planar-cruzados (litofácies Sp) e com estratificação cruzada acanalada (litofácies St) ; (3) siltitos e lamitos maciços e laminados com intercalação de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo. A contribuição vulcanoclástica é espalhada e pode ser reconhecida em abundantes cristais de rocha, em clastos caídos piroclásticos e na matriz de rochas sedimentares. Quatro grupos de parasequências estão empilhados com tendência retrogradacional, os quais correspondem a Formação Las Cabras e a Formação Potrerillos. Este intervalo contém indicadores de paleocorrente com direção sul (ZERFASS *et al.*, 2004) e esta sucessão representa a ação de sistemas flúvio-deltaicos e lacustres com uma elevada contribuição piroclástica. Os depósitos lacustres dominam no nível superior. A Formação Potrerillos termina com a deposição lacustre de siltitos e de lamitos negros da Formação Cacheuta, que contém a superfície de inundação máxima. Estas rochas têm alto índice de matéria orgânica e constituem a principal rocha geradora das acumulações de hidrocarbonetos na bacia de Cuyo (CHEBLI *et al.*, 2001). O nível superior do sistema de trato transgressivo preserva indicadores de paleocorrente de direção sudeste (ZERFASS *et al.*, 2004).

#### 2.4.1.4.3 Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)

O TSMA é composto por conglomerados e arenitos: (1) suportados pelos grãos e planar-cruzados (litofácies Gp e Sp); (2) com estratificação cruzada acanalada (litofácies Gt e St); (3) siltitos e lamitos maciços, com deposição de arenitos subordinados com estratificação cruzada de baixo-ângulo (litofácies Sl). A transição de cor, dos siltitos e lamitos escuros da Formação Cacheuta para os avermelhados da Formação Rio Blanco, marca o início de uma tendência progradação, que caracteriza o sistema de trato de mar alto. Esta seção de progradação começou com o estabelecimento de condições oxidantes nos sistemas lacustres, e continuou progressivamente com o aumento do fluxo sedimentar nos depocentros da bacia por meio dos deltas lacustres. A tendência culminou com a deposição de uma associação de fácies fluviais de alta sinuosidade e os indicadores de paleocorrente obtidos das estruturas de estratificação cruzada acanalada sugerem um fluxo de direção sudeste (ZERFASS *et al.*, 2004). Esta fase é interpretada como resposta a subsidência térmica da região, o que ocasionou a sedimentação da Formação Rio Blanco na fase *sag*.

Nas Figuras 6 e 7, apresentamos as fotografias de campo dos tratos de sistemas descritos e o esquema resumido dos processos de sedimentação, mostrando a evolução Triássica dos depósitos siliciclásticos relacionados com a margem ativa da sub-bacia de Cacheuta.

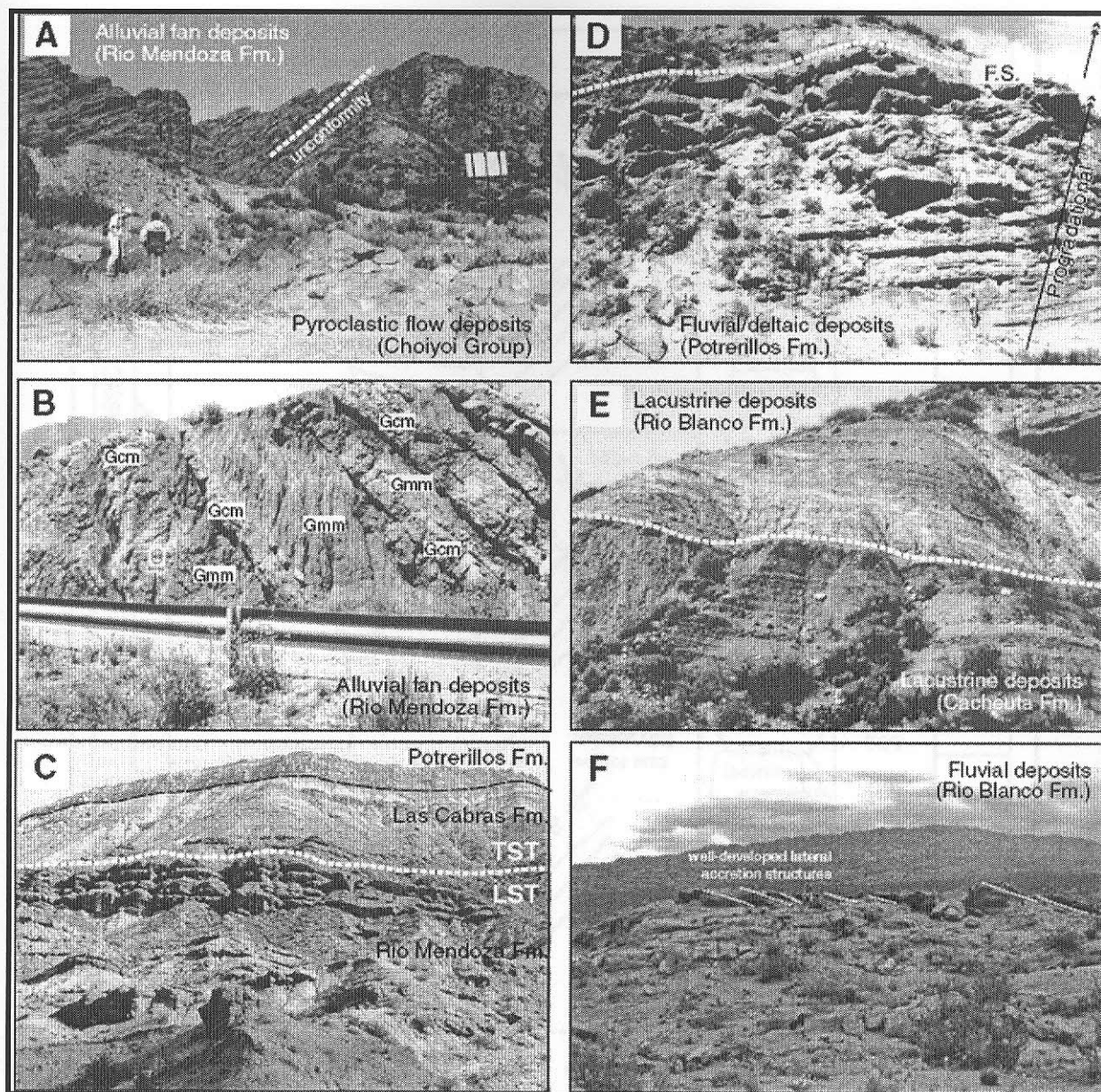


Figura 6: Fotografias de Campo. (A) Inconformidade entre as rochas piroclásticas do Grupo Choiyoi e os depósitos de leques aluviais da Formação Rio Mendoza. (B) Intercalação dos conglomerados maciços suportados pelos grãos (litofácies Gcm) com os conglomerados maciços suportados pela matriz (litofácies Gmm) na Formação Rio Mendoza do TSMB. (C) Superfície transgressiva que limita os tratos de sistemas de mar baixo (Formação Rio Mendoza) e transgressivo (Formação Lãs Cabras e Potrerillos). (D) Parasequência progradacional limitada por uma superfície de inundação máxima (Formação Potrerillos). (E) Transição dos siltitos e lamitos negros (Formação Cacheuta) para avermelhados (Formação Rio Blanco) que marca o início da tendência progradacional que caracteriza o TSMA. (F) Associação de fácies fluviais de alta sinuosidade com estruturas de acreção laterais bem desenvolvidas (Formação Rio Blanco). Fonte: ÁVILA et al. (2006).

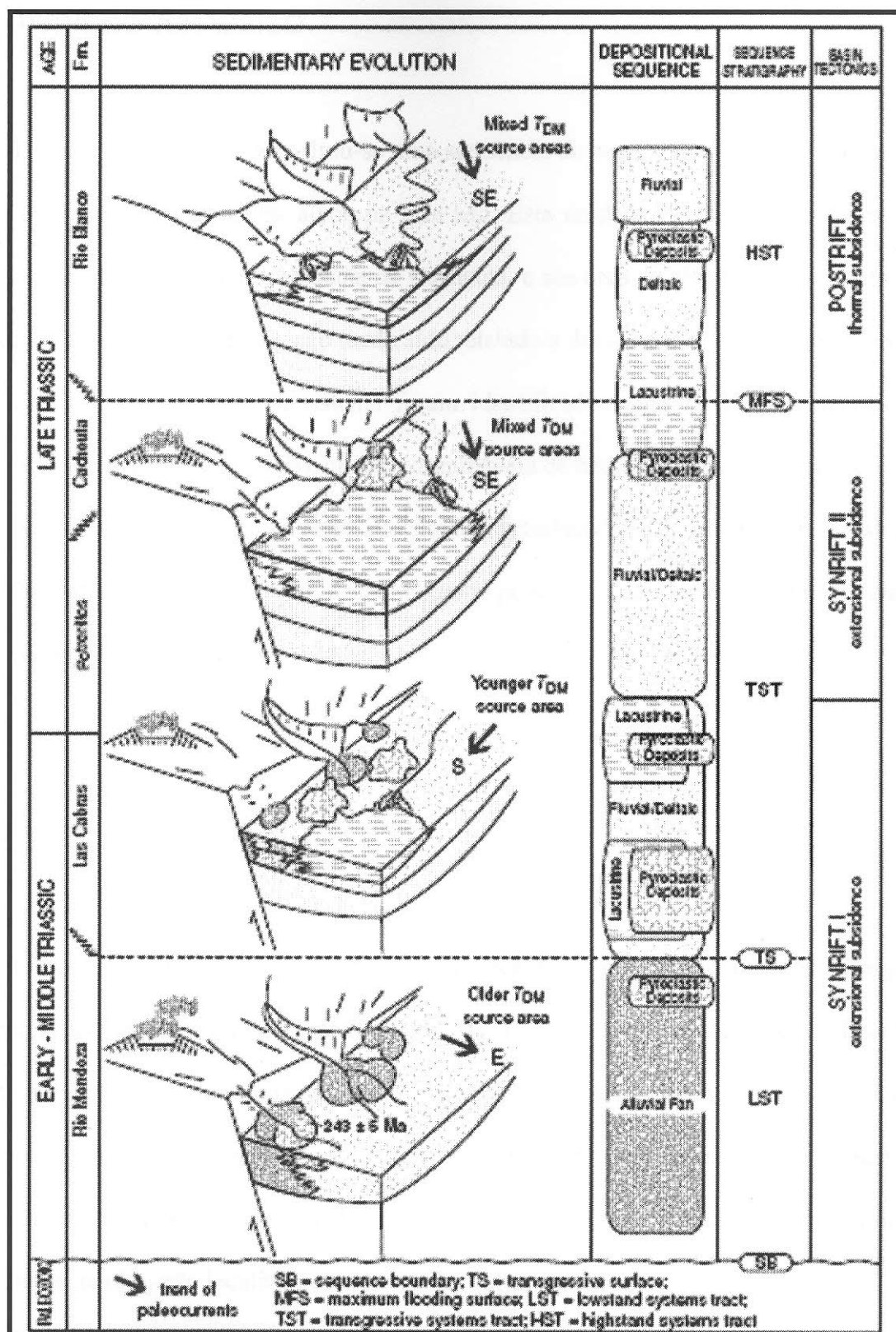


Figura 7: Painéis esquemáticos mostrando a evolução dos depósitos siliciclásticos Triássicos relacionados com a margem ativa da sub-bacia Cacheuta. Fonte: ÁVILA et al. (2006).

## 2.4.2 PERÍODO JURÁSSICO

Durante este período depositou-se uma seqüência de sedimentos fluviais, que recebeu o nome de Formação Barrancas, ainda na fase *sag*. Esta unidade Jurássica encontra-se, quase que totalmente, soterrada na sub-bacia de Cacheuta, e sua área de abrangência é muito menor do que as do período Triássico, não tendo sido relatado a descoberta de rochas geradoras.

Em relação os tratos de sistema foram identificados duas seqüências deposicionais, sendo uma de mar baixo (TSMB), com predominância de depósitos fluviais do tipo efêmero, e outra de mar alto (TSMA), com depósitos fluviais entrelaçados. Os principais reservatórios de hidrocarbonetos da bacia de Cuyo datam deste período, constituindo-se em um elemento essencial no sistema petrolífero.

## 2.4.3 PERÍODO TERCIÁRIO

O conjunto de seqüências deste período recebeu o nome de Formação Papagayos e Formação Divisadero Largo. Esta unidade do Eoceno foi formada essencialmente por sedimentos continentais depositados por sistemas fluviais efêmeros e de *playa lake*. Em algumas regiões, Kokogian *et al.* (1989) identificaram excelentes rochas reservatório, depositadas em trato de sistema de mar baixo (TSMB), que deram origem à Formação Papagayos, porém, não localizaram indícios de rochas geradoras.

Os sedimentos arenosos e conglomeráticos da Formação Papagayos foram depositados por sistemas fluviais do tipo entrelaçado, ainda na fase *sag*, em áreas muito restritas da sub-bacia de Cacheuta e circunscritas a um paleovale escavado no substrato vulcânico subjacente, o qual recebeu o nome de Formação Punta de Las Bardas.

## 2.5 Geologia Estrutural

### 2.5.1 INTRODUÇÃO

A bacia triássica-terciária de Cuyo, que cobre uma área de cerca de 30.000 km<sup>2</sup> ao norte da Província de Mendoza, encontra-se soterrada sob um segmento de planície do antepaís argentino. A atividade de exploração durante os últimos 50 anos delinearam os 15 campos de petróleo principais na bacia, os quais são, em sua grande maioria, estruturalmente controlados, sendo formados principalmente por meio-anticlinais, anticlinais com duplo mergulho e feições caracterizadas por elementos lineares em forma de escada (em échelon), que definem três tendências principais (Figura 8).

Embora se acredite que as falhas associadas com o fechamento tenham desempenhado um papel importante no trapeamento, não há consenso na literatura sobre o estilo estrutural dominante em profundidade. A interpretação tradicional (PÁDULA, 1972) é de que as estruturas produtivas estão ligadas a grandes blocos do embasamento por falhas de alto-ângulo com vergência Leste. Trabalhos mais recentes, amparados por boa cobertura sísmica (TURIC *et al.*, 1981; POMBO, 1986), definiram as estruturas como falhas de baixo ou médio-ângulo envolvendo o embasamento. De acordo com este modelo, a falha dominante é inversa e possui vergência Leste e provavelmente está associada com empurrões antitéticos e falhas transversais conjugadas, devido a movimentos transcorrentes.

As observações das características estruturais e estratigráficas de vários campos na bacia de Cuyo indicam que as falhas reversas, que são proeminentes na configuração estrutural

presente, estão geneticamente relacionadas a um sistema de falhas extensionais conectadas (GIBBS, 1988) e dominadas por meio-grábens e zonas de transferência. O falhamento extensional Mesozóico resultou em subsidência diferencial, a qual acomodou uma cunha espessa de clastos com 4.000 m de espessura. Este ambiente tectônico afetou as distribuições das rochas fonte e rochas reservatório.

A inversão Cenozóica desta fábrica extensional pré-existente produziu estruturas assimétricas, as quais foram dissecadas por planos de falhas antitéticas (*back-thrusts*) produzindo fechamentos estruturais bem definidos. As culminações estruturais dos alinhamentos produtivos mostram os planos axiais com vergência Leste e Oeste. Muitas seções sísmicas mostram que as dobras em profundidades rasas e intermediárias ocorrem sobre estruturas falhadas mais profundas, oriundas da antiga arquitetura de extensão de blocos.

Durante o Cenozóico Superior, no clímax da orogênese andina, as estruturas extensionais Mesozóicas sofreram inversões compressionais e as armadilhas estruturais se desenvolveram, adquirindo as configurações atuais. Estes anticlinais têm a capacidade para armazenar volumes de petróleo em torno de 200 milhões de m<sup>3</sup>.

Uma das hipóteses mais recentes (LEGARRETA *et al.*, 1993) enfatiza a mudança de polaridade estrutural e a presença de zonas de transferência ao longo das falhas principais. Baseado nisto, algumas das estruturas portadoras de petróleo são atribuídas a inversão de falhas extensionais no Triássico.

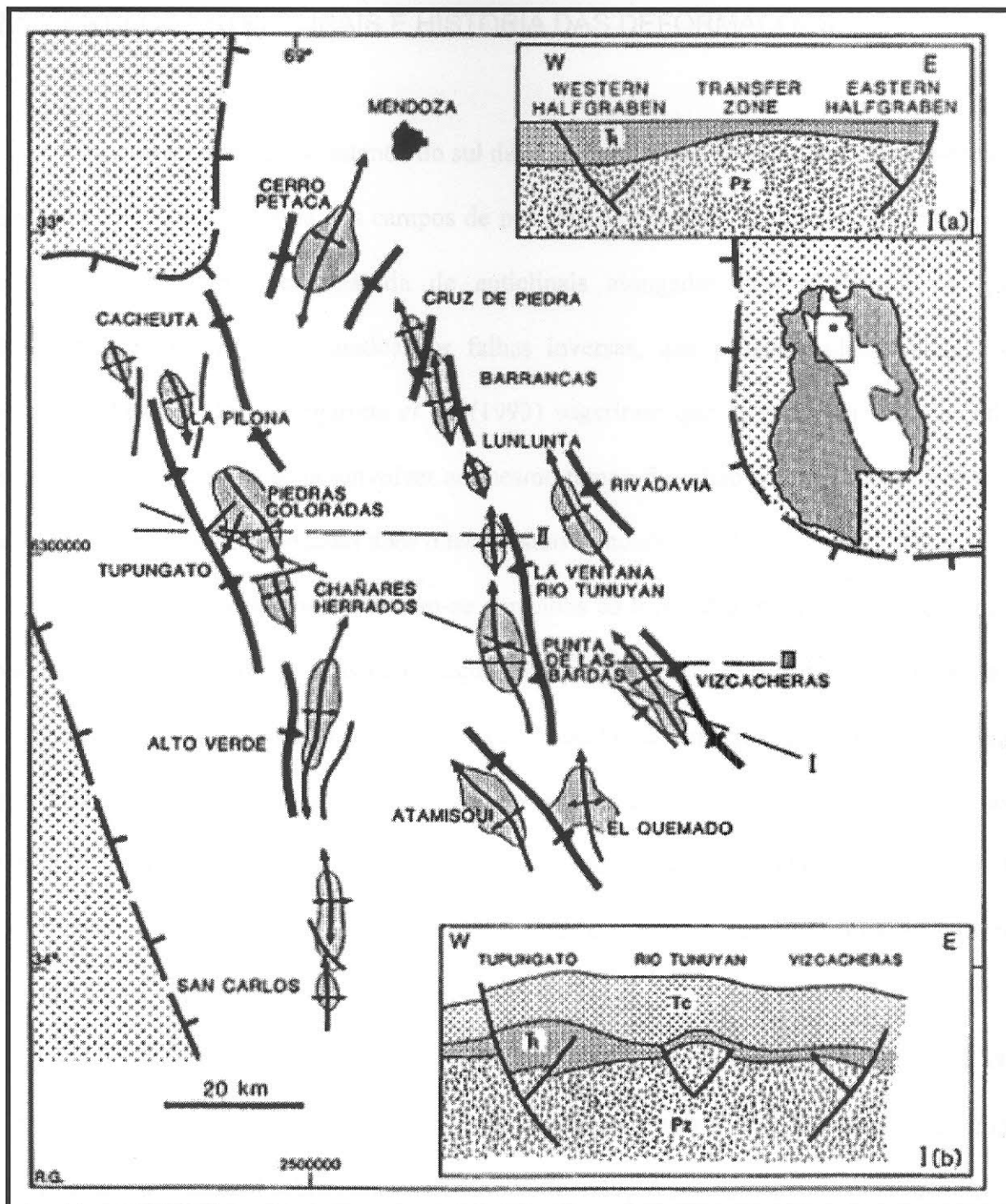


Figura 8: Arcabouço estrutural da bacia de Cuyo, mostrando as principais estruturas produtivas e as falhas regionais. Dentro da Figura: (a) mostra a configuração no período do Cretáceo superior ao Terciário inferior; (b) mostra a reconstrução no final do tempo Cenozóico. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).



## 2.5.2 ESTILOS ESTRUTURAIS E HISTÓRIA DAS DEFORMAÇÕES

Nossa área de estudo se estende do sul da cidade de Mendoza à parte sul da sub-bacia de Cacheuta, englobando a área dos campos de petróleo da bacia de Cuyo, que é dominada por uma série irregularmente espaçada de anticlinais alongados bem definidos, os quais encontram-se localmente fraturados por falhas inversas, que possuem planos axiais com vergência Leste e Oeste. Legarreta *et al.* (1993) sugeriram que as principais características estruturais começaram a se desenvolver ao mesmo tempo do início da extensão Triássica. As estruturas atuais foram esboçadas após o tectonismo Cenozóico andino.

Os anticlinais fechados encontram-se alinhados ao longo das três tendências estruturais Norte - Noroeste (Figura 8) e as culminações individuais estão conectadas por uma série de estruturas em sela. Todas elas mostram seções cruzadas assimétricas com flancos abruptos, geralmente ligados à falhas inversas. O controle sísmico demonstra que os dobramentos rasos nos níveis Terciário e Mesozóico superior estão ligados em profundidade por dobramentos nas camadas inferiores (não muito óbvios), devido a uma série de blocos falhados, diferencialmente deslocados e girados (Figuras 9 e 10).

Estas arquiteturas contrastantes estão associadas a intervalos estratigráficos com variação lateral de espessura, os quais estão ligados a história deformacional, que impôs deformação contracional sobre uma velha fábrica de indução extensional do embasamento.

As seções sísmicas sobre a parte norte da bacia de Cuyo mostram evidências definitivas de estruturas assimétricas extensionais ocorridas durante a sedimentação das sequências do Triássico Médio ao Superior. Uma série de falhas principais induziu o espessamento sedimentar nas depressões tectônicas do tipo meio-gráben (Figuras 9, 10 e 11).

Podemos resumir a seqüência deformacional em três estágios: (a) extensão, rotação de blocos e preenchimento do meio-gráben; (b) depressão regional e subsidência diferencial; e (c) compressão e inversão.

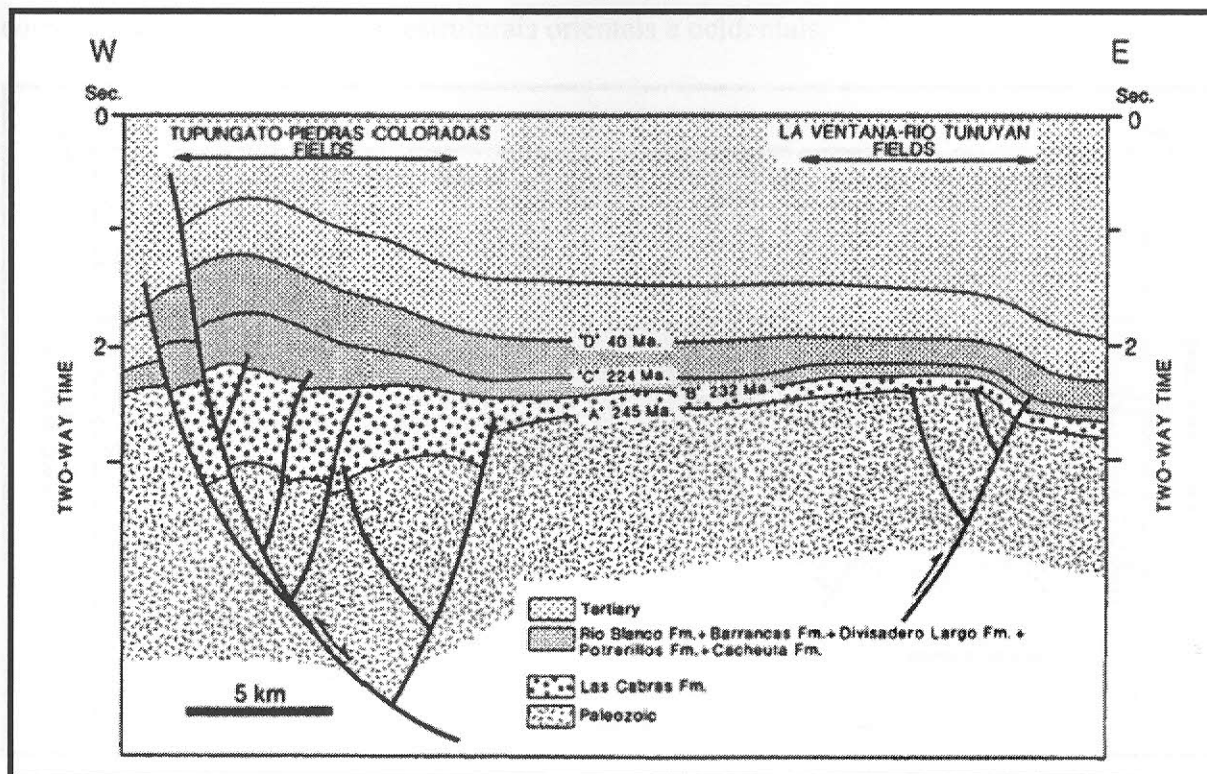


Figura 9: Seção geológica esquemática mostrando o início da inversão tectônica. Notar que algumas cunhas sedimentares não estão bem desenvolvidas. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).

### 2.5.2.1 Extensão, Rotação de Bloco e Preenchimento do Meio-Gráben

Os episódios ocorridos durante o período de 245 a 232 Ma, gerou a deposição da Formação Las Cabras no intervalo das camadas A-B (Figuras 9, 10 e 11). O controle geodinâmico é atribuído ao colapso extensional da orogenia do Paleozóico Superior, desenvolvido após a deformação compressional intracratônica e espessamento crustal próximo da margem do supercontinente Gondwana (MPODOZIS & KAY, 1990; LEGARRETA *et al.*, 1993). O episódio extensional está registrado na suíte das falhas lístricas e planares.

Os rejeitos verticais das falhas possuem de 3.500 a 4.000 m, os quais resultaram em depocentros substanciais do Triássico Médio em Tupungato e Piedras Coloradas e também próximo de Vizcacheras, Zampal e Rivadavia (Figura 8). A distribuição destes depocentros é coincidente com as tendências estruturais orientais e ocidentais.

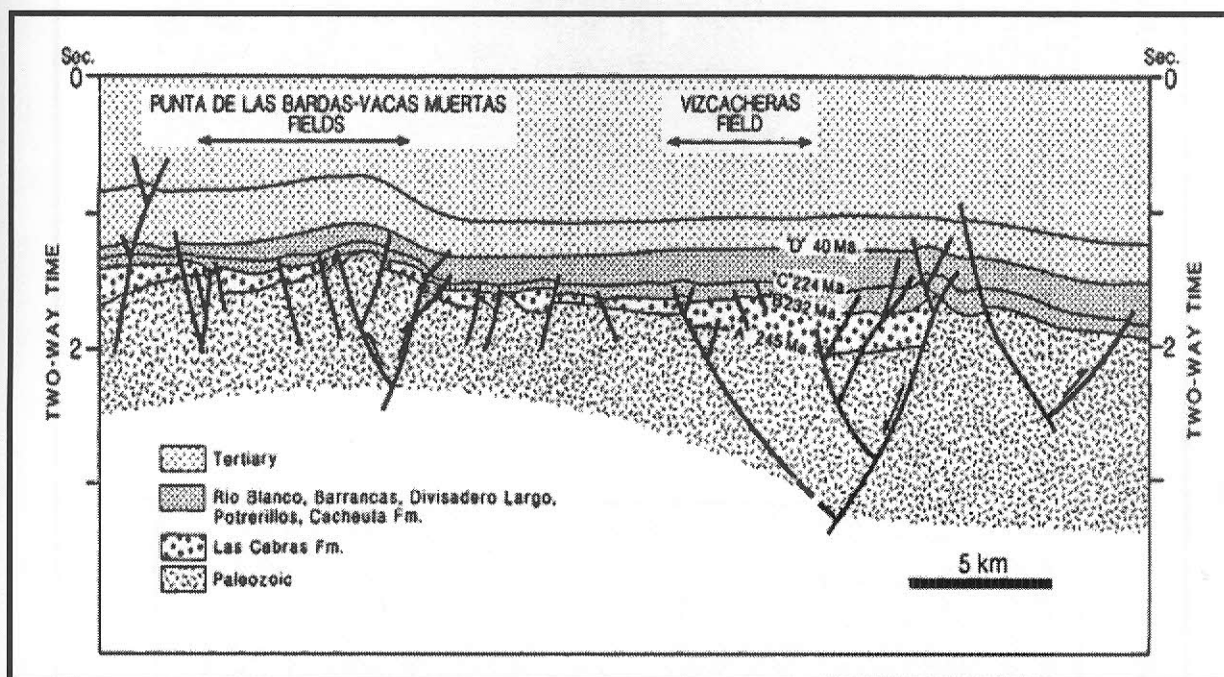


Figura 10: Seção geológica esquemática mostrando a distribuição das principais estruturas e unidades estratigráficas. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).

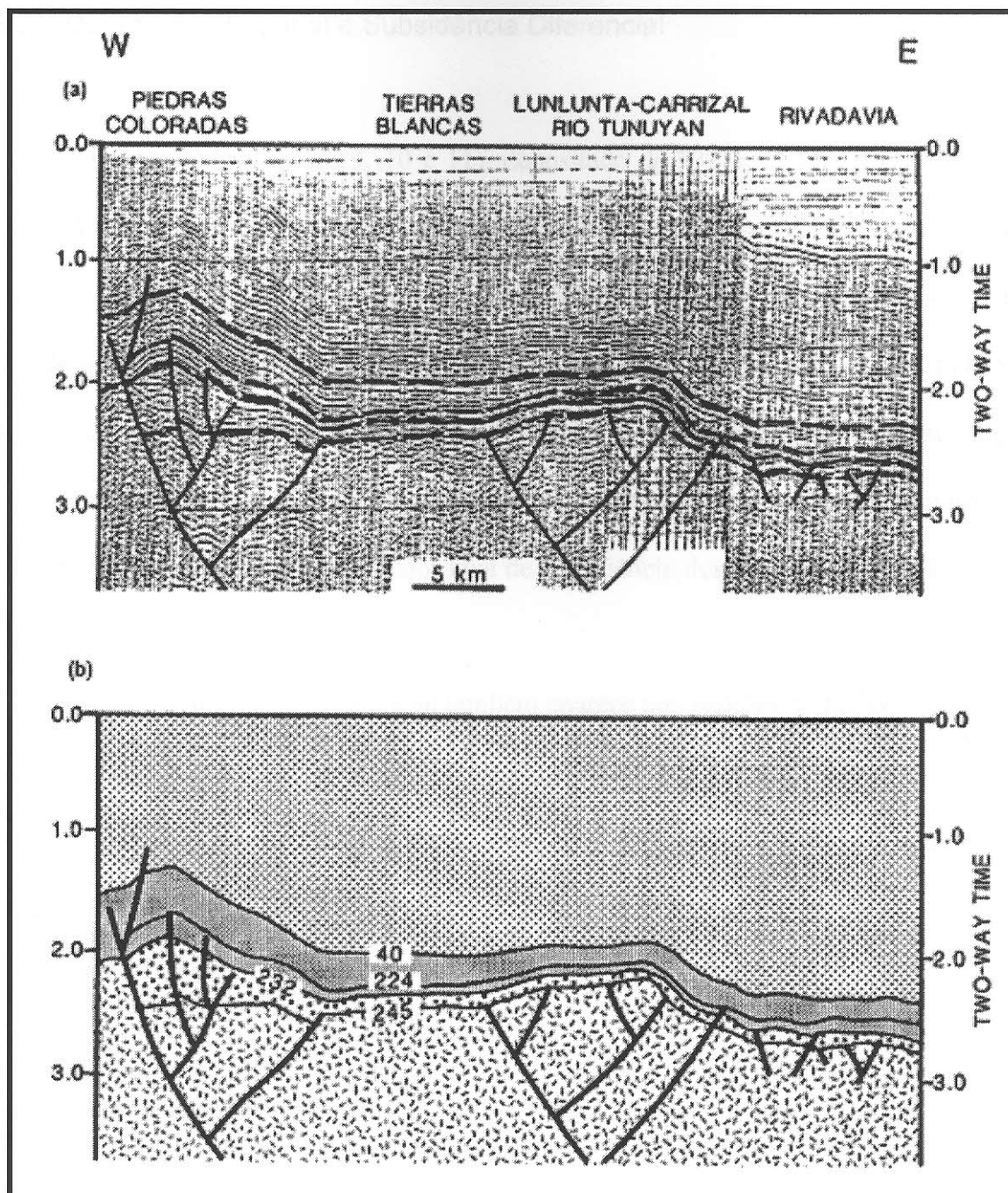


Figura 11: (a) Seção sísmica interpretada e (b) seção geológica em uma orientação Oeste-Leste. Note a inversão tectônica na parte ocidental (W). Os números sobre os contatos são idades (em Ma). Símbolos como na Figura 10. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).

### 2.5.2.2 Depressão Regional e Subsidência Diferencial

O intervalo C-D (Figuras 9, 10 e 11), depositado de 232 a 25 Ma, registra a redução gradual do rifteamento e o aumento progressivo da subsidência regional. As seqüências Jurássica, Cretácea e Terciária Inferior (Formações Barrancas, Punta de las Bardas e Divisadero Largo) aparentam estar somente deslocadas localmente por falhamento extensional, exibindo uma espessura mais regular, entretanto, o mapeamento isópaco regional e o controle sísmico (Figuras 9 e 10) indicam que os lados da parede suspensa do meio-gráben sofreram, comparativamente, uma maior taxa de subsidência durante os períodos do Triássico Inferior ao Jurássico-Paleogeno.

O efeito da subsidência diferencial também aparece nos padrões de fácies dentro de cada intervalo genético e as concentrações locais de arenitos depositados através de sucessivos sistemas fluviais coincidem normalmente com paleoposições baixas e os folhelhos com paleoposições altas.

### 2.5.2.3 Compressão e Inversão

Os esforços compressoriais relacionados a orogênese Andina, ocorridos durante o Cenozóico Superior, induziram a inversão tectônica e soergimento diferencial de alguns dos principais depocentros Triássicos, formando, então, culminações estruturais. As áreas deposicionais adjacentes às falhas principais de formação da bacia tornaram-se altos estruturais devido à contração direcional Leste-Oeste e o rejeito lateral e as culminações anticlinais foram forçadas no topo dos depocentros anteriores (WILLIAMS *et al.*, 1989).

O controle sísmico mostra que algumas feições estruturais positivas, tais como em Tupungato, Piedras Coloradas e Vizcacheras foram desenvolvidas sobre uma extraordinariamente espessa sucessão no Triássico e, como resultado do processo de inversão (BALLY, 1984; BIDDLE & RUDOLPH, 1988 *apud* DELLAPÉ & HEGEDUS, 1995, p.363; WILLIAMS *et al.*, 1989), blocos originalmente baixos se transformaram em feições positivas. Tipicamente as raízes dos altos estruturais envolvem uma expansão da sucessão estratigráfica, e as falhas principais de alto-ângulo mostram separação inversa em níveis estratigráficos intermediários, sendo niveladas em unidades estratigráficas mais jovens. Vários exemplos de estruturas de meio-gráben e gráben estão ilustrados na Figura 10, e algumas destas estruturas mostram polaridades opostas.

A magnitude da inversão muda lateralmente e mostra expressões variáveis em níveis estratigráficos sucessivos e, portanto, é possível que a inversão seja imperceptível ao nível do embasamento, enquanto as deformações significantes nos estratos estão presente na base do Terciário. Isto implica que as sucessões pós-Triássico e Terciário foram deformadas devido ao dobramento, enquanto o embasamento reagiu de forma rígida, não apresentando arqueamento. Nas zonas onde a inversão foi mais moderada, a fase *sag* de depósitos Cretáceos foi localmente dobrada e flexionada, sem que ocorresse falhamentos (Figura 9). Em estágios mais avançados de deformação, os núcleos das dobras foram penetrados por falhamento e desenvolveram estruturas em forma de “*pop-up*”, com as cunhas lascadas por falhas reversas com vergência descendente. Algumas das falhas principais, que foram reativadas como falhas reversas, estão ligadas a zonas de deformação antitética. Estas falhas desempenham um papel importante em algumas das estruturas portadoras de petróleo, exercendo, localmente, um efeito direto no trapeamento dos hidrocarbonetos.

## 2.6 Evolução Tectônica e Paleogeográfica

A evolução paleogeográfica das bacias mesozóicas da América do Sul ocorreram sob a influência de dois tipos principais de processos tectônicos:

(1) subducção da placa do proto-Pacífico sob o Gondwana e o progressivo desenvolvimento do arco magmático na margem oeste do supercontinente;

(2) afinamento da litosfera, com a subida das isothermas da astenosfera (pluma), gerando extensão regional e a conseqüente abertura do Atlântico Sul por rifteamento da crosta continental.

Os processos de subducção do proto-Pacífico e de extensão continental que culminaram na abertura do Oceano Atlântico criaram um cenário tectônico complexo para a parte austral da América do Sul. Durante o Jurássico, o arco magmático evoluiu e alcançou seu desenvolvimento completo ao longo da margem continental há aproximadamente 150 Ma (SPALLETTI & FRANZESE, 1996; MACDONALD *et al.*, 2003).

Diversas bacias intra-arco e retro-arco foram criadas e evoluíram durante a extensão mesozóica (DALZIEL *et al.*, 1974; RAMOS, 1999) e, após a inversão tectônica, quando o dobramento andino transformou o regime extensional em compressional, transformaram-se em bacias de antepaís. (RAMOS, 1999).

A análise da influência do crescimento do arco magmático andino e da abertura do Atlântico Sul no desenvolvimento da bacia de Cuyo, incluindo a sua distribuição regional e a evolução dos sistemas deposicionais será feita em 4 épocas diferentes, aqui denominadas de (a) Pré-andina (240 - 195 Ma); (b) Fase de ruptura (180 - 165 Ma); (c) Fase extensional e

desenvolvimento completo do arco magmático andino (150 - 135 Ma); (d) Inversão estrutural e fase de antepaís (120 - 75 Ma).

### 2.6.1 O ESTÁGIO PRÉ-ANDINO (240 - 195 MA)

Este primeiro estágio cobre o intervalo entre o Triássico e o Jurássico Inferior (Figura 12), tendo como característica mais notável o contraste do comportamento tectônico da margem norte do Gondwana e da latitude de 40° Sul, que sugere a ocorrência de segmentação tectônica pré-andina significativa (FRANZESE & SPALLETTI, 2001 *apud* FRANZESE *et al.*, 2003, p.82). Ao norte, durante o Carbonífero-Permiano, o cinturão orogênico do Gondwana controlou a evolução das bacias. No começo do estágio pré-andino, esta região não mostrou evidências de subducção sob o Gondwana. O cenário tectônico da margem continental ocidental foi dominado pelo regime transformante subparalelo, e o da parte continental interior foi caracterizada por extensão intraplaca (FRANZESE & SPALLETTI, 2001). Ao sul, o batólito da Patagônia central, o qual está orientado obliquamente à margem continental atual (Figura 12), mostra clara evidência do magmatismo de arco (RAPELA & PANKHURST, 1992). A leste, as rochas vulcânicas cálcio-alcálicas do depocentro de Los Menucos podem ser interpretadas como evidência do magmatismo de retro-arco (SPALLETTI *et al.*, 1999).

As bacias pré-Andinas mais antigas se formaram em consequência da extensão continental e dos movimentos transformantes. Entre o Permiano Superior e o Triássico Médio, a extensão ao longo das suturas dos terraços paleozóicos resultou em rifteamento, deposição sedimentar continental e magmatismo bimodal do grupo de Choiyoi (RAMOS & KAY, 1991b). A margem proto-Pacífica foi caracterizada por uma série de depocentros com



orientação NW-SE gerados por tectonismo transformante, preenchidos por depósitos continentais marinhos rasos (CHARRIER, 1979 *apud* FRANZESE *et al.*, 2003, p.84).

A evolução do preenchimento sedimentar destes eventos é mostrada na carta de evolução crono-ambiental (Figura 16). O mais antigo registro do sinrifte da bacia de Cuyo e das bacias relacionadas consiste principalmente em depósitos aluviais e fluviais (KOKOGIAN *et al.*, 2001; SPALLETTI, 2001). Subseqüentemente, a expansão de meio-grábens favoreceu o desenvolvimento de sistemas flúvio-lacustres.

O último evento tectônico deste estágio foi a extensão ocorrida no Triássico Superior – Jurássico Inferior, relacionada ao colapso da orogenia do Gondwana (FRANZESE & SPALLETTI, 2001). Uma nova série de longos meio-grábens foi formada, cujos depocentros foram dominados por sedimentação de rochas vulcanoclásticas continentais e depósitos marinhos rasos (Figura 12). Durante o Jurássico Inferior estes depocentros foram integrados à bacia de Neuquén, onde fácies lacustres e marinhos rasos se desenvolveram (Figuras 12 e 13).

No fim do estágio Pré-andino, a bacia de Cuyo e os depocentros vizinhos atingiram sua fase de máxima expansão, como resultado do resfriamento termal. A fase *sag* foi caracterizada por alta sinuosidade fluvial e por sistemas lacustres, seguidas pela contração das áreas deposicionais, as quais culminaram na inversão e fechamento durante o início do Jurássico (Figura 16) (SPALLETTI, 2001).

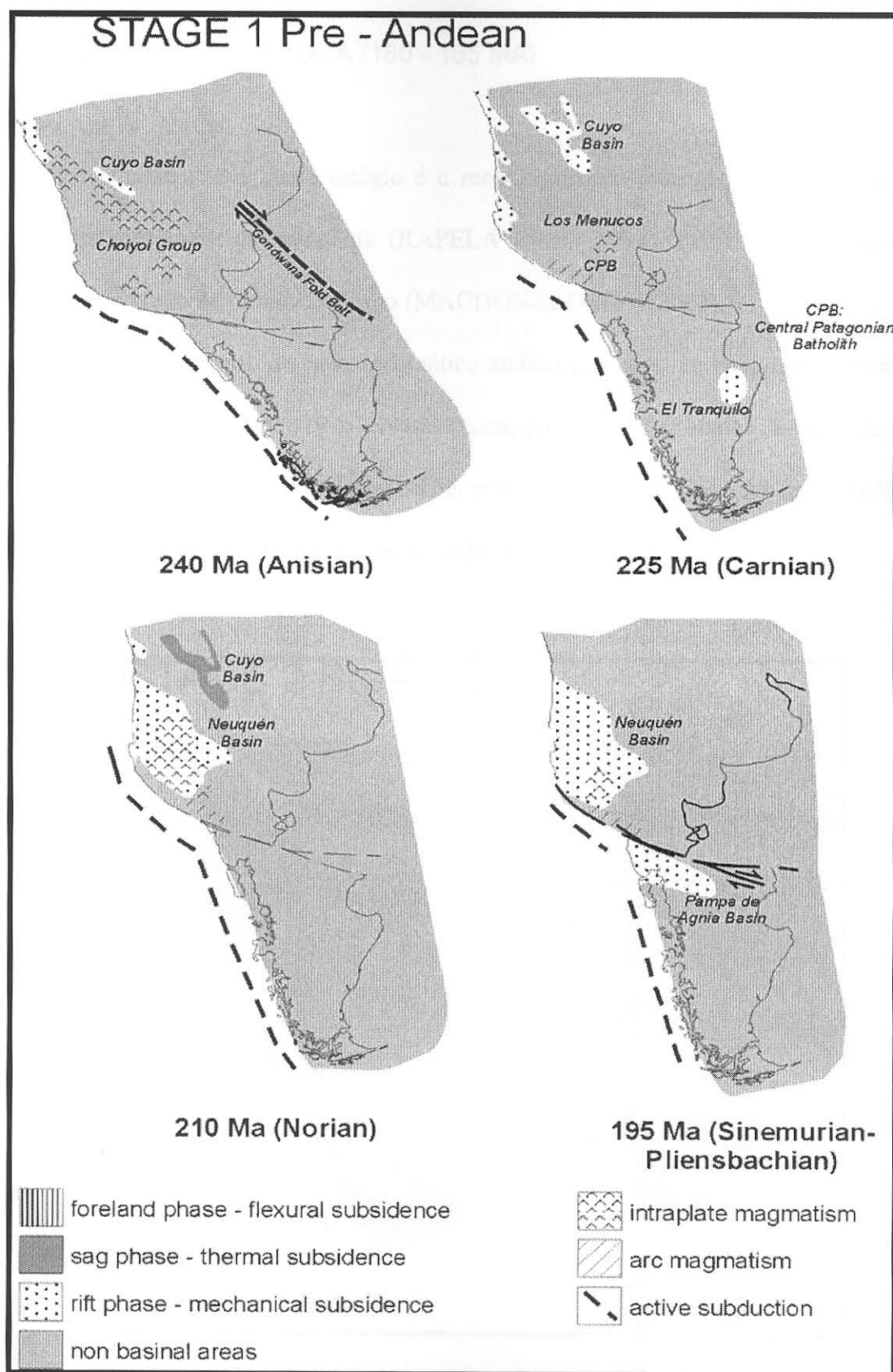


Figura 12: Reconstrução paleogeográfica do sul da América do Sul, mostrando os elementos tectônicos e os estágios de evolução das bacias sedimentares durante o estágio pré-Andino. Fonte: FRANZESE et al. (2003).

## 2.6.2 ESTÁGIO DE RUPTURA (180 - 165 MA)

O elemento chave deste estágio é a reconfiguração paleogeográfica da grande falha destal transformante da patagônia (RAPELA *et al.*, 1991), cujo processo mecânico foi dirigido pelo efeito da pluma de Karoo (MACDONALD *et al.*, 2003).

O desenvolvimento do arco magmático andino começou na patagônia, no começo do Jurássico Inferior (RAMOS, 1976). Nesta época, ao norte dessa região, a bacia de Cuyo foi tectonicamente reativada por um novo rifte, sendo caracterizada por depósitos sedimentares continentais com fluxos de lava básica (LEGARRETA *et al.*, 1993).

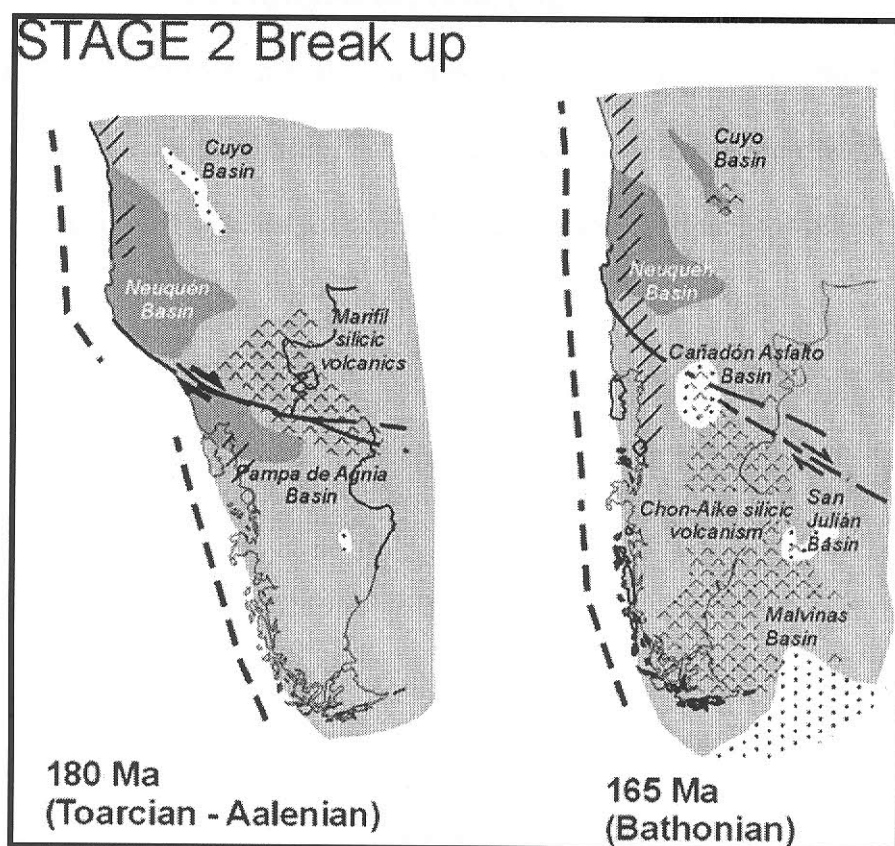


Figura 13: Reconstrução paleogeográfica na evolução do estágio de ruptura. Legenda como na Figura 12. Fonte: FRANZESE *et al.* (2003).

### 2.6.3 FASE EXTENSIONAL DE RETRO-ARCO E DESENVOLVIMENTO COMPLETO DO ARCO MAGMÁTICO ANDINO (150 - 135 MA)

O arco magmático andino se desenvolveu quase por completo no Jurássico Superior (Figura 14), no qual foi definida a reconstrução paleogeográfica da patagônia, quando enfim cessou a atividade da falha transformante intracontinental.

A extensão regional devida à abertura do oceano Atlântico controlou o desenvolvimento das bacias localizadas no interior do continente, sobretudo naquelas mais próximas ao arco magmático Andino, reativando depocentros pré-existentes e originando alguns novos, como o da bacia de São Jorge (FITZGERALD *et al.*, 1990) (Figura 14).

As atuais bacias intracontinentais, como por exemplo: Canãdon Asfalto, San Julian, San Jorge e Cuyo estão caracterizadas por subsidência mecânica, deposição continental fluvial e lacustre e alto influxo vulcanoclástico, ocorridos nesta fase. (Figuras 14 e 16).

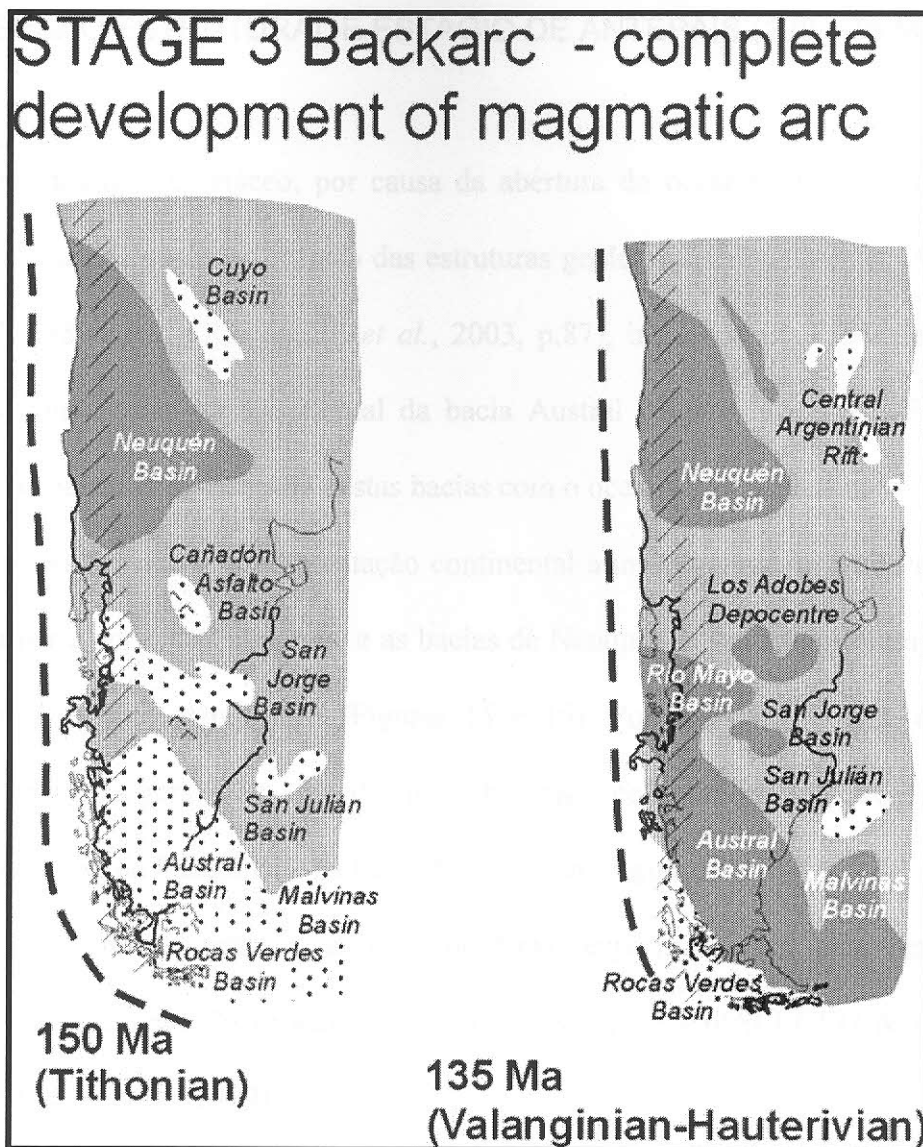


Figura 14: Reconstrução paleogeográfica da evolução da fase extensional de retro-arco e desenvolvimento completo do arco magmático. Legenda como na Figura 12. Fonte: FRANZESE et al. (2003).

#### 2.6.4 INVERSÃO ESTRUTURAL E ESTÁGIO DE ANTEPAÍIS (120 - 75 MA)

Em meados do Eocretáceo, por causa da abertura do oceano Atlântico, o tectonismo compressivo andino causou a inversão das estruturas geológicas pré-existentes (MPODOZIS, & RAMOS, 1989 *apud* FRANZESE *et al.*, 2003, p.87), iniciando uma fase de antepaís na bacia de Neuquén e na parte ocidental da bacia Austral (Figuras 15 e 16). Este processo resultou no fechamento da conexão destas bacias com o oceano proto-Pacífico.

No fim do Cretáceo, a sedimentação continental atingiu grande extensão na Argentina central e na parte norte da Patagônia, e as bacias de Neuquén e San Jorge foram integradas a um mesmo, e gigante, depocentro (Figuras 15 e 16). Por volta de 75 Ma, ocorreu uma transgressão marinha geral e os depósitos marinhos rasos cobriram grandes áreas no centro da Argentina, no norte da Patagônia e na bacia de Neuquén (Figura 15)

O rifte argentino central e a bacia de Cuyo experimentaram uma fase *sag*, com predomínio de sedimentação fluvial, durante toda essa fase. (SPALLETTI & FRANZESE, 1996; SPALLETTI *et al.*, 1999).

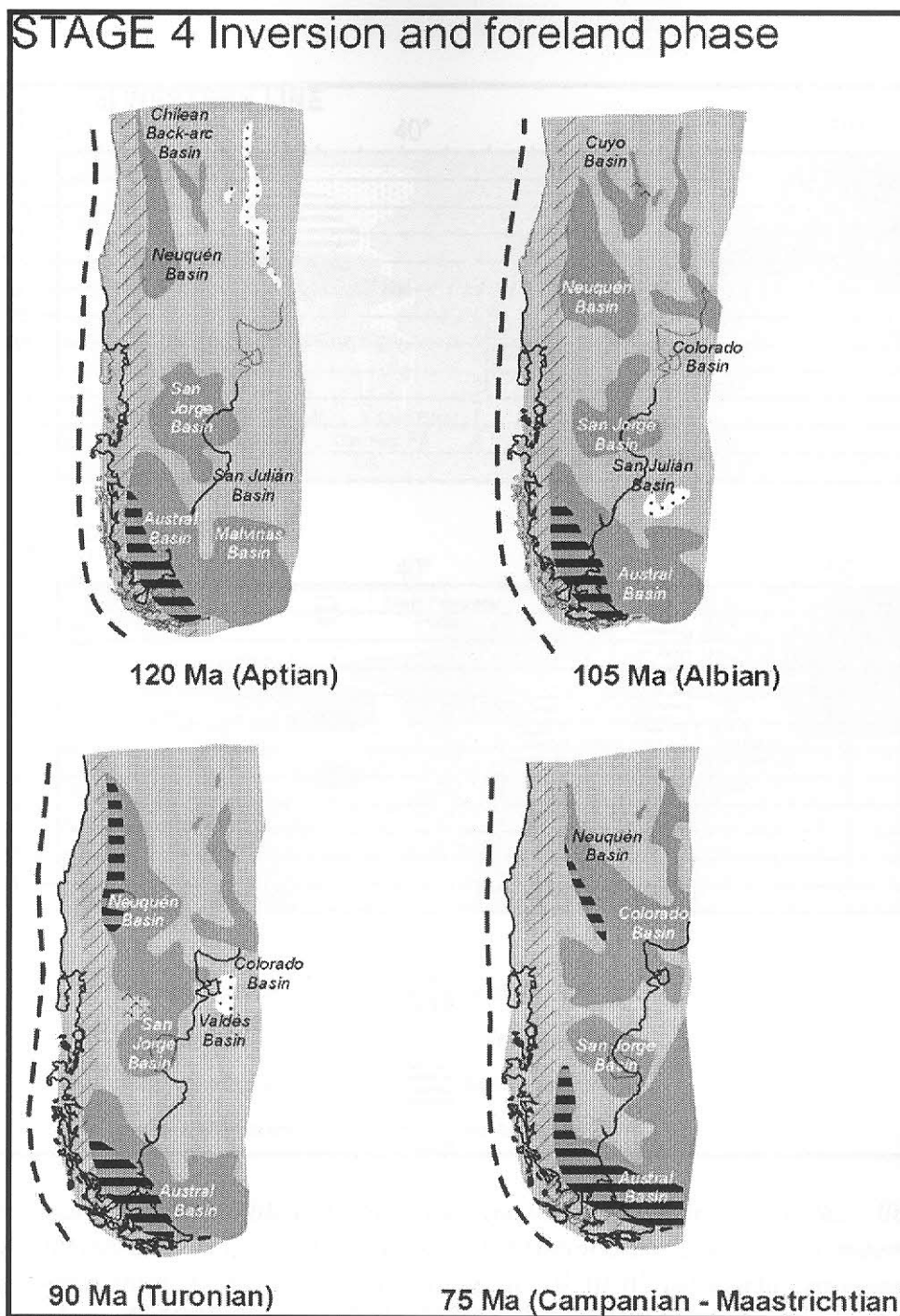


Figura 15: *Reconstrução paleogeográfica da fase de inversão estrutural e estágio de antepaís.*  
 Fonte: FRANZESE et al. (2003).

## 2.7 Tectônica e Magmatismo e Sedimentação

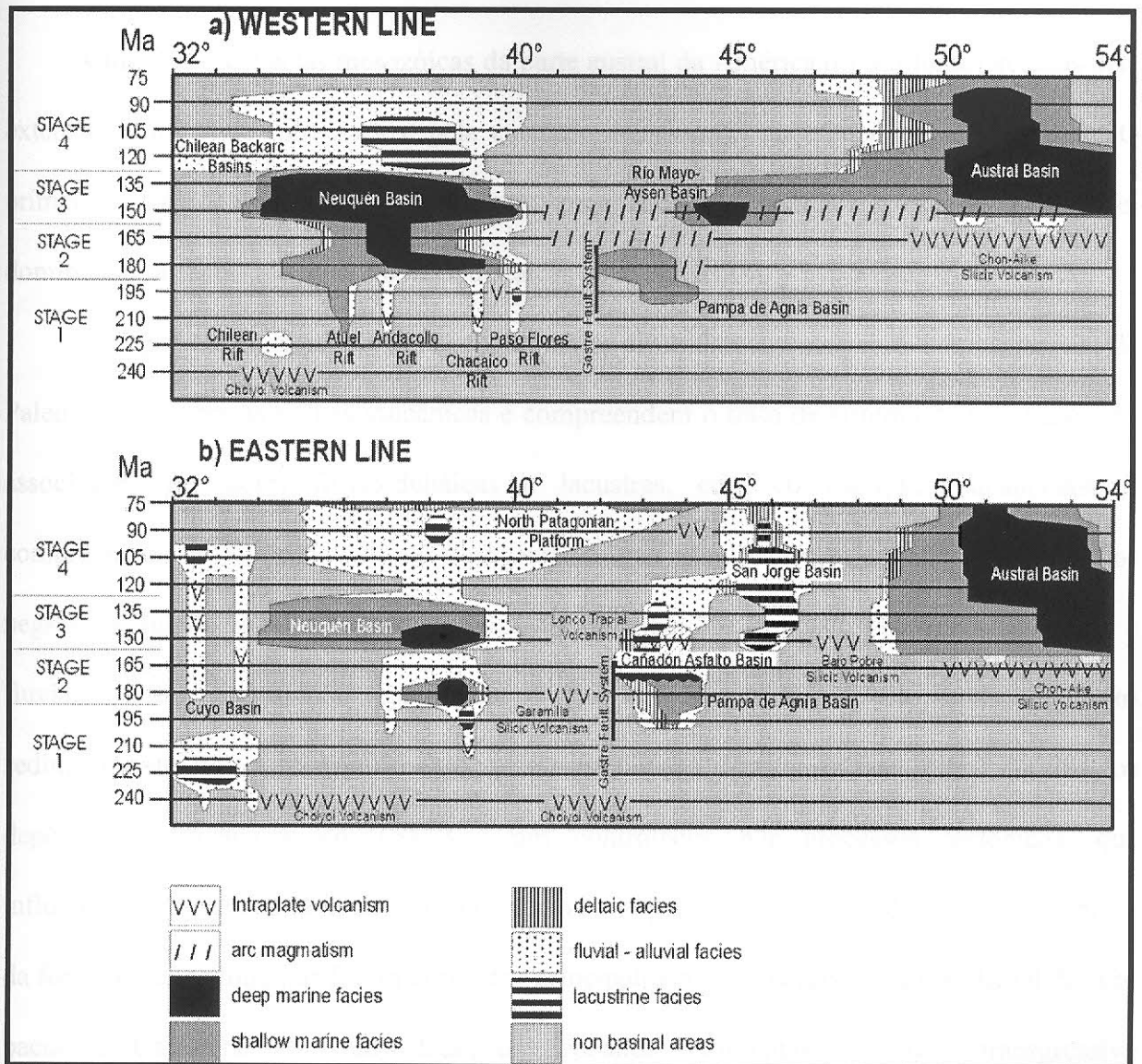


Figura 16: Carta crono-ambiental da parte austral da América do Sul, ilustrando a distribuição temporal e espacial dos sistemas deposicionais e dos eventos magmáticos. (a) Carta crono-ambiental da parte oeste, ao longo de 70°30'W. (b) Carta crono-ambiental na parte leste ao logo de 69°W. Fonte: FRANZESE et al. (2003).



## 2.7 Interação entre Tectonismo, Magmatismo e Sedimentação

A maioria das bacias mesozóicas da parte austral da América do Sul foram geradas pela extensão continental intraplaca e pela extensão relacionada ao arco magmático andino. O primeiro estágio de desenvolvimento do preenchimento sedimentar dessas bacias foi dominado por fácies aluviais, fluviais, deltaicas e lacustres (240 – 195 Ma).

Os depósitos de leque aluvial depositaram-se discordantemente sobre o embasamento do Paleozóico e sobre as rochas vulcânicas e compreendem o trato de sistema de mar baixo. As associações de fácies fluvio-deltaicas e lacustres, com contribuição vulcanoclástica, compreendem os depósitos de trato transgressivo, que culminam com deposição de folhelhos negros, incluindo a superfície de inundação máxima. Os depósitos lacustres oxidados e fluviais de alta sinuosidade representam o trato de sistema de mar alto, quando o fluxo sedimentar superou a criação do espaço de acomodação. Durante a fase inicial do rifte, os depósitos sedimentares do TSMB foram controlados por processos tectônicos, que influenciaram diretamente a taxa de subsidência e a quantidade e o tipo de material das áreas da fonte. Estes sedimentos foram derivados principalmente da margem ativa ocidental da sub-bacia de Cacheuta. Por outro lado, os depósitos sedimentares do trato transgressivo apresentam uma contribuição vulcanoclástica elevada, sugerindo uma significativa atividade vulcânica durante essa fase de desenvolvimento da bacia. A presença de um pacote espesso de rochas vulcanoclásticas associadas com sedimentos de grão fino na parte basal do trato transgressivo, sugere que os depósitos vulcânicos atuaram como barreiras aos sedimentos fluviais de grão grosso. Isto não é observado em partes superiores do pacote sedimentar, indicando uma atividade vulcânica decrescente e o restabelecimento do sistema fluvial.

A sedimentação nos depósitos superiores do trato transgressivo e durante todo o trato de mar alto refletem o domínio do fornecimento de sedimentos das áreas fontes sobre a criação do espaço de acomodação, o que reflete a existência de um grande aporte sedimentar.

As fácies de mar raso ficaram restritas as áreas próximas à margem do proto-Pacífico. Um complexo sistema de subsidência termal seguiu-se a esse estágio (180 – 135 Ma), especialmente nas grandes bacias, as quais possuem alteração no registro sedimentar. Os sistemas deposicionais foram predominantemente marinhos, e o empilhamento das seqüências mostra ciclos transgressivos e regressivos comuns, com variações de magnitude regionais e temporais.

A subsidência na fase *sag* foi freqüentemente perturbada por reativação tectônica, relacionada à mudança do campo de esforços devido ao crescimento do arco magmático andino. Em algumas dessas bacias, como a de Cuyo, a reativação tectônica produziu novos rifteamentos superpostos o que ocasionou mudança na distribuição regional dos sistemas deposicionais.

O estágio de antepaís esteve associado à inversão estrutural no Cretáceo, devido ao regime compressional da margem andina. Essa fase causou significantes variações na forma das bacias andinas, e em todas elas destacou-se a migração dos depocentros para leste. A abertura do Atlântico se desenvolveu conjuntamente a este processo e, ao fim desse estágio, ocorreu a primeira transgressão atlântica, que cobriu grandes áreas na Patagônia e na parte Centro-Oeste da Argentina. O levantamento andino inicial favoreceu a progradação de grandes sistemas flúvio-deltaicos sobre as fácies dos depocentros localizados a leste dos Andes (Figura 16).

A passagem entre o estágio Pré-andino e a ruptura no início Jurássico foi marcada pela mudança da subsidência mecânica para subsidência termal nas bacias pré-andinas. Esta

mudança favoreceu a integração de vários depocentros isolados e produziu a primeira evidência de sedimentação marinha (Figura 16).

A transição entre o estágio de ruptura e o estágio de antepaís, com o completo desenvolvimento do arco magmático andino no Jurássico Superior, foi caracterizado pelo alargamento das bacias e pela máxima expansão dos sistemas marinhos, entretanto, as bacias localizadas no lado oriental dos Andes, como a de Cuyo, ficaram isoladas do oceano Pacífico, e os pequenos depocentros foram totalmente invertidos.

## **2.8 Sistemas Petrolíferos**

Cuyo é uma bacia continental, formada por fossas estruturais longitudinais, de relevo alto e fundo irregular, preenchida por depósitos fundamentalmente de origem piroclástica. Esta bacia pode ser dividida em duas sub-bacias: Cacheuta (ou Cuyana) e Ischigualasto, sendo sua coluna estratigráfica fortemente deformada pelos efeitos tectônicos da orogenia andina. As formações produtoras desta bacia podem ser ordenadas de acordo com seu volume acumulado de petróleo extraído da seguinte forma: Formação Barrancas (58%), Formação Papagayos (19%), Formação Rio Blanco (13%), Formação Potrerillos (5%), Formação Las Cabras (4%) e outras Formações (1%). O petróleo da bacia de Cuyo é originário quase que totalmente da sub-bacia Cacheuta. No entanto, também se atribui uma capacidade petróleo-genética à Formação Las Cabras, aos folhelhos negros da Formação Potrerillos e também à sedimentos carboníferos.

### 2.8.1 ROCHAS GERADORAS

A presença de sistemas lacustres através da deposição Triássica favoreceu a produtividade orgânica e sua preservação. O principal intervalo de rocha geradora da bacia de Cuyo é a Formação Cacheuta. Outros membros menos espessos e menos ricos em matéria orgânica também ocorrem nas Formações Las Cabras, Potrerillos e Rio Blanco. A área que representa a melhor cozinha de hidrocarbonetos na bacia é aquela próxima a La Pilona, Tupungato, Piedras Coloradas e Chañares Herrados, por causa de sua espessura, seus folhelhos ricos em matéria orgânica e sua história térmica adequada (CHEBLI *et al.*, 1984; JORDAN & ORTIZ, 1987). A região próxima a Vizcacheras e Rivadavia são menos favoráveis por causa de sua espessura reduzida e seu baixo nível de maturidade orgânica.

Com base em modelos geotérmicos de poços calibrados com dados de maturidade e temperatura (JONES *et al.*, 1999) pode-se estimar que a geração de petróleo de Potrerillos/Cacheuta é tardia, sendo que as melhores cozinhas geradoras se restringem às maiores depressões, como a de Tupungato e Jaguel la Esperanza, que podem ser vistas na Figura 17.

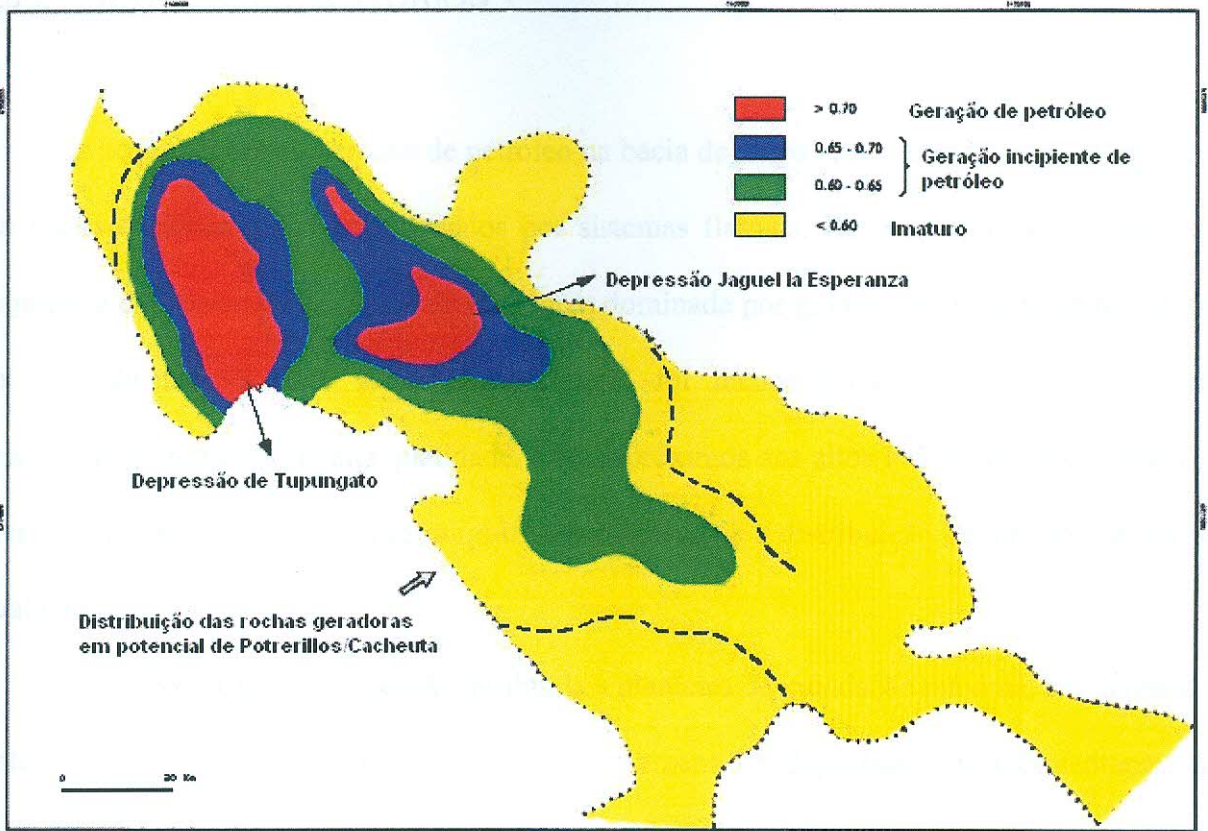


Figura 17: Mapa de maturidade da bacia de Cuyo onde é possível observar a distribuição das rochas geradoras em potencial. Fonte: JONES *et al.* (1999).

Comparações da distribuição de litofácies e o padrão de falhas mostram que as falhas lítricas criaram depósitos adjacentes ao plano de falha, o que ajudou na preservação de fácies lacustres sob condições euxínicas. Durante o alto eustático lacustre, o influxo clástico foi reduzido e ocorreu uma sedimentação orgânica persistente nos lados do bloco abatido dos meio-grábens. O soterramento por uma espessa sucessão Cenozóica maturou os folhelhos lacustres e carregou os reservatórios Mesozóicos (CHEBLI *et al.*, 1984; JORDAN & ORTIZ, 1987; ROSSO *et al.*, 1987).

## 2.8.2 ROCHAS RESERVATÓRIOS

As acumulações comerciais de petróleo na bacia de Cuyo estão contidas em sua maioria em reservatórios areníticos depositados por sistemas fluviais. Reconstruções estratigráficas sugerem a existência de uma rede de drenagem dominada por grandes distribuidores paralelos ao eixo do meio-gráben. A drenagem lateral foi menos importante na produção de reservatórios areníticos de alta qualidade. Locais próximos aos altos Paleocênicos causaram a preservação de uma seqüência estratigráfica condensada e a distribuição de arenitos de baixa qualidade.

A sedimentação por suspensão, atribuída a planícies de inundação máxima, em níveis de trato de sistema de mar alto, dominaram as margens de depressões sin-sedimentares. A qualidade dos reservatórios foi severamente reduzida, ou deixou de existir, ao longo das margens dos meio-grábens onde a sucessão Mesozóica é mais estreita. Este tipo de padrão deposicional é observado nas Formações Potrerillos, Rio Blanco, Barrancas e Papagayos, que são os intervalos mais produtivos da área.

## 2.8.3 MIGRAÇÃO

As principais vias de migração estão associadas aos sistemas de falhas do rifte inicial, algumas reativadas durante a compressão andina, que atuaram como condutores entre a rocha geradora e os distintos reservatórios da bacia, sendo que as principais rochas transportadoras são da Formação Barrancas. Desta maneira foram preenchidos os reservatórios localizados nos eixos oriental e ocidental da bacia. Este modelo de migração é apresentado na Figura 18.

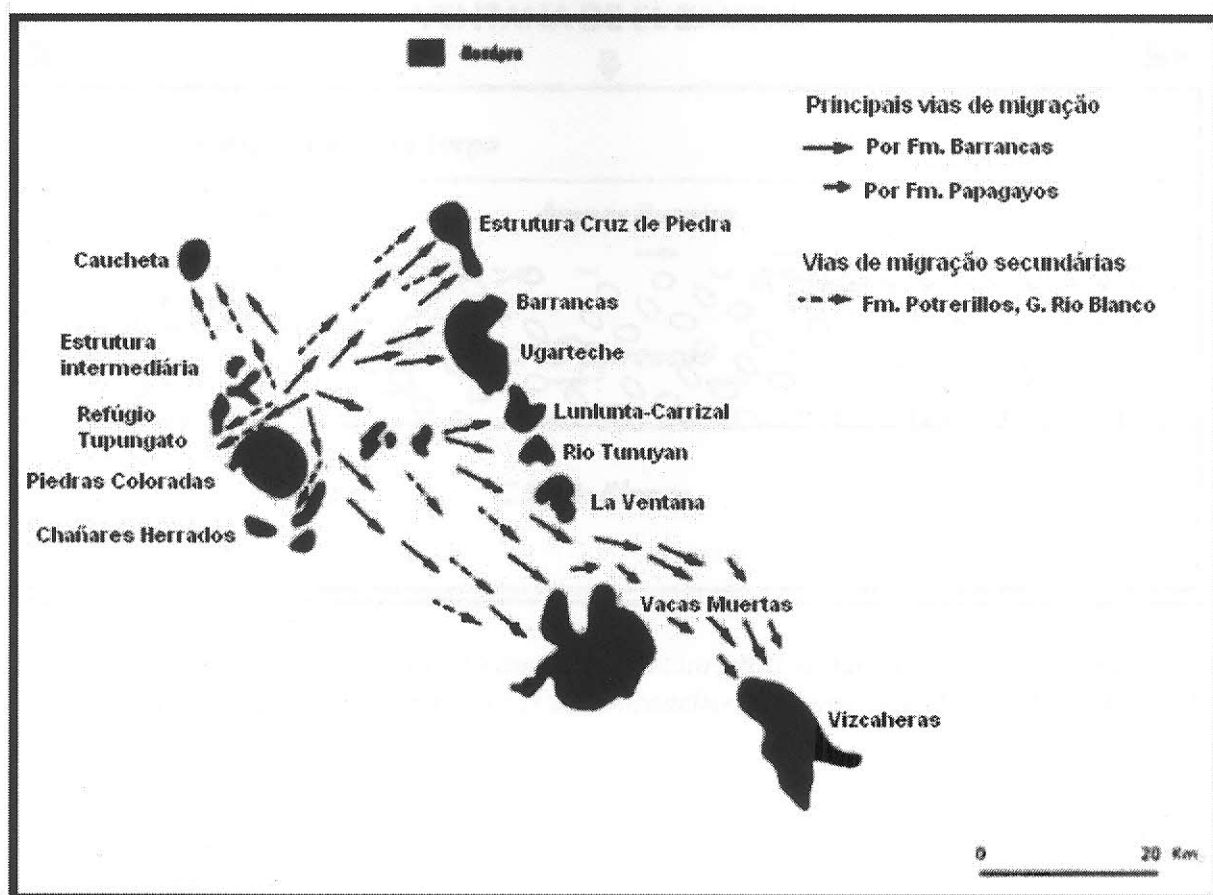


Figura 18: Modelo do principal tipo de migração de hidrocarbonetos ocorrido na bacia de Cuyo. Fonte: JONES et al. (1999).

Com respeito às vias de migração relacionadas à acumulação Vizcacheras, se infere que o petróleo, após alcançar a Formação Barrancas, migrou para os níveis arenosos e conglomeráticos do conjunto de seqüências Papagayos/Divisadero Largo, através da denominada janela de El Zampal onde, devido à ausência dos basaltos da Formação Punta de las Bardas, as Formações Barrancas e Papagayos se põem em contato. Este esquema de migração é apresentado na Figura 19.

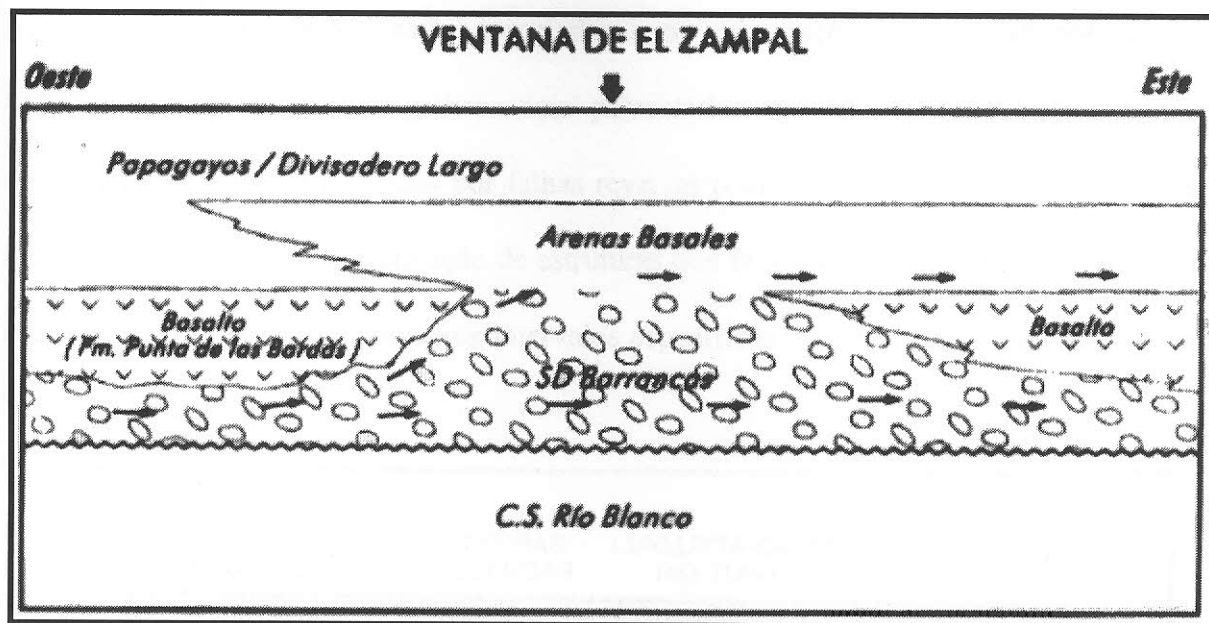


Figura 19: Esquema de migração El Zampal. Conceito gráfico para explicar a acumulação de petróleo na Formação Papagayos das jazidas Vizcacheras. Fonte: JONES et al. (1999).

#### 2.8.4 TRAPAS

As observações de seções sísmicas (DELLAPÉ & HEGEDUS, 1995) indicam que as trapas das formações portadoras de petróleo estão associadas em grau variável às falhas listricas normais, que controlaram a espessura deposicional.

As estruturas produtivas estão relacionadas à inversão de processos, que produziu as culminações estruturais e anticlinais de eixo inclinado, e com os blocos da bacia que tinham estratigrafia favorável, como reservatórios com acesso às rochas geradoras. Isto ocorre nos campos Tupungato, Piedras Coloradas e Chañares Herrados. Na Figura 20 pode-se observar uma seção geológica da região.

Em vários campos os fechamentos parecem ser relacionados com zonas de transferência do sistema de falhas antitéticas, acrescido de condensação estratigráfica e de reservatórios acunhados (*pinch outs*) ao longo dos flancos dos meio-grábens mais antigos (Vizcacheras).



Algumas das acumulações estão associadas com culminações produzidas por zonas de transferências que conectam grábens com polaridades opostas. Nestas posições, as trapas coincidem com cunhas limitadas por falhas reversas (estruturas “pop-up”). Por causa dessas feições desenvolvidas por reativação de estruturas que foram elevadas, o desenvolvimento de reservatórios foi restrito a pequenos intervalos específicos (campos Barrancas, La Ventana e Vacas Muertas).

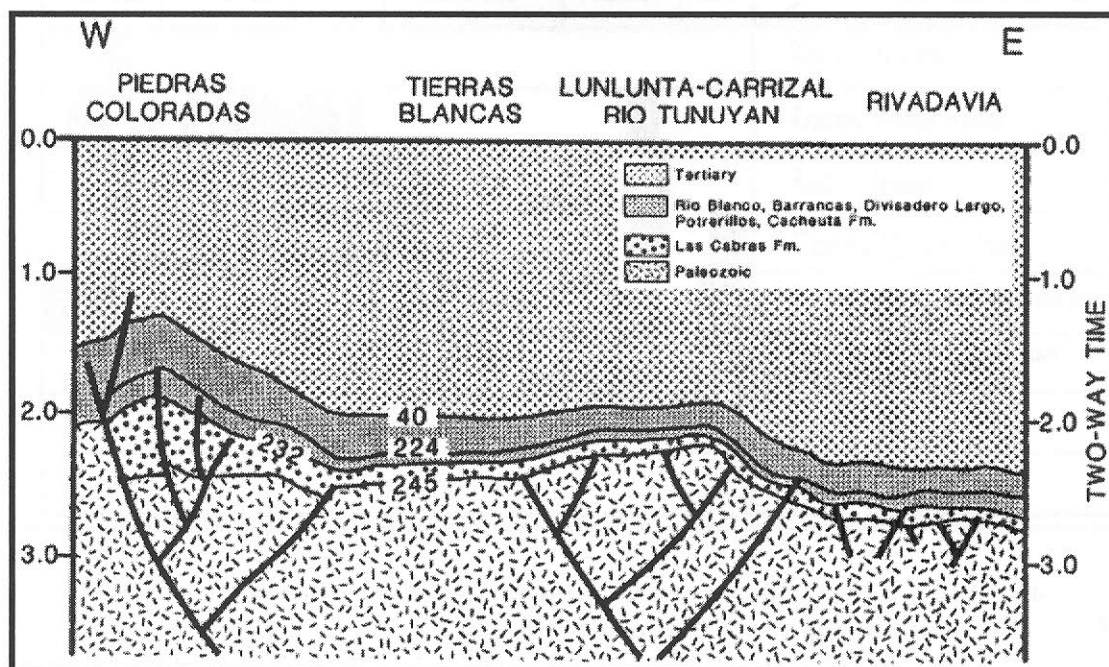


Figura 20: Seção geológica com orientação Oeste-Leste onde é possível observar a inversão tectônica na parte oeste. Os números nos contatos são anos, em milhões. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).

## 2.8.5 GRÁFICO DE EVENTOS

O gráfico dos eventos dos sistemas petrolíferos, apresentado na Figura 21, mostra os elementos e processos essenciais em relação ao tempo geológico. Os hidrocarbonetos se originaram partir dos sistemas lacustres do conjunto de seqüências Potrerillos/Cacheuta de idade Triássica, e se acumularam em reservatórios clásticos continentais de idade Triássica,

Jurássica e Paleogena. As rochas selantes são constituídas por rochas vulcânicas da Formação Punta de las Bardas e os níveis pelíticos presentes nas distintas formações.

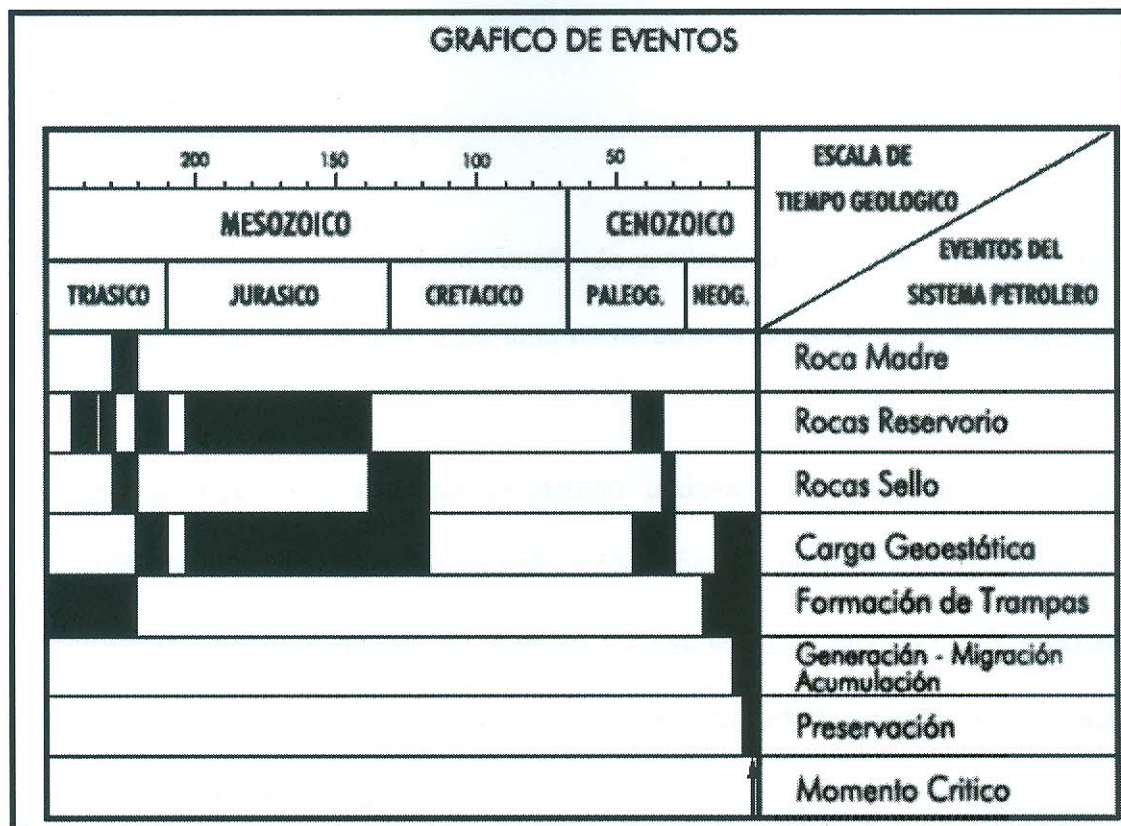


Figura 21: Gráfico de eventos relacionados ao sistema petrolífero da bacia de Cuyo, onde é possível observar os processos essenciais em relação ao tempo geológico. Fonte: JONES et al. (1999).

A carga litostática sobre as rochas geradoras incluem rochas sedimentares e vulcânicas que vão desde o Triássico até o Neogeno. A formação das trapas se iniciou ainda na etapa do sinrifte Triássico e terminou durante a etapa compressiva andina no Neogeno.

A reconstrução do soterramento e história térmica indicam que a geração, migração e acumulação ocorreram desde o Neoceno Superior, e se estima que continua até o presente.

### 3 PERFILAGEM GEOFÍSICA DE POÇOS

#### 3.1 Introdução

Perfil geofísico é o registro, em função da profundidade, das propriedades elétricas, acústicas e radioativas determinantes de uma rocha através de sensores introduzidos em um poço.

A perfilagem geofísica se tornou um método fundamental na exploração petrolífera. Os principais objetivos do uso deste método são a identificação de formações geológicas e dos fluidos presentes nessas, correlação entre poços e a avaliação da produtividade e capacidade de reservatórios petrolíferos. Este último é expresso matematicamente pela equação do volume de óleo recuperável ( $V_{or}$ ) (SILVA, 2007)

$$V_{or} = fAh\phi(1 - S_w), \quad (3.1)$$

onde  $\phi$  é a porosidade, definida como a porcentagem do volume da rocha ocupada por espaço poroso,  $A$  é a área do reservatório,  $h$  é a espessura,  $S_w$  é a saturação em água e  $f$  é o fator de produção, que indica a razão de hidrocarbonetos que é economicamente viável de se explorar do reservatório. Na Figura 22 apresentamos um esquema de reservatório, onde é possível observar a maior parte das grandezas apresentadas.

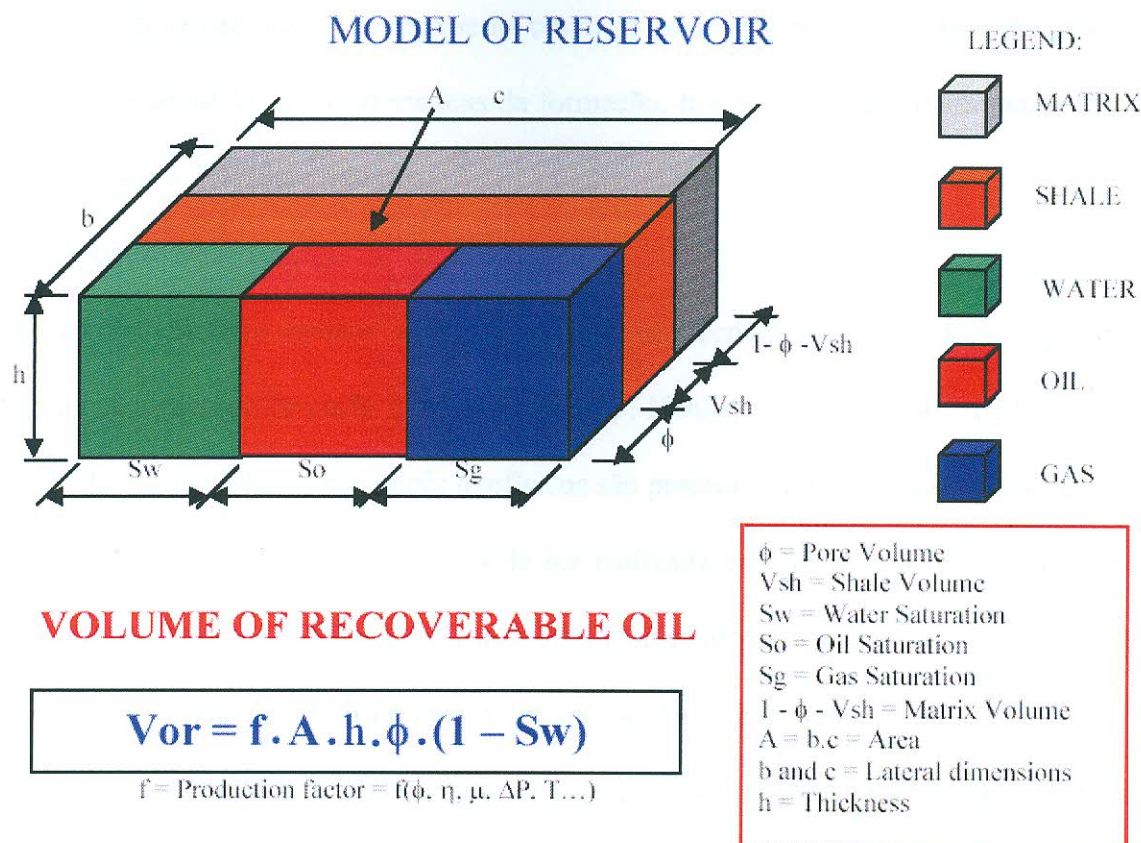


Figura 22: Modelo esquemático de um reservatório petrolífero. O volume de óleo recuperável pode ser visto como o volume de espaço poroso preenchido com óleo a menos de um fator que leva em conta variáveis que influenciam no escoamento do fluido, como temperatura, viscosidade e diferencial de pressão. Fonte: SILVA (2007).

A saturação de água ( $S_w$ ), por sua vez, é dada pela relação deduzida empiricamente por Archie em 1942 (LIMA, 2004)

$$S_w^n = \frac{a \rho_w}{\phi^m \rho_t}, \quad (3.2)$$

onde:

- $a$  é um fator de correção empírico que depende de um grande número de variáveis que podem afetar a formação, como por exemplo, a tortuosidade. Normalmente vale aproximadamente 1,0 para carbonatos e 0,62 para arenitos;
- $\rho_w$  é a resistividade da água da formação;
- $\rho_t$  é a resistividade total, definida como a resistividade do conjunto rochas-fluidos;

-  $m$  é o fator de cimentação, que representa como os grãos em uma formação estão grudados e também varia segundo as características da formação, tipicamente vale aproximadamente 2,0 para carbonatos e 2,15 para arenitos;

-  $n$  é o expoente de saturação.

Para se entender melhor a importância dessa técnica, basta verificar algumas das vantagens na utilização de perfis geofísicos (NERY, 1990 *apud* LIMA, 2004, p.26):

- a) As profundidades nos perfis geofísicos são precisas, com erros admitidos de 0,05%;
- b) Cada descida da ferramenta pode ser realizada em um tempo relativamente curto, uma vez que a velocidade varia de 30 a 75 metros por minuto;
- c) Registro de 9 a 24 propriedades em uma só descida de sonda;
- d) O fator humano é praticamente eliminado, visto que o aparelho faz o registro das propriedades das rochas *in situ*, enquanto que o geólogo registra, no perfil manual, uma propriedade que ele supõe ser referente à profundidade da broca. No entanto, desmoronamentos ocorrem às vezes e as amostras analisadas pertencem na realidade a intervalos acima das profundidades indicadas;
- e) Custo reduzido quando comparado à testemunhagem contínua;

Para se obter as informações necessárias para a resolução das expressões 3.1 e 3.2 existem vários tipos de perfis, que são obtidos simultaneamente na perfilagem de um poço. A seguir apresentamos os principais tipos de perfis usados na indústria do petróleo.

### 3.2 Perfil Potencial Espontâneo (SP)

O perfil potencial espontâneo (SP) resulta das medidas de uma diferença de potencial elétrico natural entre o interior de um poço e um ponto fixado na superfície, longe da sonda.

As correntes elétricas que circulam na lama dentro de um poço são atribuídas a efeitos eletroquímicos e eletrocinéticos que ocorrem nos contatos diretos, ou por meio de membranas semipermeáveis, entre eletrólitos fluidos de propriedades químicas diferentes (PALMA, 2004). As variações em um perfil SP devido à passagem do equipamento por camadas permeáveis são observadas através de deflexões positivas ou negativas, cujas amplitudes e sinais dependem da natureza dos sais dissolvidos, do contraste de salinidade entre o fluido da formação e aquele usado no preparo da lama do poço, assim como do teor de argila presente na formação permeável (JORDEN & CAMPBELL, 1986 *apud* PALMA, 2004, p.14). Um dos principais usos do SP é na determinação de litologias, correlação litoestratigráfica e estimativa do valor da resistividade da água da formação ( $\rho_w$ ).

A diferença de potencial gerada pelo efeito eletrocinético é observada quando uma solução de resistividade elétrica  $\rho$  e viscosidade  $\eta$  é forçada a atravessar um meio capilar ou poroso. A diferença de potencial entre os extremos da passagem é dada por

$$E_k = \frac{\xi \Delta P k \rho}{4\pi\eta}, \quad (3.3)$$

onde  $\xi$  é o potencial de adsorção,  $\Delta P$  é a diferença de pressão que forçou a passagem e  $k$  é a constante dielétrica da solução. Este é o chamado potencial eletrocinético ( $E_k$ ) (TELFORD *et al.*, 1990).

O potencial de adsorção ( $\xi$ ) é o potencial de uma camada dupla (sólido - líquido) entre o sólido e a solução. Apesar de ser de menor importância, este efeito pode causar grandes anomalias associadas com a topografia. Ele também é observado em perfilagem de poços, quando o fluido de perfuração penetra nos poros da formação.

No caso da diferença de potencial gerada por efeitos eletroquímicos, existem dois mecanismos principais, que são os responsáveis por quase todo o potencial espontâneo presente no perfil.

O primeiro é o potencial de junção líquida, que é obtido pela diferença de mobilidade de vários íons em soluções de diferentes concentrações. O valor dessa diferença de potencial é dado por

$$E_j = -\frac{R\theta(I_a - I_c)}{Fn(I_a + I_c)} \ln\left(\frac{C_1}{C_2}\right), \quad (3.4)$$

onde R é a constante dos gases, F é a constante de Faraday,  $\theta$  é a temperatura, n é a valência,  $I_a$  e  $I_c$  são as mobilidades do ânion e do cátion, respectivamente, e finalmente  $C_1$  e  $C_2$  são as concentrações das soluções.

O segundo mecanismo é a diferença de concentrações, que gera o potencial chamado de potencial de membrana. Quando dois eletrodos idênticos estão imersos em uma solução homogênea, não existe diferença de potencial entre eles. No entanto, se as concentrações próximas a eles forem diferentes, haverá uma diferença de potencial dada por

$$E_m = -\frac{R\theta}{Fn} \ln\left(\frac{C_1}{C_2}\right). \quad (3.5)$$

A combinação destes dois efeitos ( $E_j$  e  $E_m$ ) é chamada de potencial eletroquímico ( $E_c$ ).

Na perfilagem de poços petrolíferos o potencial envolve principalmente os limites dos folhelhos, especialmente as interfaces folhelho – arenito, e o principal efeito é o potencial eletroquímico. Os folhelhos são permeáveis aos cátions  $\text{Na}^+$ , mas não aos ânions  $\text{Cl}^-$  e, como resultado, um potencial de membrana é gerado quando íons  $\text{Na}^+$  passam da água salina presente na formação (como arenitos) para uma camada de folhelho adjacente. Além disso, existe o desenvolvimento do potencial de junção líquida na interface entre o filtrado na zona invadida e a água salina da formação além desta zona. Como resultado da mobilidade maior de ânions com relação aos cátions, existe um fluxo resultante de ânions na região invadida. Estes efeitos são ilustrados na Figura 23.

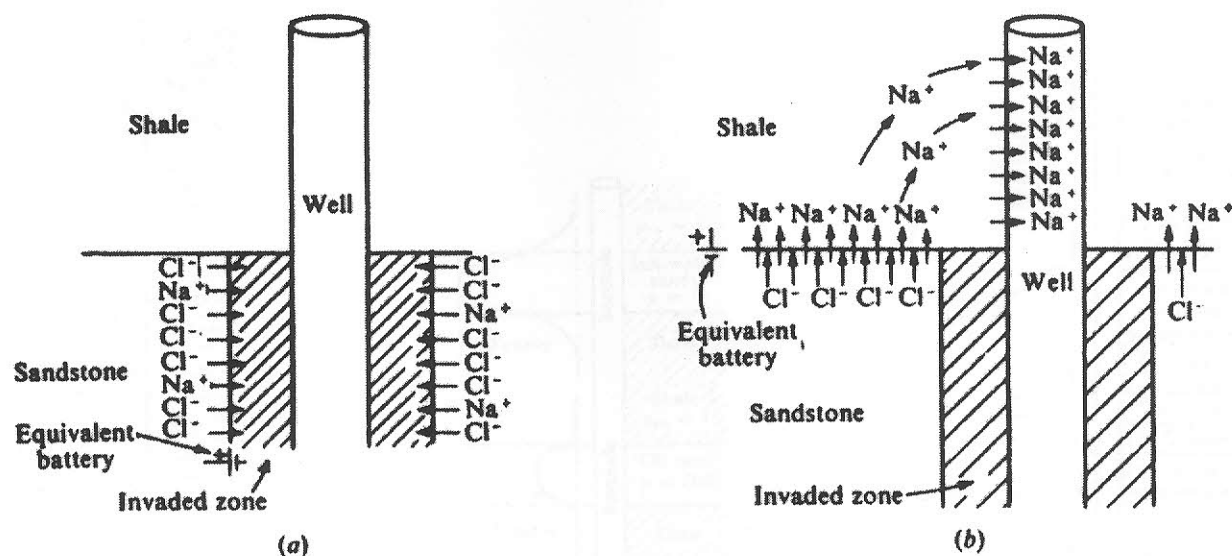


Figura 23: Modelo de formação do potencial espontâneo numa seção arenito – folhelho. (a) Potencial de junção líquida e (b) Potencial de membrana. Em ambas figuras é possível observar a interface onde existe diferença de potencial devido às variações dos íons positivos ( $\text{Na}^+$ ) e negativos ( $\text{Cl}^-$ ). Fonte: TELFORD et al. (1990).

Neste caso, a expressão para o potencial eletroquímico pode ser obtida pelas expressões de  $E_j$  e  $E_m$ , substituindo a razão de concentrações pela razão de resistividades, obtendo

$$E_c = -\frac{70.7}{298}(T + 273)\ln\left(\frac{\rho_{mf}}{\rho_w}\right), \quad (3.6)$$

onde  $E_c$  está em milivolts,  $T$  é a temperatura em graus Celsius,  $\rho_{mf}$  é a resistividade do fluido de perfuração e  $\rho_w$  é a resistividade da água da formação.

O potencial electrocinético aparece devido à diferença de pressão entre os fluidos no poço e aqueles presentes nas formações, no entanto, seu valor é bem menor do que o eletroquímico.

Na Figura 24 são apresentadas algumas curvas SP típicas.



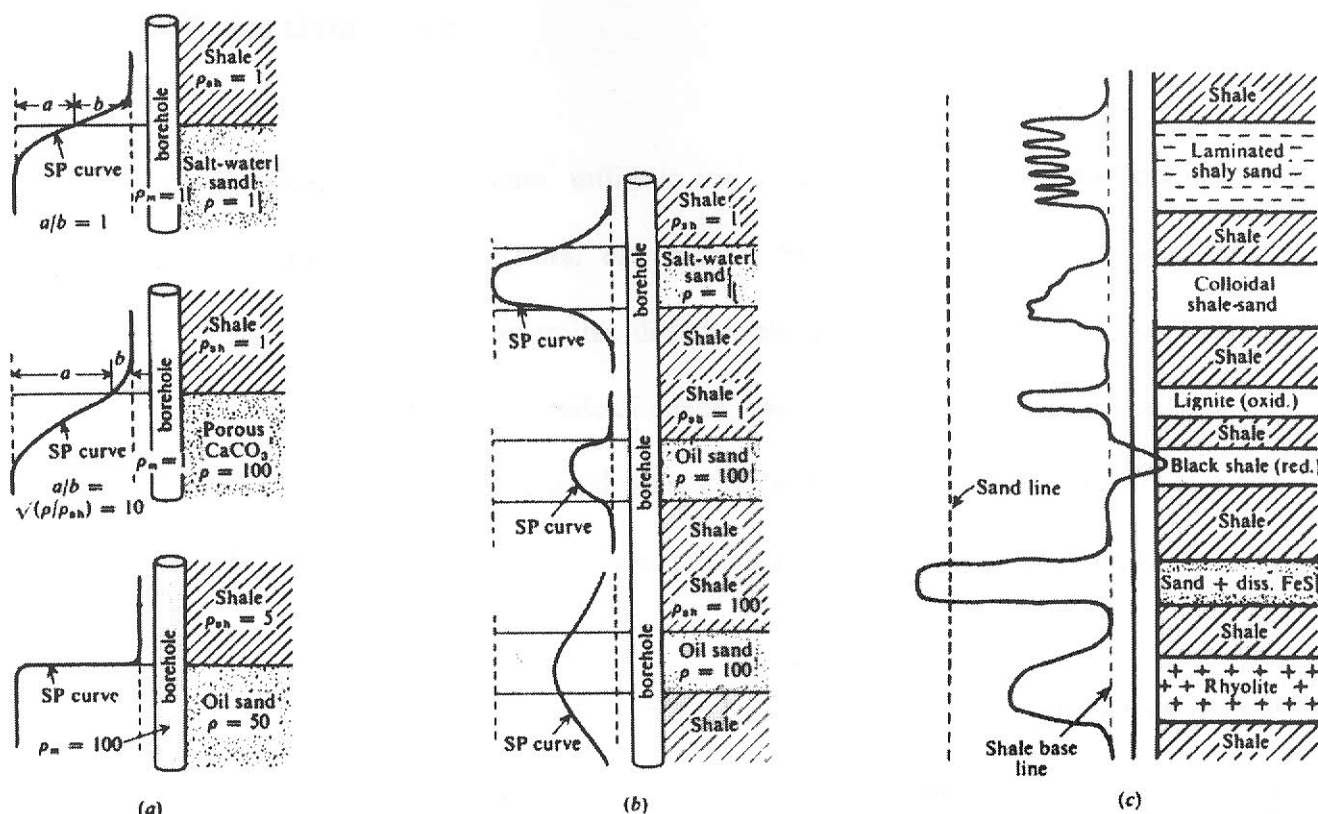


Figura 24: Curvas de SP características para uma seção arenito – folhelho. (a) Curva de camadas espessas, (b) Curva de camadas finas e (c) Curva característica para várias formações. Nestas figuras observa-se que os arenitos apresentam baixos valores de SP enquanto que os folhelhos apresentam altos valores. Fonte: TELFORD et al. (1990).

Os principais usos deste perfil em poços de petróleo são para a localização de interfaces entre folhelhos e camadas porosas (como arenitos) e a determinação da resistividade da água da formação ( $\rho_w$ ) necessária na equação de Archie (equação 3.2), visto que  $\rho_{mf}$  pode ser obtida por amostras da lama de perfuração. Como a forma de uma curva SP é geralmente característica para um sistema deposicional particular, esta técnica pode ser usada também na correlação entre poços para determinar espessura, acunhamento e profundidade de formações.

### 3.3 Perfil Raios Gama (GR)

O perfil raios gama é muito utilizado na correlação de poços por permitir a quantificação da radioatividade natural das rochas. Em rochas sedimentares este perfil consegue distinguir folhelhos e/ou argilas dos demais tipos litológicos visto que aqueles geralmente apresentam os valores de radioatividade mais altos (exceto evaporitos potássicos) (ROSA, 2004). Esta radiação se deve geralmente à retenção de íons metálicos (como U e Th) e a presença de  $K^{40}$ , que corresponde à aproximadamente 20% do total da radiação (NERY, 1989 *apud* ROSA, 2004, p.34).

Nos sedimentos o perfil gama reflete principalmente a presença de folhelhos porque elementos radioativos tendem a se concentrar em argilas e folhelhos. Poeira vulcânica, lama granítica, água de formações que contém sais radioativos e potássio podem causar anomalias de raios gama. A resposta obtida em um perfil de raios gama devido à presença de folhelhos e argilas geralmente é correlacionada com o perfil potencial espontâneo (SP). Assim, este perfil pode ser utilizado no lugar do SP quando existe alguma restrição ao último, como ocorre no caso de formações muito resistivas onde existe pouca diferença entre a salinidade da lama de perfuração e a água da formação, quando se usa lama de perfuração à base de óleo, além de estudos em poços vazios ou revestidos.

Na Figura 25 é apresentado um esquema de perfil gama. Variações estatísticas, mais significantes para baixas taxas de contagem, são suavizadas pela integração sobre um intervalo de tempo de vários segundos. Variações nos pacotes rochosos geram variações nos padrões de traçado e forma desse perfil conforme é apresentado na Figura 26.

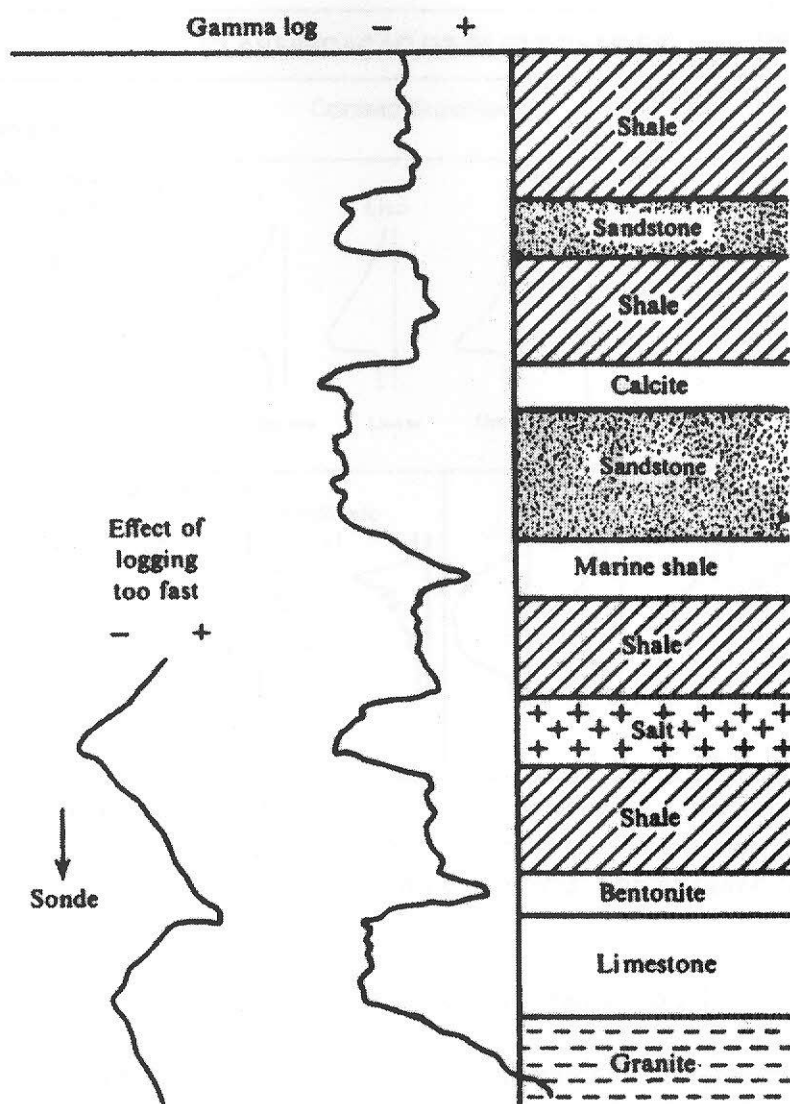


Figura 25: Esquema de perfil de raios gama (GR) mostrando que folhelhos, granitos e a bentonita apresentam altos valores enquanto que arenitos e sal apresentam baixos valores. Fonte: TELFORD et al. (1990).

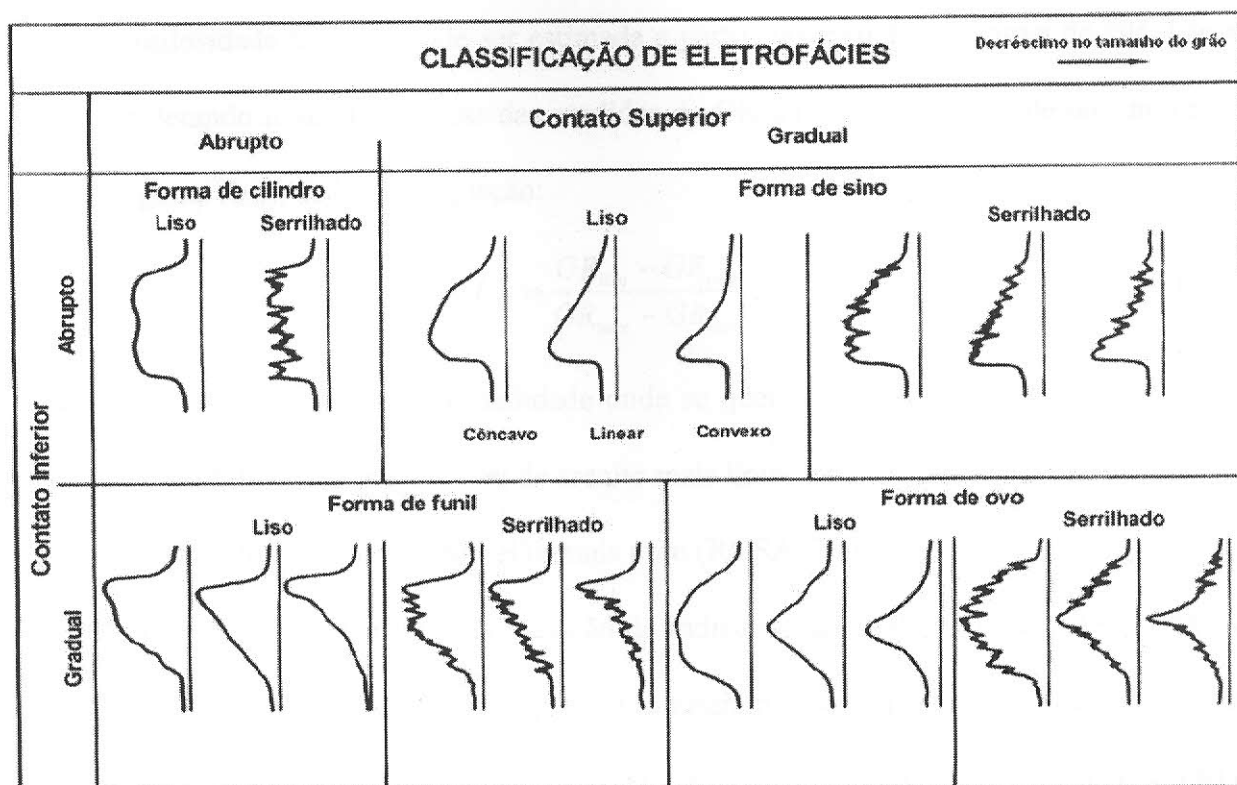


Figura 26: Classificação de eletrofácies com base nas formas genéricas dos perfis Raios Gama (GR) e Potencial Espontâneo (SP). Estas variações mostram a sensibilidade dos perfis com relação às variações nos padrões dos pacotes rochosos. Fonte: LIMA (2004).

A unidade de medida utilizada em perfis de raios gama é o API (*American Petroleum Institute*). Esta unidade representa uma normalização de unidades antigas na qual a ferramenta é calibrada medindo-se a radioatividade de rochas que contém quantidades conhecidas de Potássio, Urânio e Tório.

A interface entre camadas na qual pelo menos uma é radioativa é localizada com boa precisão na metade do máximo de deflexão quando as camadas possuem espessura maior do que 1m. No caso de camadas mais finas, o centro da camada é dado pela posição do pico da deflexão. Devido ao fato do perfil gama ter resolução para definir interfaces finas tanto em poços abertos quanto revestidos, ele geralmente é feito com outros perfis para que seja possível correlacionar perfis de poços com e sem revestimento e assim relacionar diferentes perfis para formações específicas com maior segurança.

A argilosidade também pode ser estimada a partir das medidas da curva de GR. Isto é feito considerando a variação linear das medidas de GR através do cálculo de um índice de radiações gama ( $I_{GR}$ ), dado pela equação:

$$I_{GR} = \frac{GR_{lido} - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}}, \quad (3.7)$$

onde  $GR_{lido}$  é o valor lido na profundidade onde se quer calcular a argilosidade,  $GR_{min}$  é o valor de GR obtido em frente ao nível de arenito mais limpo da camada considerada e  $GR_{max}$  é valor de GR obtido em frente ao folhelho mais puro (ROSA, 2004).

No entanto, devido ao fato da variação da radioatividade não ser linear, ASQUITH & GIBSON (1982 *apud* ROSA, 2004, p.35) propuseram uma equação empírica para uma estimativa da argilosidade mais próxima da realidade do que a expressão 3.7. Esta equação é dada por:

$$V_{SHGR} = 0,33(2^{2I_{GR}} - 1), \quad (3.8)$$

que é válida para rochas consolidadas.

Como podemos ver então este perfil é muito útil na correlação e obtenção de informações sobre a litologia das formações.

### 3.4 Perfil Elétrico ( $\rho_t$ )

A perfilagem elétrica tem por objetivo determinar a resistividade elétrica verdadeira ( $\rho_t$ ) das formações. Esta propriedade física quantifica a dificuldade do material em conduzir corrente elétrica e pode ser utilizada para avaliar uma formação segundo a equação 3.2, obtida por Archie.

Os arranjos de eletrodos utilizados em operações de perfilagem se tornaram conhecidos como normais, no caso de sondas com dois eletrodos (um de corrente e um de potencial), e laterais, no caso de três (um de corrente e dois de potencial), como podemos observar na Figura 27.

Devido à infiltração da lama de perfuração na parede do poço, existem três zonas coaxiais que apresentam valores diferentes de resistividade (MEIRA, 2006): o reboco, formado por partículas sólidas contidas na lama de perfuração que se alojam na parede do poço e cuja resistividade é chamada de  $\rho_{mc}$ ; a zona invadida, dada pela região onde há mistura da fase líquida da lama de perfuração (filtrado) com os fluidos contidos na formação e cuja resistividade é chamada de  $\rho_{xo}$ ; e a zona virgem, que consiste na região livre da invasão do filtrado e cuja resistividade é igual à resistividade verdadeira  $\rho_t$ . A espessura de cada camada é dada principalmente pela região da formação invadida pelo fluido de perfuração e depende da porosidade e permeabilidade da formação, bem como da diferença de pressão entre poço e formação e as características da lama de perfuração utilizada, como densidade e viscosidade.

O funcionamento do equipamento utilizado na obtenção deste perfil é relativamente simples. Uma fonte eletromotriz injeta corrente elétrica nas formações por meio de eletrodos ou conjuntos de eletrodos focalizadores (Figura 27). A determinação da diferença de potencial é então feita por um (no caso normal) ou dois (no caso lateral) eletrodos fixados na sonda. A resistividade verdadeira das formações atravessadas pelo poço neste caso é obtida através de uma análise de conjuntos de perfis com diferentes raios de investigação. No entanto, no caso de lamas de perfuração não condutivas, esta ferramenta não funciona corretamente pois a medida da diferença de potencial é feita no interior do poço (JESUS, 2004).

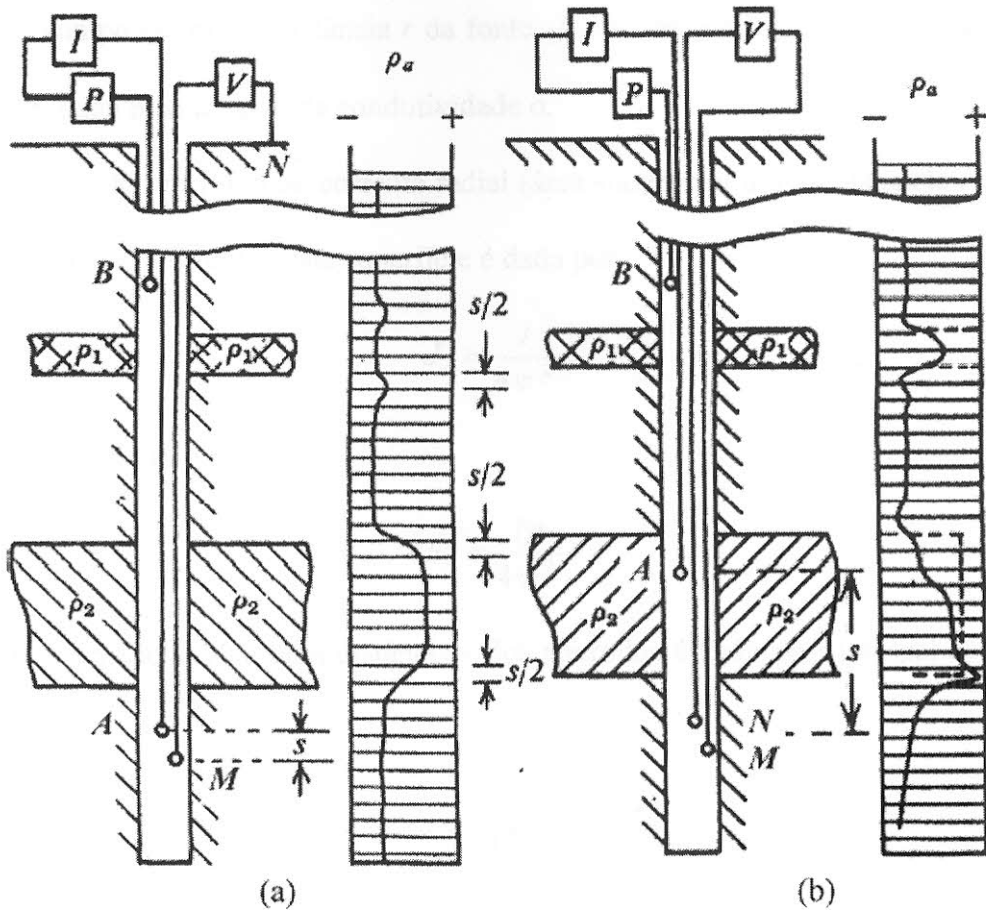


Figura 27: Arranjo de eletrodos e curvas características.  $P$  é a fonte de corrente,  $I$  o amperímetro,  $V$  é o voltímetro e  $s$  é o espaçamento de eletrodos. (a) Arranjo normal com dois eletrodos, (b) Arranjo lateral com três eletrodos. Fonte: MEIRA (2006).

Neste experimento, que é esquematizado na Figura 27, uma corrente de intensidade  $I_0$  é emitida por um eletrodo de raio  $A$  localizado em um meio que aproximamos por homogêneo e isotrópico e retorna por outro eletrodo  $B$ , a uma certa distância de  $A$ . Considerando o fluxo de corrente radial, as superfícies equipotenciais serão dadas por esferas com centro no eletrodo de corrente  $A$ .

Segundo a lei de Ohm, a medida da diferença de potencial entre  $A$  e um ponto  $M$ , a uma distância  $r$  de  $A$ , indica a resistividade do volume do material localizado entre  $A$  e  $M$  através da relação:

$$E_r = J_r \rho, \quad (3.9)$$

onde  $E_r$  é o campo elétrico à distância  $r$  da fonte,  $J_r$  é a densidade de corrente e  $\rho = 1/\sigma$  é a resistividade, dada pelo inverso da condutividade  $\sigma$ .

Considerando um fluxo de corrente radial (área superficial a uma distância  $r$  da fonte é  $4\pi r^2$ ) a densidade de corrente nesta superfície é dada por

$$J_r = \frac{I}{4\pi r^2}. \quad (3.10)$$

E o campo elétrico fica

$$E_r = \frac{I\rho}{4\pi r^2}. \quad (3.11)$$

Como o potencial  $V_r$  a uma distância  $r$  dos eletrodos é dado pela integral de  $E_r$ , temos que

$$V = \int_r^{\infty} E_r dr = \frac{I\rho}{4\pi r}. \quad (3.12)$$

Como mencionado anteriormente existem dois tipos de sistemas para medir a resistividade: o normal e o lateral.

No sistema normal, uma corrente de intensidade constante passa entre os eletrodos  $A$  e  $B$  e a diferença de potencial resultante é medida entre os eletrodos  $M$  e  $N$ . Os eletrodos  $A$  e  $M$  estão situados na sonda enquanto que os eletrodos  $B$  e  $N$  estão, teoricamente, localizados a uma distância infinita.

Dessa forma, a expressão para o potencial será:

$$V_{MN} = \frac{I\rho}{4\pi} \left[ \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right], \quad (3.13)$$

onde  $AM$  é a distância entre  $A$  e  $M$ ,  $BM \rightarrow \infty$  é a distância entre  $B$  e  $M$  e  $AN \rightarrow \infty$  é a distância entre  $A$  e  $N$ . Considerando também a distância entre  $B$  e  $N$  grande, temos  $BN \rightarrow \infty$  e consequentemente



$$V_{MN} = \frac{I\rho}{4\pi AM}. \quad (3.14)$$

A distância  $AM$  é chamada de espaçamento e o ponto de registro de medição  $\theta$  é o ponto médio entre  $A$  e  $M$ .

No sistema lateral, uma corrente constante é gerada entre  $A$  e  $B$  e a medida da diferença de potencial é feita entre os eletrodos  $M$  e  $N$ . Como apenas  $B$  está situado em uma posição bem distante dos outros, a expressão para o potencial fica:

$$V_{MN} = \frac{I\rho}{4\pi} \left[ \frac{1}{AN} - \frac{1}{AM} \right]. \quad (3.15)$$

O comportamento de uma sonda normal frente a uma camada delgada irá depender da condutividade da camada em relação às camadas encaixantes além da sua espessura em relação ao tamanho da sonda. De modo geral, à medida que a sonda se aproxima da base da camada resistiva de interesse, a resistividade pode crescer gradualmente até a entrada do eletrodo  $A$  na camada em questão, sendo que o valor registrado a partir desse ponto permanece constante até a entrada do eletrodo  $M$  na camada. Após esse estágio, de comprimento  $AM$ , a resistividade aparente continua a crescer gradualmente até o dispositivo atingir o centro da camada. Neste ponto a resistividade alcança seu valor máximo e a partir desta posição ocorre uma diminuição de forma simétrica com relação às etapas anteriores. Quando a espessura diminui relativamente à distância  $AM$ , o máximo de resistividade aparente no centro da camada tende a decrescer. Se a espessura for igual ou menor do que  $AM$  o máximo central desaparece, a curva se inverte e o perfil apresenta a camada resistiva como se fosse mais condutora que as camadas adjacentes. Dessa forma aparecem dois picos de reflexão (acima e baixo da camada resistiva), separados por uma distância igual à soma da espessura da camada e  $AM$ . Estes comportamentos são esquematizados na Figura 28.

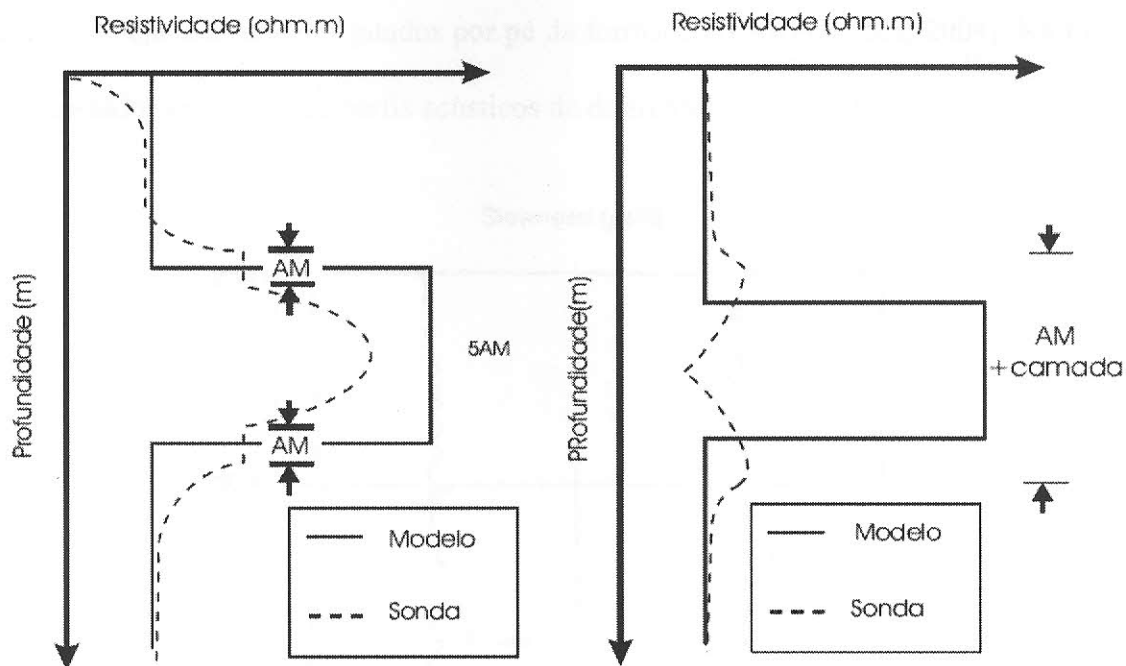


Figura 28: Comportamento dos perfis nas interfaces de camada espessa (esquerda) e camada delgada (direita) A perfilagem em camadas finas deve ser interpretada com muito cuidado para não levar a erros como uma baixa resistividade na posição de uma rocha de alta. Fonte: MEIRA (2006).

Como vimos então, este perfil é muito útil na avaliação de formações pois fornece a resistividade elétrica verdadeira ( $\rho_t$ ), no entanto é preciso cuidados na interpretação de seus resultados, principalmente no caso de camadas delgadas.

### 3.5 Perfil Sônico ( $\Delta T$ )

O perfil sônico é o registro do tempo de trânsito do sinal sonoro nas rochas atravessadas pelo poço. Este perfil requer a utilização de um transmissor de energia acústica, de frequência ultra-sônica, e dois receptores, sendo que o experimento consiste em medir o tempo gasto no percurso entre os receptores colocados a uma distância fixa. Esta medida de tempo em função da distância entre receptores é denominada vagarosidade, expressa em termos do inverso da

velocidade, ou seja, em microssegundos por pé da formação ( $\mu\text{s}/\text{ft}$ ) (ROSA, 2004). Na Figura 29 são apresentados exemplos de perfis acústicos de diferentes tipos de ondas.

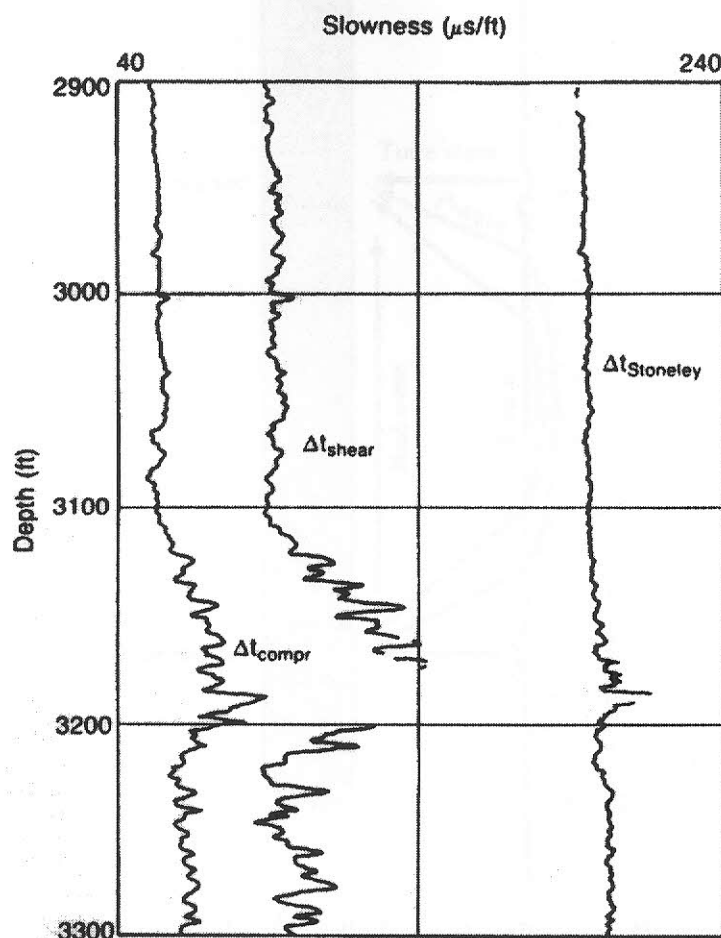


Figura 29: Exemplos de perfis de tempo de trânsito de ondas P, S e Stoneley. Neste gráfico é possível observar que as ondas compressoriais possuem maior velocidade (menor vagarosidade) enquanto que a de menor velocidade é a onda Stoneley. Fonte: TELFORD et al. (1990).

Na propagação das ondas no poço, que é um fenômeno complexo pois é governada pelas propriedades mecânicas de meios diferentes como as formações rochosas, o fluido de perfuração e a ferramenta, o pulso gerado no transmissor viaja como ondas compressoriais e cisalhantes na formação, como ondas guiadas dentro do fluido de perfuração (*mud waves*) e como ondas de superfície nas paredes do poço. A propagação destas ondas é esquematizada na Figura 30. As ondas compressoriais são as primeiras a chegar, seguidas pelas ondas

cisalhantes, *mud waves* e finalmente as ondas de superfície (que no presente caso são as ondas Stoneley) (USHIROBIRA, 2004).

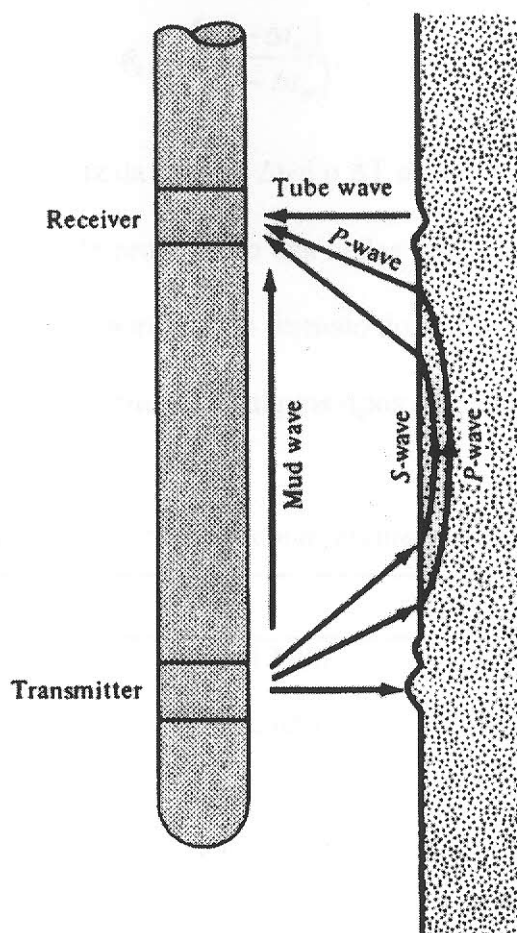


Figura 30: Esquema da propagação das ondas P, S, mud e superficiais (stoneley) em um experimento de perfilagem acústica. No caso de um poço preenchido com lama de perfuração, o sinal detectado correspondente à onda S é na verdade uma onda P que percorreu a formação como S e foi convertida para aquela na interface. Isto ocorre porque a onda S não propaga em fluidos. Fonte: TELFORD et al. (1990).

Uma vez que a velocidade do som é maior nos sólidos que nos líquidos e gases, o tempo de trânsito ( $\Delta T$ ) de uma onda sonora é menor nos meios sólidos que nestes. Consequentemente, se duas camadas mostram no perfil sônico  $\Delta T$  distintos, aquele com leituras de  $\Delta T$  mais elevadas terá maior porosidade ou possível fraturamento. Após estudar a correlação acima mencionada ( $\Delta T \times$  porosidade das rochas), WYLLIE et al. (1956 apud ROSA, 2004, p.36) demonstraram que o perfil sônico pode ser utilizado na determinação da

porosidade total ( $\phi_s$ ) dos reservatórios, através da equação (conhecida como equação de Wyllie)

$$\phi_s = \frac{(\Delta t - \Delta t_m)}{(\Delta t_f - \Delta t_m)}, \quad (3.16)$$

onde  $\Delta t_m$  é o  $\Delta T$  da onda na matriz da rocha e  $\Delta t_f$  é o  $\Delta T$  observado no fluido percolante.

Nas rochas, a velocidade de propagação das ondas sísmicas depende principalmente da composição da matriz, do volume poroso e do formato dos poros. Na tabela 1 estão listados as velocidades ( $v$ ) e os tempos de trânsito ( $t$ ) de alguns tipos de rochas.

Tabela 1: *Velocidades de ondas acústicas em diferentes rochas e os tempos de trânsito.*

	v(ft/s)	t( $\mu$ s/ft)
Arenitos	18000-19500	55.5-51.0
Calcáreos	21000-23000	47.6-43.5
Dolomitos	23000	43.5
Anidrita	20000	50.0
Halita	15000	66.7

Fonte: USHIROBIRA (2004).

A porosidade calculada com a equação 3.16 corresponde ao volume percentual total de vazios da rocha, dentro do volume investigado pela ferramenta. A falta de compactação nas rochas mais próximas à superfície ou mais recentes em termos de tempo geológico altera as medições lidas no perfil sônico. Neste caso, a partir de observações de campo e experimentos de laboratório, chegou-se à conclusão de que o indicador de compactação incipiente são as leituras de sônico (quando superam 100 $\mu$ s/ft) frente aos folhelhos sobre e sotopostos à camada de interesse (ROSA, 2004). A porosidade, antes calculada pela relação 3.16, deve então ser corrigida por um fator de correção  $B_{cp}$ , dado por

$$B_{cp} = \frac{c\Delta t_{sh}}{100}, \quad (3.17)$$

onde  $c$  é um fator de compactação, geralmente entre 0.8 e 1.2 e  $\Delta t_{sh}$  é a leitura sônica média dos folhelhos sobre e sotopostos.

A porosidade corrigida pode então ser obtida dividindo-se a equação 3.16 pelo fator de correção  $B_{cp}$ . Considerando  $c = 1$  temos

$$\phi_{sc} = \frac{(\Delta t - \Delta t_m) 100}{(\Delta t_f - \Delta t_m) \Delta t_{sh}}. \quad (3.18)$$

A porosidade efetiva ( $\phi_e$ ) é calculada por meio da equação

$$\phi_e = \phi_{sc} - V_{sh}\phi_{sh}, \quad (3.19)$$

onde  $V_{sh}$  é a argilosidade calculada com a equação 3.8 e  $\phi_{sh}$  é a porosidade média dos folhelhos sobre e sotopostos, obtida pela equação 3.16.

Algumas vezes ocorrem problemas durante a aquisição como, por exemplo, o *cycle skipping*, que é a ocorrência anômala de valores altos de  $t$ . Isso ocorre quando a chegada de determinado pulso é mascarada pela chegada de outra onda tardia do pulso anterior, como no caso de formações inconsolidadas ou fraturadas, com presença de gás, lama com gás ou seções de poço desmoronadas ou rugosas. Essas formações atenuam o sinal a ponto de ser suplantado por outro sinal tardio (USHIROBIRA, 2004).

Outro tipo de problema é a chegada das *mud waves* nos receptores próximos antes das ondas consideradas como sinais. Isto ocorre em poços com grandes diâmetros ( $\approx 20$  polegadas). Este problema pode ser contornado pelo uso de ferramentas que permitam a investigação da velocidade da formação na zona não alterada pelo poço.

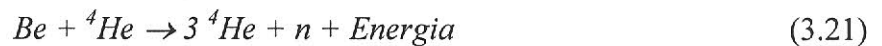
### 3.6 Perfil Neutrão ( $N\phi$ )

O perfil Neutrão se baseia no choque de nêutrons com os núcleos dos elementos presentes nas rochas, onde a porosidade ( $\phi$ ) pode ser obtida devido ao fato da seção eficaz macroscópica de nêutrons ( $\Sigma$ ) ser essencialmente uma medida da afinidade desses elementos, presentes na matriz e nos fluidos, às interações com nêutrons. Especificamente, a relação entre  $\phi$  e  $\Sigma$  é dada por (SINNER, 1986)

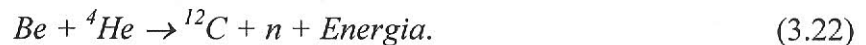
$$\Sigma_{\text{mix}} = \phi\Sigma_f + (1 - \phi)\Sigma_{\text{mat}}, \quad (3.20)$$

onde  $\Sigma_{\text{mix}}$  é a seção eficaz da rocha,  $\Sigma_f$  a do fluido que preenche os poros e  $\Sigma_{\text{mat}}$  da matriz.

As fontes de nêutrons mais usadas atualmente pelas empresas de perfilagem são baseadas em reações químicas com dos elementos Be, Pu ou Am. Tanto Pu quanto Am emitem partículas  $\alpha$  que, ao combinarem com Be, produzem um nêutron e outras três partículas  $\alpha$  ou um núcleo  $^{12}\text{C}$ . Estas reações são dadas por

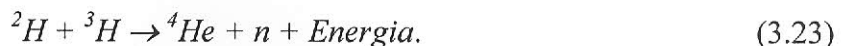


e



Os nêutrons gerados por essas reações possuem energias no intervalo de 0.1 à 10MeV. Como podemos ver na Figura 31, que apresenta um espectro de energia, esse tipo de fonte apresenta um máximo de emissão de nêutrons com energia de aproximadamente 4MeV.

Outro tipo de fonte muito usada é a combinação dos isótopos  ${}^2\text{H}$  (deutério) e  ${}^3\text{H}$  (trício), produzindo uma partícula  $\alpha$  e um nêutron:



Nêutrons produzidos por esse mecanismo possuem energia de aproximadamente 14MeV.

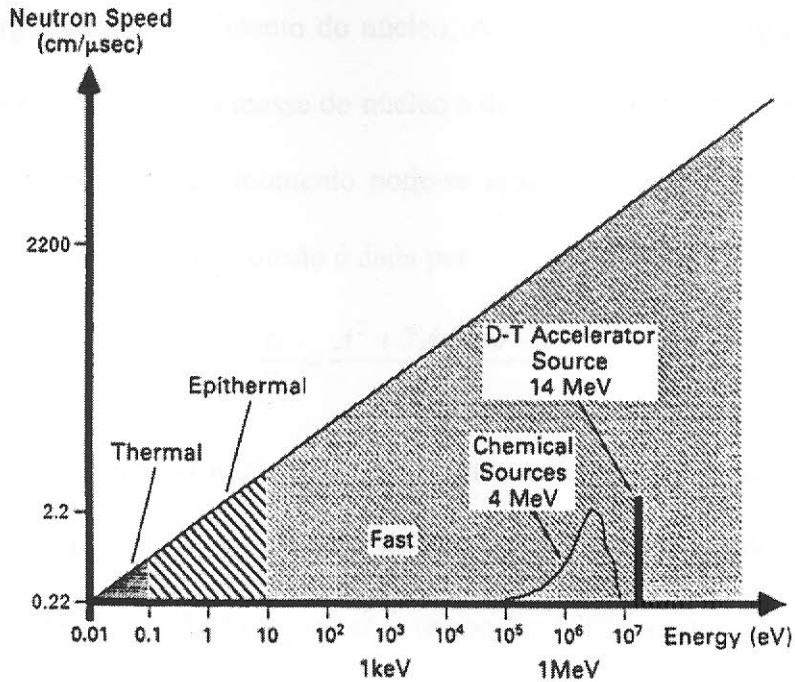


Figura 31: Espectro de energia dos nêutrons emitidos pela fonte e a relação entre energia e velocidade dos nêutrons. Na Figura podemos observar também a classificação dos nêutrons em função da energia: termais, epitermais e rápidos. Fonte: SINNER (1986).

Quando os nêutrons são emitidos pela fonte, localizada no equipamento de perfilagem dentro do poço, e entram na formação, eles colidem com vários núcleos, perdendo energia e diminuindo a velocidade com o tempo. Existem três tipos principais de interações: espalhamento inelástico, espalhamento elástico e absorção. A probabilidade de ocorrência de cada uma depende principalmente da energia dos nêutrons e da litologia.

Espalhamento inelástico ocorre mais frequentemente em altas energias e envolve a combinação do nêutron com um núcleo, gerando um composto nuclear em um estado excitado e instável. Devido a esta instabilidade, o composto decai rapidamente, emitindo um raio  $\gamma$  e um nêutron, voltando ao seu estado inicial. Devido a sua pequena probabilidade de ocorrência, esse tipo de interação não produz um impacto significativo na diminuição energia da população de nêutrons.

Espalhamento elástico ocorre em todo o intervalo de energia de interesse. Neste tipo de interação um nêutron colide com um núcleo e é espalhado, transferindo uma parte, nenhuma,



ou toda sua energia para o movimento do núcleo. A quantidade de energia que um nêutron perde em tal processo depende da massa do núcleo e do ângulo de colisão. Usando o princípio da conservação da energia e do momento pode-se mostrar que a razão entre a energia do nêutron depois ( $E$ ) e antes ( $E_0$ ) da colisão é dada por

$$\frac{E}{E_0} = \frac{A^2 + 2A \cos \theta + 1}{(A+1)^2}, \quad (3.24)$$

onde  $A$  é a massa atômica do núcleo e  $\theta$  é o ângulo entre a direção de incidência e a de espalhamento do nêutron. A perda máxima de energia ocorre em colisões frontais, ou seja, quando o nêutron é retro-espalhado. Nesse caso temos  $\theta = 180^\circ$  e a equação 3.24 fica

$$\frac{E}{E_0} = \frac{(A-1)^2}{(A+1)^2}. \quad (3.25)$$

A partir da equação acima podemos ver que à medida que  $A$  aumenta, a razão tende a 1 e a perda de energia é mínima. Se  $A = 1$  (hidrogênio), uma colisão frontal irá resultar na perda total de energia por parte do nêutron. Colisão elástica, especialmente com hidrogênio, é o principal mecanismo pelo qual a energia da população de nêutrons diminui e conseqüentemente a explicação para se entender o uso deste perfil na estimativa da porosidade. Medindo-se a habilidade da formação em diminuir a energia dos nêutrons, obtém-se essencialmente a quantidade de hidrogênio contida nela, sendo que o hidrogênio é encontrado em subsuperfície quase que exclusivamente nos fluidos (água e óleo) contido nos poros.

Absorção ocorre apenas com nêutrons de baixa energia. Neste tipo de interação, os nêutrons são absorvidos pelos núcleos e desaparecem, resultando na emissão de raios  $\gamma$ .

A probabilidade de um dado tipo de interação ocorrer com um determinado núcleo é obtida pela seção eficaz ( $\sigma$ ) do elemento, que é medida em  $\text{cm}^2$  ou barns (um barn é igual a  $10^{-24} \text{cm}^2$ ). Podemos definir uma seção eficaz para cada tipo de interação que ocorre entre

núcleo e nêutron:  $\sigma(n,n)$  para colisões elásticas,  $\sigma(n,n')$  para colisões inelásticas e  $\sigma(n,\gamma)$  para absorção, e a soma dessas seções transversais é chamada de seção eficaz total ( $\sigma_{tot}$ ). Na Figura 32 apresentamos essas seções como função da energia dos nêutrons.

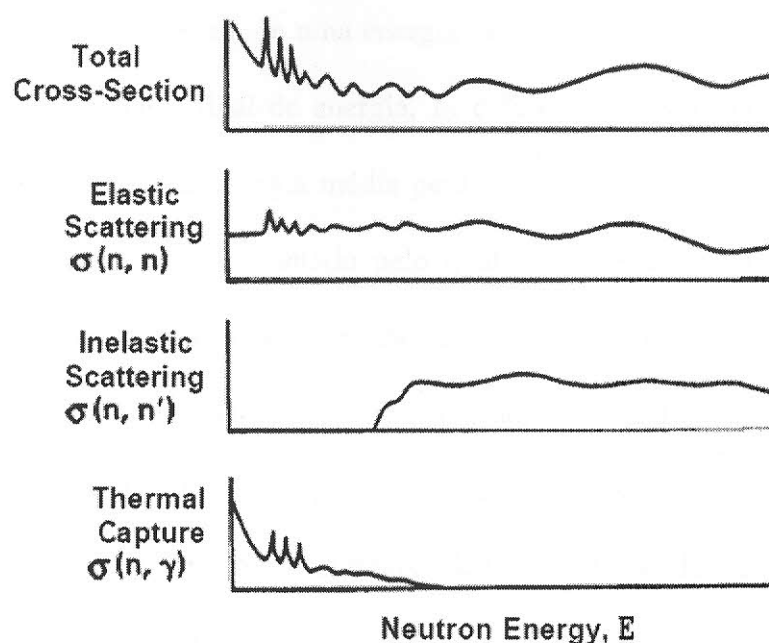


Figura 32: Esquema das seções transversais específicas apresentadas no texto em função da energia. Como podemos ver, a seção específica para absorção possui valores expressivos apenas para baixas energias enquanto que o comportamento da relacionada ao espalhamento inelástico apresenta comportamento contrário. Fonte: SINNER (1986).

No caso da seção eficaz macroscópica introduzida no início dessa seção ( $\Sigma$ ), temos que essa também pode ser definida em função do tipo de interação e se relaciona com a seção eficaz atômica por:

$$\Sigma_i = \frac{N_A \rho_b}{A} \sigma_i, \quad (3.26)$$

onde  $i$  indica o tipo de interação,  $N_A$  é o número de Avogadro,  $A$  é a massa atômica em gramas por mol e  $\rho_b$  é a densidade em gramas por  $\text{cm}^3$ . Como  $\sigma$  é dado em  $\text{cm}^2$ , a unidade de  $\Sigma$  é  $\text{cm}^{-1}$  e assim podemos definir o recíproco desta grandeza como o livre caminho médio  $\lambda$  que um nêutron percorre entre interações do tipo  $i$ .

Existem três outros parâmetros dependentes de  $\Sigma$  úteis para descrever a interação da formação com os nêutrons incidentes. Estes parâmetros são o comprimento de amortecimento ( $L_S$ ), o comprimento de difusão ( $L_d$ ) e o comprimento de migração ( $L_m$ ).

O comprimento de amortecimento é uma medida da distância média que os nêutrons percorrem no meio enquanto passam de uma energia inicial específica para uma final. Além de depender do estado inicial e final de energia,  $L_S$  é função também da seção eficaz dos materiais presentes no meio e da energia média perdida por interação. KREFT (1974 *apud* SINNER, 1986, p.11) apresenta um método pelo qual  $L_S$  pode ser calculado. Como será discutida brevemente, esta é a propriedade medida em um perfil de nêutrons.

A maioria dos dispositivos atualmente em uso utiliza uma fonte química, que gera nêutrons com energia igual a 4.2MeV na média, e a maioria dos nêutrons detectados possuem energia de aproximadamente de 1.5eV, correspondendo a região de nêutrons epitermais apresentada na Figura 31. Definindo esses valores de energia como o estado inicial e final, respectivamente, o  $L_S$  de vários materiais pode ser calculado. Na tabela 2 podemos ver o  $L_S$  de algumas substâncias puras e na Figura 33 podemos ver como esse parâmetro varia com a porosidade em arenitos, calcarenitos e dolomitos.

Tabela 2: *Comprimento de amortecimento de substâncias puras no intervalo de energia de 4.2MeV a 1.5eV.*

Material	$L_S$ (cm)
Água	7.67
Arenito	28.79
Calcarenito	25.69
Dolomito	21.28
Anidrito	31.38
Ilita	14.54
Caulinita	9.07

Fonte: SINNER (1986).

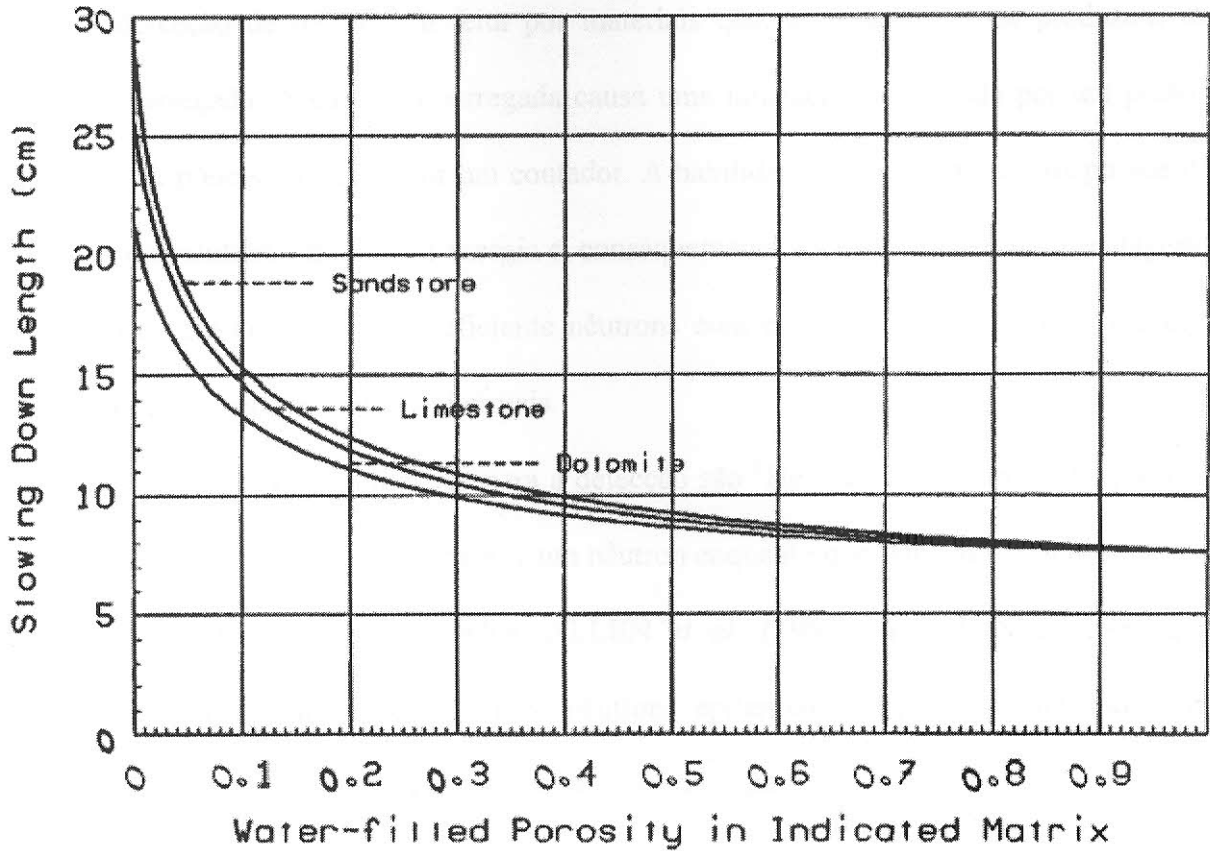


Figura 33: Comprimento de amortecimento como função da porosidade para arenitos (sandstone), calcarenitos (limestone) e dolomitos (dolomite). Como pode ser visto neste gráfico este parâmetro diminui com o aumento da saturação de água nos poros da rocha. Fonte: SINER (1986).

O comprimento de difusão é uma medida da distância que um nêutron percorre entre o ponto em que este se torna termal (faixa de energia apresentada na Figura 31) e o ponto em que ele é absorvido por um núcleo. Esta distância pode ser calculada conhecendo-se o coeficiente de difusão térmica ( $D_{th}$ ) e a seção eficaz macroscópica de absorção ( $\Sigma$ ) do material através da expressão

$$L_d = \sqrt{\frac{D_{th}}{\Sigma}} \quad (3.27)$$

O comprimento de migração, que é largamente utilizado em dispositivos de perfilagem que usam nêutrons para obter a porosidade, é definido como:

$$L_m = \sqrt{L_s^2 + L_d^2} \quad (3.28)$$

A detecção de nêutrons é feita por materiais que, após absorver-lo, produzem uma partícula carregada. A partícula carregada causa uma ionização, observada por um pulso de corrente que pode ser medido por um contador. A habilidade que esses materiais possuem de absorver um nêutron varia com a energia e, conseqüentemente, os utilizados em perfilagem de poços absorvem de forma mais eficiente nêutrons com energias baixas, correspondendo ao intervalo de nêutrons termiais e epitermais.

Os elementos mais utilizados para a detecção são  $^3\text{He}$ ,  $^{10}\text{B}$  e  $^6\text{Li}$ . Tanto  $^{10}\text{B}$  quanto  $^6\text{Li}$  emitem uma partícula  $\alpha$  quando absorve um nêutron enquanto que  $^3\text{He}$  emite um próton.

Para a interpretação dos dados, ALLEN *et al.* (1967 *apud* SINNER, 1986, p.14) mostraram que a taxa de contagem de nêutrons epitermais ( $\Phi_{ep}$ ) de um detector a uma distância  $r$  da fonte de nêutrons de intensidade  $Q$  é dada por

$$\Phi_{ep}(r) = \frac{Q}{4\pi D_{ep}} \frac{e^{-r/L_S}}{r}, \quad (3.29)$$

onde  $D_{ep}$  é o coeficiente de difusão epitermal e  $L_S$  é o comprimento de amortecimento. Eles mostraram também que, no caso de nêutrons termiais, a taxa de contagem é dada por

$$\Phi_{th}(r) \approx \frac{QL_d^2}{4\pi D_{th}(L_S^2 - L_d^2)} \frac{e^{-r/L_S}}{r}. \quad (3.30)$$

Em ambos os casos, se fizermos a razão da taxa de contagem entre dois detectores localizados nas posições  $r_1$  e  $r_2$  em relação à posição da fonte, todos os termos exceto as distâncias e  $L_S$  cancelam. Neste caso temos

$$\frac{\Phi_i(r_2)}{\Phi_i(r_1)} = \frac{r_1}{r_2} e^{(r_1-r_2)/L_S}, \quad (3.31)$$

onde  $i$  pode ser tanto termial (th) quanto epitermal (ep).

Resolvendo para  $L_S$  temos

$$L_S = \frac{r_1 - r_2}{\ln \left[ \frac{r_2 \Phi_i(r_2)}{r_1 \Phi_i(r_1)} \right]} \quad (3.32)$$

As companhias de perfilagem geralmente assumem uma matriz e, usando a razão das taxas de contagem de dois detectores, determinam a porosidade a partir de um conjunto de dados de porosidade X razão de taxas de detecção, onde a resposta do equipamento foi calibrada previamente com testes em laboratório. Apesar de se considerar poros preenchidos por água nesta calibração, este equipamento responde bem a poros preenchidos por hidrocarbonetos líquidos visto que água e óleo causam aproximadamente o mesmo efeito em  $L_S$ . No entanto, se a formação contém gás, se a matriz contém argila, ou se a matriz é diferente daquela assumida, erros serão incorporados.

Devido ao fato de reservatórios de gás apresentarem densidades bem menores do que aqueles de óleo ou água, o gás não causa o mesmo impacto em diminuir  $L_S$  que líquidos e, conseqüentemente, a porosidade obtida é menor do que a real. Este comportamento é chamado de efeito de gás e geralmente é usado na detecção de gás devido ao cruzamento que ocorre entre este perfil e o de densidade. O cruzamento ocorre porque, enquanto o perfil neutrão apresenta um valor muito baixo, o perfil de densidade é muito alto visto que este perfil também é calibrado para poros preenchidos por líquidos.

No entanto devem ser tomados cuidados durante a interpretação deste perfil pois, assim como água e óleo, folhelhos possuem  $L_S$  baixo. Portanto, a presença de folhelhos resulta em uma diminuição de  $L_S$  e conseqüentemente uma porosidade maior do que a real.

### 3.7 Perfil Densidade ( $\rho_b$ )

O perfil de densidade, também chamado de perfil gama-gama, é usado principalmente para determinar a porosidade da formação e consiste no registro contínuo das variações das massas específicas das formações atravessadas pelo poço.

A ferramenta utilizada na obtenção deste perfil é formada por uma fonte de raios gama (normalmente  $^{137}\text{Cs}$  ou  $^{60}\text{Co}$ ), além de um cintilador localizado a aproximadamente 60cm da fonte. Este equipamento, como pode ser visto na Figura 34, é pressionado contra a parede do poço para diminuir a influencia da lama de perfuração.

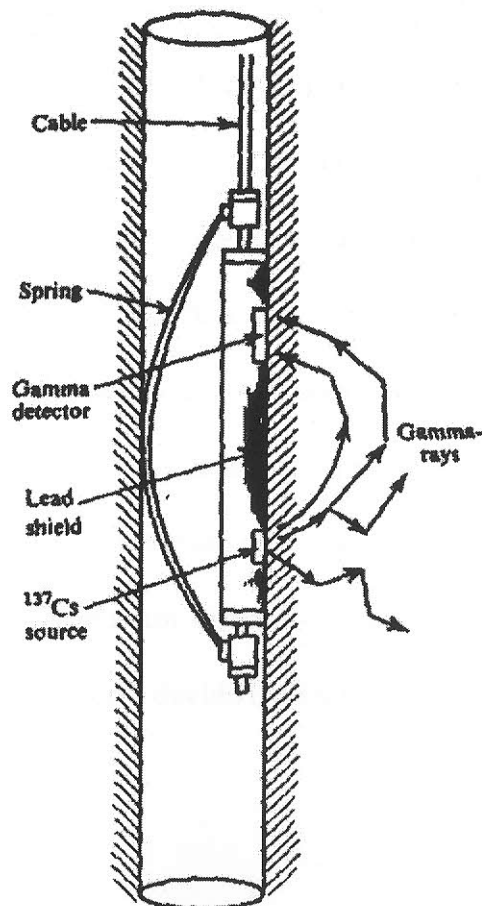


Figura 34: Esquema do equipamento utilizado na obtenção do perfil de densidade. Os desvios de trajetória dos raios gamas se devem a interações destes com os elétrons dos átomos da formação. Fonte: TELFORD et al. (1990).

A fonte é responsável pela emissão de raios gama ( $\sim 0,662\text{MeV}$ ), que propagam através da formação interagindo com os átomos desta. Esta interação pode se dar de três formas diferentes: efeito fotoelétrico, efeito Compton e produção de pares elétron-pósitron; destas, o efeito Compton, dependente principalmente da densidade da formação, e o efeito fotoelétrico, dependente principalmente da litologia, são os de maior interesse geofísico (TELFORD *et al.*, 1990).

No efeito fotoelétrico, a radiação incidente é absorvida por um elétron de um determinado átomo da formação e sua energia é usada para ejetá-lo deste. Após este processo o átomo fica desbalanceado eletricamente e uma forma comum de relaxação (diminuição da energia atômica) é o decaimento de um elétron de uma camada eletrônica externa para aquele estado vago. Nesse processo o elétron que decai libera a diferença de energia na forma de radiação, que pode ser detectada pelo cintilador da ferramenta.

No efeito Compton, o raio gama sofre o processo de espalhamento devido à presença de um elétron próximo a sua trajetória. Neste processo, o raio gama cede parte de sua energia para o elétron e, devido a sua mudança de trajetória, pode ser detectado pelo cintilador. Este é o processo dominante em um perfil de densidade visto que ele é o de maior probabilidade em interações entre elétrons e radiações no intervalo de energia de 0,1 a 1,0 MeV.

Na Figura 35 é possível vermos um exemplo de perfil de densidade, mostrando as variações que são perceptíveis neste perfil devido a diferentes litologias.



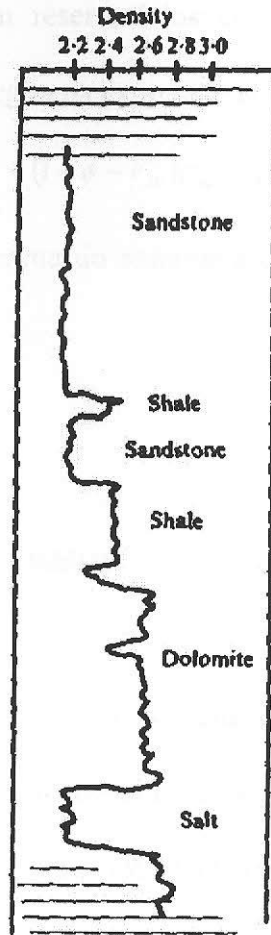


Figura 35: Perfil esquemático mostrando valores de densidade obtidos por este tipo de equipamento para diferentes litologias. Como pode ser visto na figura dolomita e sal possuem alta densidade se comparados a arenitos. Fonte: TELFORD et al. (1990).

Para a estimativa da porosidade de um reservatório a partir deste perfil usamos a relação de balanço de massas, onde a densidade total de uma região é dada pela soma das densidades dos materiais presentes, ponderada por suas frações volumétricas. No caso de uma formação sem argilosidade temos (LIMA, 2005):

$$\rho_b = \phi\rho_f + (1 - \phi)\rho_{ma} \Rightarrow \phi = \frac{(\rho_{ma} - \rho_b)}{(\rho_{ma} - \rho_f)}, \quad (3.33)$$

onde  $\rho_b$  é a densidade total medida,  $\rho_f$  é a densidade do fluido contido no espaço poroso,  $\rho_{ma}$  é a densidade da matriz mineral e  $\phi$  é a porosidade.

No entanto, quando se avaliam reservatórios com de argila (arenitos argilosos) é necessário considerar a influencia da argila na expressão anterior, ficando:

$$\rho_b = \phi\rho_f + (1 - \phi - V_{sh})\rho_{ma} + \rho_{sh}V_{sh}, \quad (3.34)$$

onde  $\rho_{sh}$  é a densidade do folhelho acima do reservatório em questão e  $V_{sh}$  é a proporção volumétrica ocupada pela argila.

### 3.8 Perfil Ressonância Magnética (NMR)

Este perfil mede a resposta magnética dos fluidos presentes no espaço poroso dos reservatórios. Dessa forma, este perfil mede tanto a porosidade quanto a permeabilidade, assim como o tipo de fluido presente nos poros (WESTPHAL *et al.*, 2005).

Esta ferramenta utiliza o fato de que certos núcleos atômicos possuem um momento magnético de spin resultante devido a cada próton e nêutron do núcleo. Neste perfil, um campo magnético aplicado a grandes ângulos com relação ao campo da Terra orienta os *spins* dos prótons e, quando este campo é retirado, o sinal residual devido aos *spins* orientados (Figura 36) precessam na direção do campo da Terra.

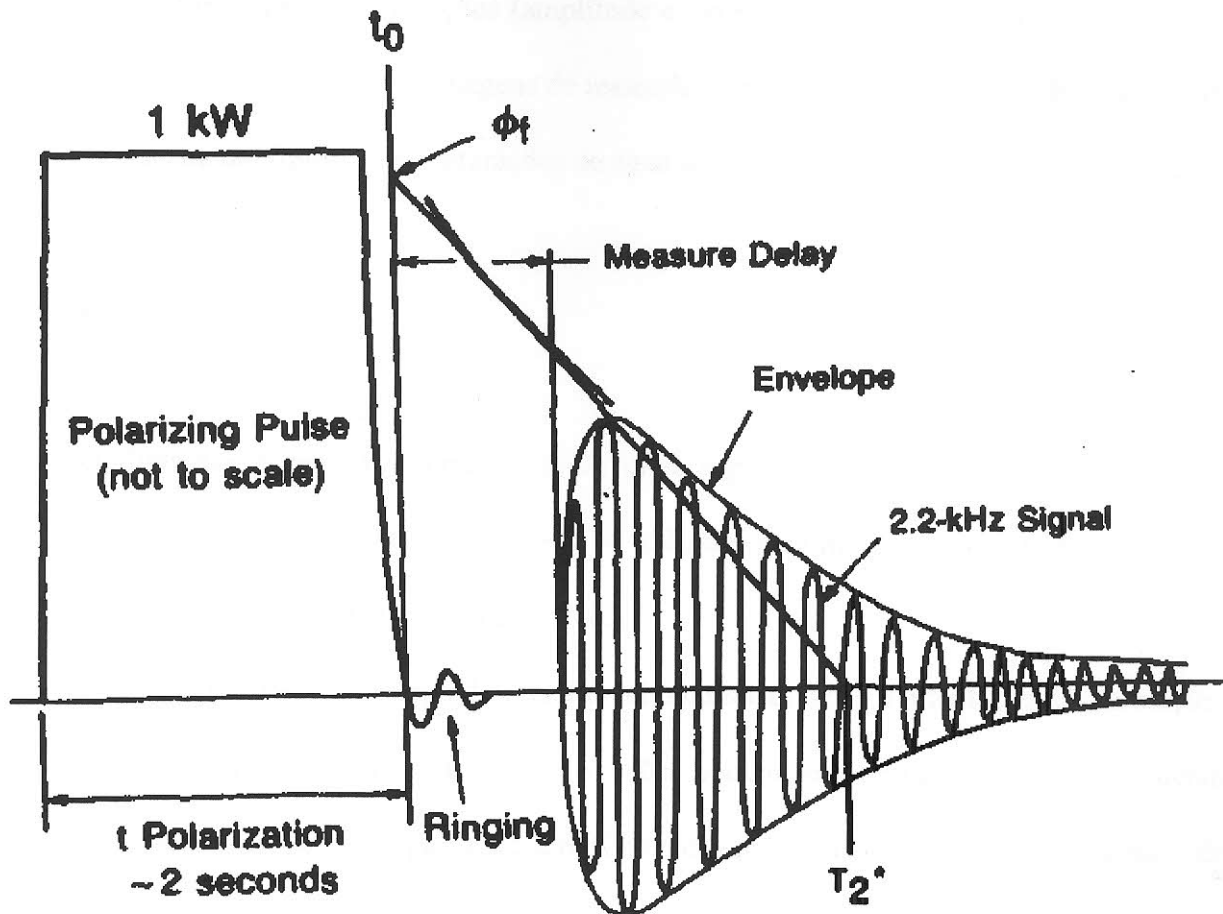


Figura 36: Esquema do decaimento do sinal de ressonância magnética. O decaimento do sinal é exponencial e o índice de fluidos livres ( $\phi_f$ ) pode ser obtido pela extrapolação da medida para o tempo zero. Fonte: TELFORD et al. (1990).

O decaimento do sinal é devido aos prótons presentes no fluido de perfuração, no fluido dos poros da formação e na matriz. O fluido de perfuração é constituído de forma a apresentar um decaimento rápido para que não seja detectado pela ferramenta, deixando apenas os sinais da matriz e do fluido da formação para serem medidos. Por outro lado, o decaimento do sinal dos prótons mais estáveis (presentes na matriz) é muito lento e, durante a medida, apenas o decaimento do sinal do fluido da formação é medido (TELFORD et al., 1990).

Dessa forma, a amplitude do decaimento do sinal é uma medida da quantidade de fluido livre para mover enquanto que a taxa de decaimento pode ser usada para interpretar o tipo de fluido presente (água ou hidrocarboneto).

Combinando estas informações (amplitude e taxa de decaimento) com as informações de outros perfis é possível gerar imagens de ressonância magnética (MRI) que são usados para medir precisamente fluido livre, saturações de água irreduzível e porosidade efetiva.

### 3.9 Perfil Dipmeter

O dipmeter é provavelmente a sonda mais especializada e complexa de todas as utilizadas em perfuração de poços. Este perfil é utilizado para medir as direções e ângulos *dip* e *strike* das formações interceptadas pelo poço.

Para medir o *dip* e o *strike*, o dipmeter precisa da localização e orientação das formações que são interceptadas pelo poço. Estas informações podem ser obtidas por um imageamento de toda a parede do poço. A partir de uma imagem completa, a continuidade (ou falta de continuidade) das formações pode ser observada e seus ângulos medidos. No entanto, no lugar de um imageamento da parede do poço, sondas comerciais usam três ou mais patins pressionadas contra a parede do poço para detectar pequenas variações das propriedades físicas das rochas (SILVA, 2007). Embora qualquer sensor de boa resolução possa ser montado nos patins, os mais usados em rochas sedimentares são os sensores elétricos. Estes sensores são montados nas pás, que são pressionados contra a parede do poço por braços articulados. Na Figura 37 podemos observar um esquema um sistema de quatro patins.

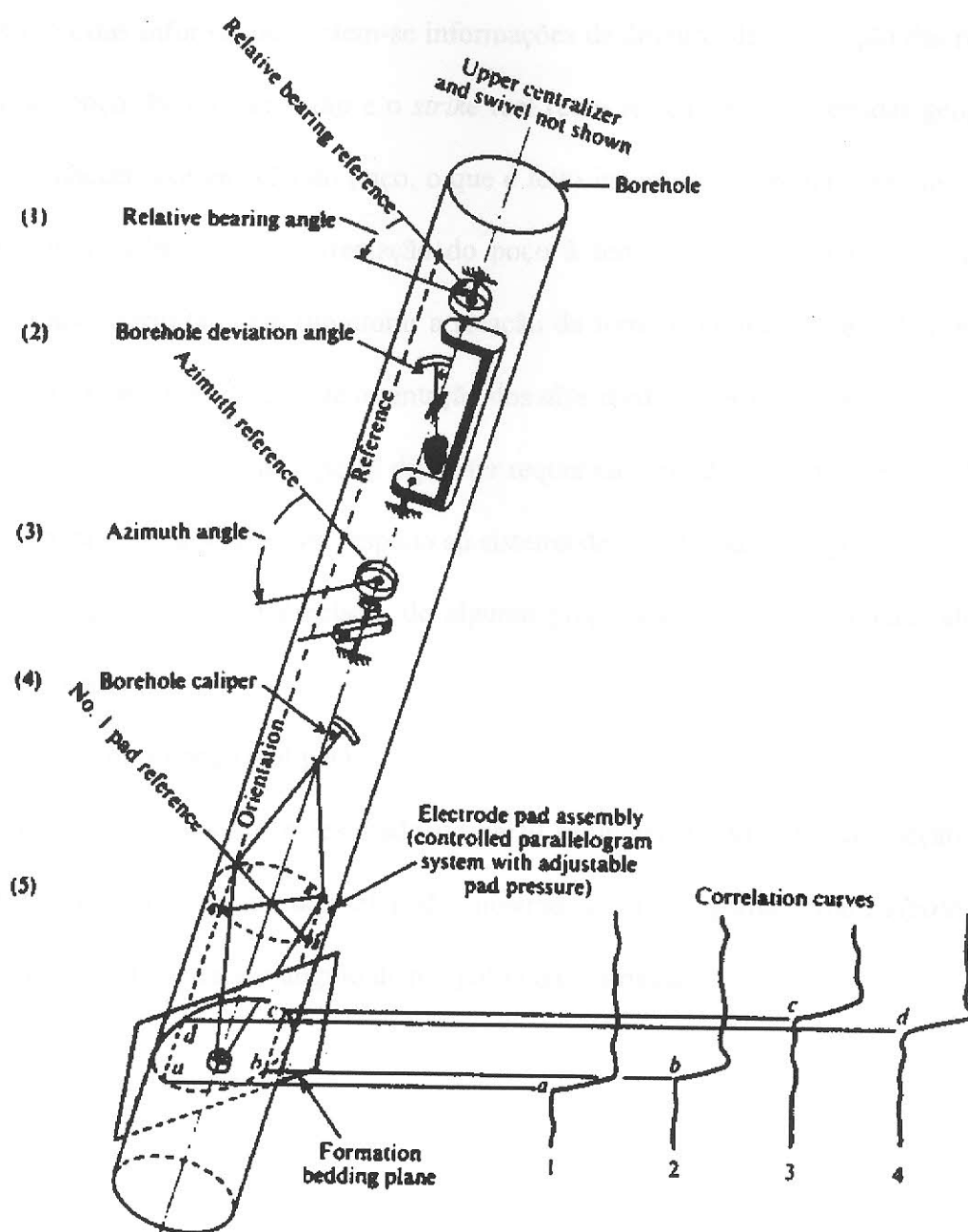


Figura 37: Esquema de uma sonda dipmeter de quatro patins com as curvas de resistividade destas. A partir da correlação destas medidas é possível obter o dip e o strike das rochas em subsuperfície. Fonte: TELFORD et al. (1990).

Os sinais medidos por cada patim estarão em posições diferentes com relação às outras devido à inclinação das formações (*dip*) e o ângulo que o poço faz com a direção vertical.

Além das medidas especificadas, é necessário medir também o diâmetro do poço visto que rugosidade causa a detecção errônea de *dips*. Este problema é contornado pela obtenção do perfil caliper acoplado a esta ferramenta.

Com estas informações obtêm-se informações de ângulos de inclinação das rochas com relação ao poço. Para obter o *dip* e o *strike* real (com relação às coordenadas geográficas) é preciso conhecer a orientação do poço, o que é feito incorporando-se também um dispositivo para medir a inclinação e a orientação do poço à ferramenta. Para obter-se um resultado correto é necessário também monitorar a rotação da ferramenta durante a obtenção do perfil para corrigir problemas de erro de orientação dos *dips* medidos (SILVA, 2007).

Podemos ver então que o perfil dipmeter requer na verdade três tipos de medidas:

- Orientação da sonda com respeito ao sistema de coordenadas geográficas;
- Detecção, com boa precisão, de alguma propriedade física das rochas atravessadas pelo poço;
- Diâmetro do poço (caliper);

Na Figura 38 podemos ver o resultado do perfil dipmeter a partir de uma seção geológica hipotética. Os resultados do dipmeter são mostrados em um gráfico tipo *tadpole* em que a orientação das setas indica o ângulo de mergulho das camadas.

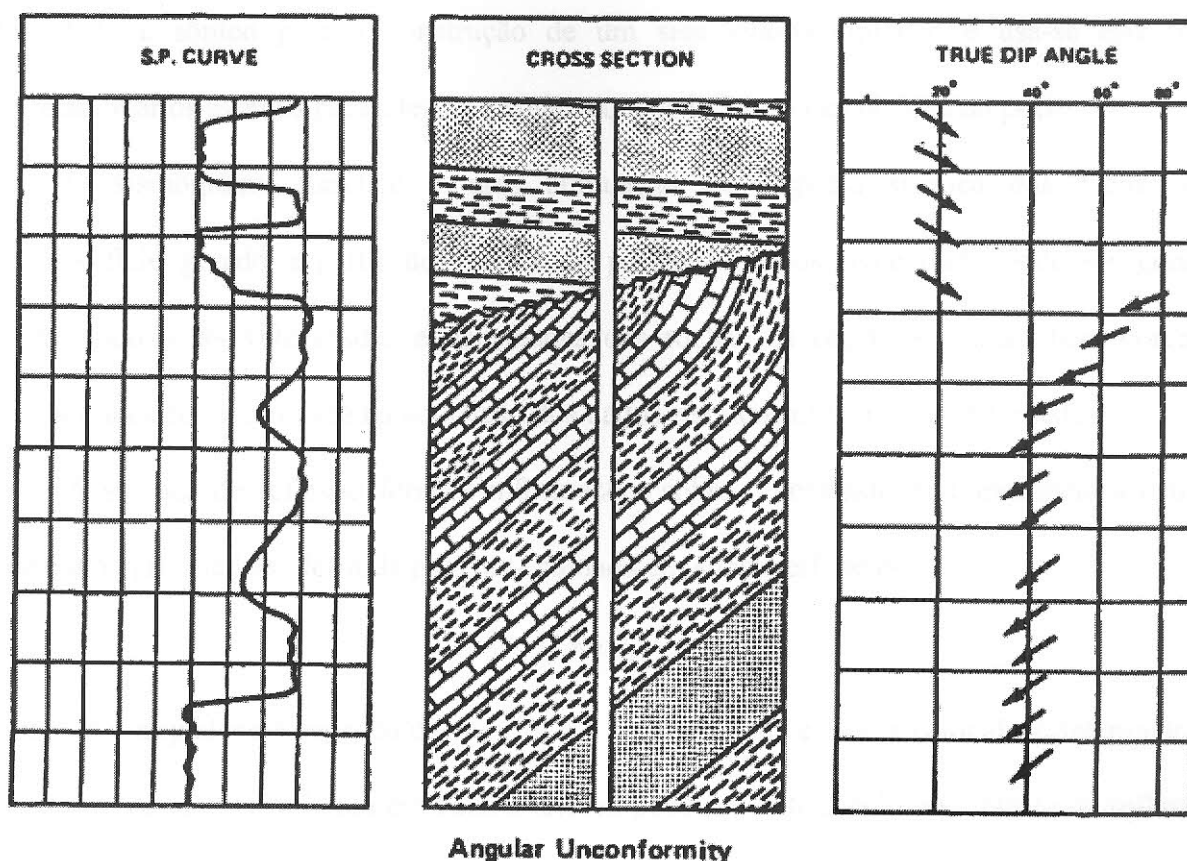


Figura 38: Seção geológica hipotética (centro) e os perfis de potencial espontâneo (esquerda) e dipmeter (direita). No gráfico do dipmeter o mergulho é dado pela escala (ângulo apresentado no eixo horizontal do gráfico) em que a seta se encontra enquanto que o sentido do mergulho é dado pela inclinação da seta que aponta para um dos quadrantes (norte, sul, leste, oeste). Fonte: SILVA (2007).

### 3.10 Imageamento

As informações petrofísicas obtidas por perfilagem de poços (porosidade, permeabilidade, densidade, etc...) embora muito importantes para a avaliação de reservatórios, são limitadas à região próxima ao poço (da ordem de alguns metros). Esta é uma condição muito restritiva para a avaliação de reservatórios, o que leva a busca de métodos integrados de análise para obter-se um melhor imageamento de reservatório e de suas propriedades.

A principal forma de imageamento utilizada na avaliação de reservatórios petrolíferos é a integração dos perfis de poços com uma seção sísmica. Para tal, usa-se os perfis de

densidade e sônico para a construção de um sismograma sintético e usa-se este para correlacionar os eventos presentes na sísmica com as informações obtidas no poço.

O sismograma sintético é uma simulação da resposta sísmica das rochas em subsuperfície gerado a partir dos dados de perfis de poços. Este dado pode ser gerado conhecendo-se as velocidades e densidades das rochas da região estudada, bem como a assinatura da fonte utilizada na aquisição dos dados sísmicos utilizados neste estudo.

A sísmica de reflexão fornece informações sobre o contraste de impedância acústica, que é uma propriedade definida para uma camada em subsuperfície por:

$$I_i = \rho V_i,$$

onde  $I_i$  é a impedância acústica da camada  $i$ ,  $\rho$  é a densidade e  $V_i$  é a velocidade intervalar da camada  $i$ . A energia refletida em cada interface pode ser obtida pelo coeficiente de reflexão, que é um parâmetro relacionado com o contraste de impedância acústica entre duas camadas de propriedades acústicas distintas sobrepostas, dado por

$$C_R = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1},$$

onde  $C_R$  é o coeficiente de reflexão,  $I_2$  é a impedância acústica da camada na qual a onda incide e  $I_1$  a impedância da camada a partir da qual a onda incide.

Na Figura 39 podemos ver um exemplo de sismogramas sintéticos obtidos a partir de dados de poço enquanto que na Figura 40 podemos observar um ajuste entre sísmica real e o sismograma sintético a partir de poços.



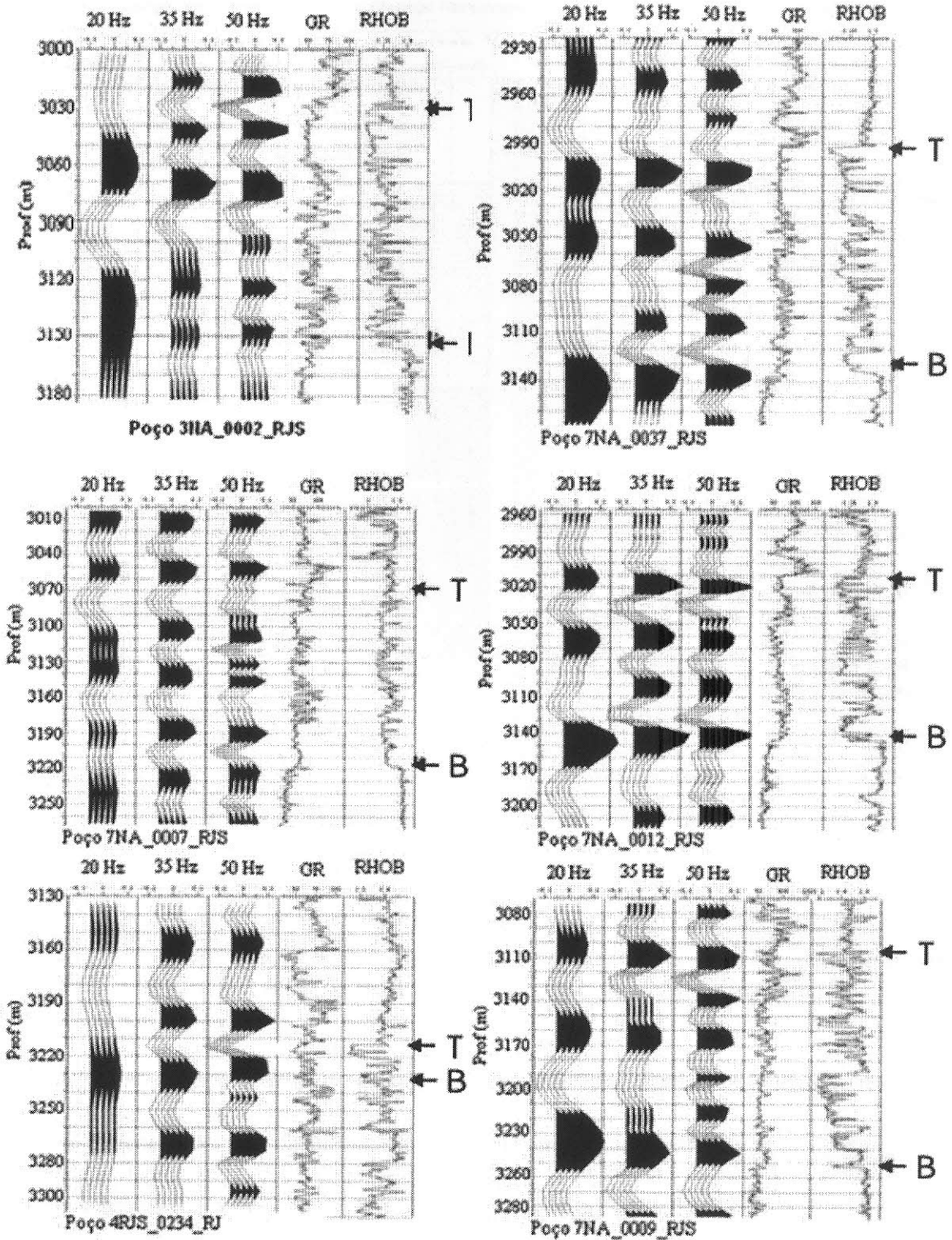


Figura 39: Sismogramas sintéticos de seis poços e os perfis de raios gama (GR) e densidade ( $\rho_b$ ). O topo e a base do reservatório estão indicados por T e B, respectivamente. Fonte: VIDAL et al. (2007).

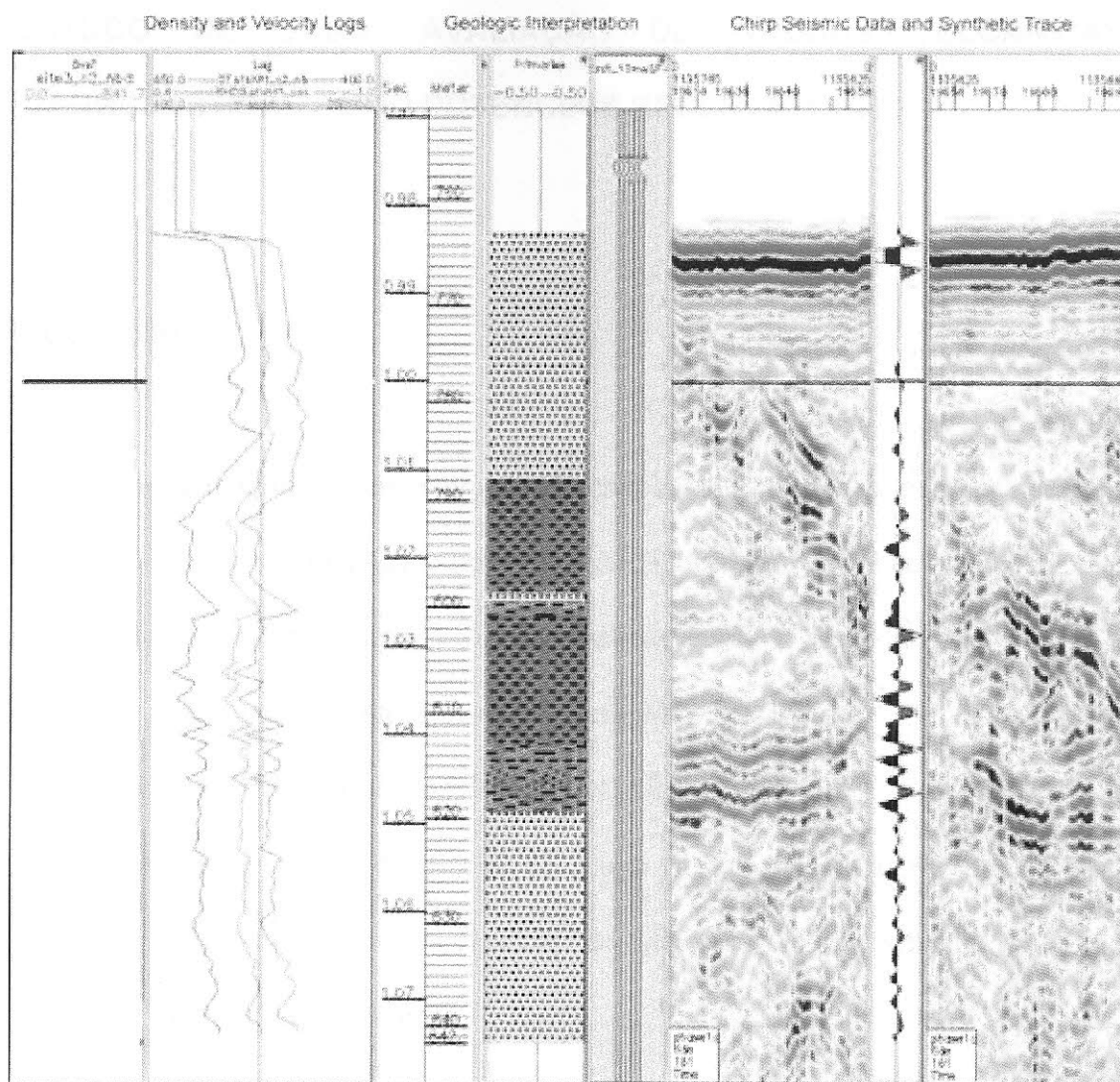


Figura 40: Traço sísmico sintético (direita) obtido a partir dos perfis de densidade e sônico (esquerda) na posição correspondente ao poço na sísmica real. No centro podemos observar a interpretação geológica obtida a partir de dados do poço. Fonte: GOFF (2005).

Com este procedimento é possível estimar-se as dimensões de reservatórios e conseqüentemente o volume de hidrocarbonetos presentes nestes, além do comportamento dos fluidos em campos em produção.

## 4 ESTUDO DE CASO: AVALIAÇÃO DE ROCHAS VULCÂNICAS E VULCANOCLÁSTICAS COMO POTENCIAIS RESERVATÓRIOS

### 4.1 Introdução

Neste capítulo apresentaremos um estudo envolvendo perfilagem geofísica de poços na bacia cuyana. Este trabalho realizado por JÁUREGUI *et al.*, 1999 teve como objetivo estimar o potencial de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Fm. Punta de Las Bardas como reservatórios, sendo inicialmente apresentado em Mar del Plata no IV CONGRESO DE EXPLORACION Y DESARROLLO DE HIDROCARBUROS.

Em uma vasta região da Bacia de Cuyo se observa em subsolo importantes manifestações vulcânicas e vulcanoclásticas de idade Jurássico-Cretácea (140-110 Ma) denominadas Fm. Punta de Las Bardas.

Na jazida Vizcacheras, a presença de hidrocarbonetos na Fm. Punta de Las Bardas, localizada sobre os níveis produtivos de Barrancas e sob Papagayos, tem incentivado a caracterização inicial desta unidade onde se considera que a existência de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas alteradas, somado a presença de fraturas, são os principais fatores condicionantes para o reservatório.

Os eventos vulcânicos andesíticos-basálticos, com intercalações de depósitos vulcanoclásticos, se destacam por apresentarem propriedades petrofísicas distintas, o que dificulta a determinação da porosidade, da saturação de água e da permeabilidade.

## 4.2 Caracterização Geológica

Como resultado de fases de distensões regionais no Cretáceo médio ocorreu um evento magmático efusivo, de composição andesítica-basáltica, na forma de correntes e intrusivos tipo *sills*. Esta fase de distensão possivelmente está relacionada com uma fase de aceleração da expansão oceânica no Cretáceo médio (ULIANA & BRIDDLE, 1988 *apud* JÁUREGUI *et al.*, 1999, p.477) que reativou o falhamento extensional do rifte Triássico. Em um estudo regional BOWEN *et al.* (1988 *apud* JÁUREGUI *et al.*, 1999, p.477) definiram que esta unidade se desenvolveu seguindo os lineamentos estruturais mais profundos e importantes da bacia. Através destas falhas profundas se canalizaram as correntes tipo *foot basalts* que alcançaram a superfície e preencheram um paleorelevo dominado por zonas deprimidas devido ao resfriamento ocorrido durante a etapa *sag* descrita na subseção 2.4.1.3. Outra característica deposicional desta unidade é a presença de intrusivos *sills* nas Fms. Rio Blanco e Cacheuta, que abobadaram a coluna sedimentar, criando um paleorelevo positivo que não foi coberto pelas correntes. Esta atividade simultânea de intrusão e efusão criou discordâncias internas entre eventos vulcânicos distintos e uma geometria de *onlap* sobre a Fm. Barrancas (TORRES *et al.*, 1999 *apud* JÁUREGUI *et al.*, 1999, p.478).

Os centros efusivos desta área estão vinculados a estes lineamentos localizados à SO, SE e NE da área de Vizcacheras e durante o Cretáceo originaram manifestações vulcânicas diferentes que atuaram como importante rocha selante do sistema petrolífero. Estes centros efusivos são caracterizados por fluxos de lavas que originaram depósitos mais espessos, que consistem em um corpo principal e estratos de blocos, além de blocos ligados aos bordos das correntes de lava.

Se considerarmos as respostas de perfis geofísicos, do ponto de vista composicional é possível diferenciar nesta unidade duas sequências vulcânicas. A basal, constituída por

andesitas que alternam com depósitos vulcanoclásticos, e a sequência superior composta por basaltos olivínicos com intercalações vulcanoclásticas que apresentam um desenvolvimento areal maior, sendo claramente diferenciável da anterior pela presença de potássio.

Do ponto de vista textural a área analisada apresenta uma superposição de sete seqüências depositadas por correntes, intercaladas por depósitos vulcanoclásticos. Em cada uma destas seqüências é possível reconhecer um corpo central massivo limitado na base e topo por níveis alterados e brechados, que costumam apresentar dobras internas evidenciadas pelo alinhamento de fissuras. Estes tipos de texturas observados em testemunhos foram calibrados com a resposta dos perfis geofísicos, onde se observou uma correlação com a resistividade e os tempos de trânsito (Figura 41).

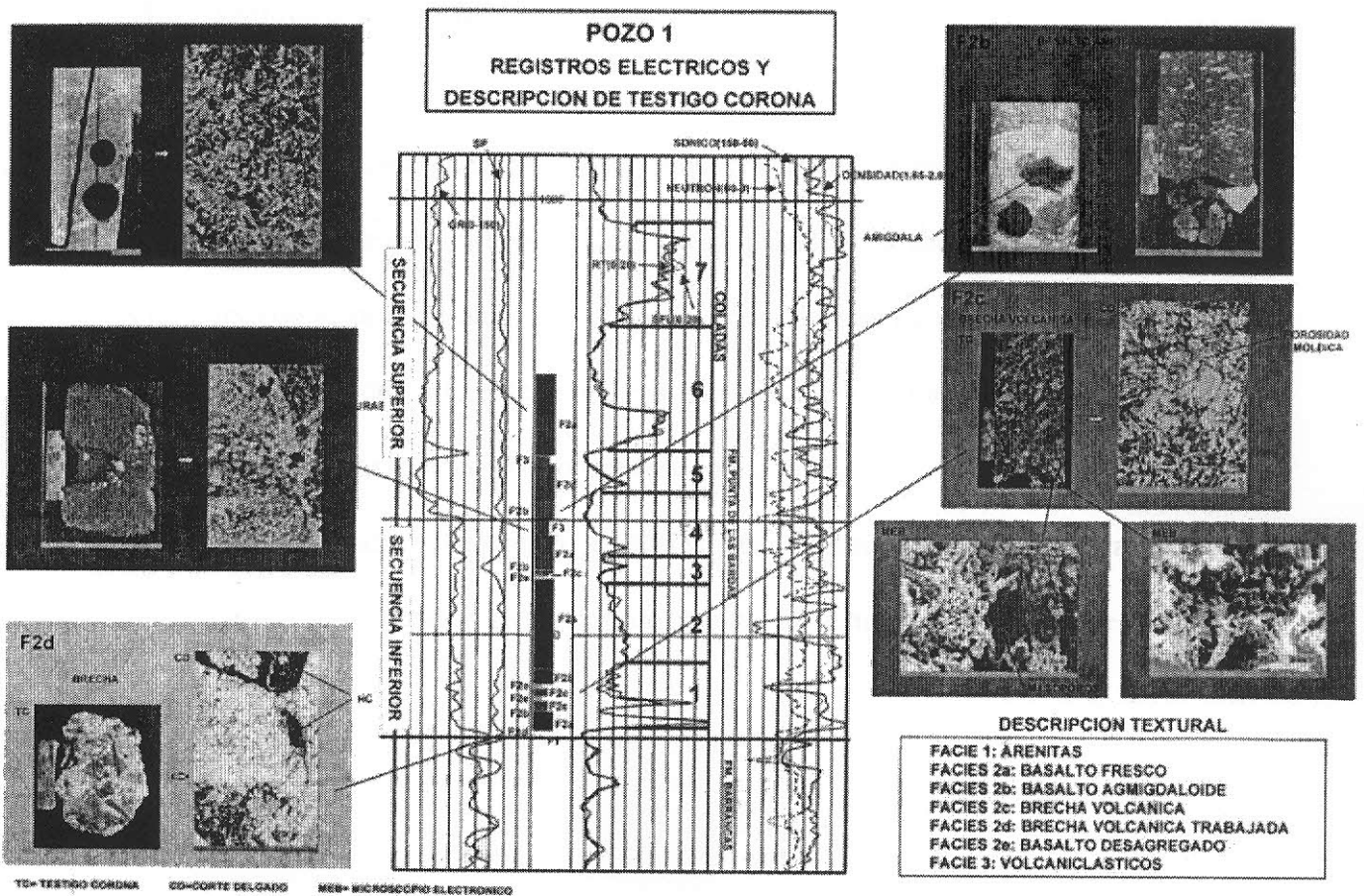


Figura 41: Perfis e descrição de testemunhos de um poço que atravessa a Fm. Punta de las Bardas. Pelo perfil GR é possível discriminar duas seqüências de composição diferentes

enquanto que o sônico discrimina sete sequências de texturais. Fonte: JÁUREGUI et al. (1999).

De acordo com a composição e a característica textural, a porção superior foi perdendo o conteúdo de voláteis e aumentando a viscosidade. As correntes extruídas são relativamente pequenas, com velocidades eruptivas que originaram soldamentos completos e geração de fluxos de lavas.

Os efeitos diagenéticos posteriores que provocaram a dissolução e cimentação, somados a deformação e fraturamento do complexo, determinaram seu potencial como reservatório.

### **4.3 Avaliação de Perfis**

A avaliação de reservatórios constituídos por rochas vulcânicas a partir de perfis geofísicos apresenta certa complexidade devido às grandes variações verticais e horizontais destes do ponto de vista mineralógico e textural, além da presença de fraturas. Por esta razão, em 1997 foram realizados diferentes registros geofísicos e a extração de vários testemunhos para calibrar as respostas, a poço aberto e revestido, na região.

Uma vez realizada a descrição de fácies nos testemunhos utilizando a técnica de *crossplot*, ajustou-se os perfis geofísicos do ponto de vista litológico. Os resultados são apresentados na Tabela 3.

Tabela 3: *Tabela de propriedades geofísicas da Fm. Punta de las Bardas obtidas pela correlação entre dados de testemunhos e perfilagem de poços.*

	Basalto	Andesita	Vulcanoclásticos
Densidade (g/cc)	2.64 – 2.9	2.6 – 2.85	2.7
Neutrão	25 – 18	25 – 15	–
K (%)	1 – 2.5	2.7 – 3.7	–
Th (ppm)	1 – 3	1 – 4	–
U (ppm)	0 – 2	0 – 2	–
GR (°API)	20 – 45	60 – 80	60 – 80
M	0.7 – 0.8	0.75 – 0.85	0.85 – 1.00
N	0.45 – 0.50	0.50 – 0.55	0.55 – 0.65
Σ	19	24	–
DTC (μs/ft)	60	58	–
DTs (μs/ft)	110 – 140	110 – 140	140 – 160
DTst (μs/ft)	210 – 250	210 – 250	230 – 260

Fonte: JÁUREGUI *et al.* (1999).

A partir destas informações foi possível determinar a existência de uma tendência no sentido vertical que se manifestou principalmente pela quantidade de potássio (Figuras 42 b-d). No entanto, não foi possível observar este comportamento nos perfis de densidade e neutrão.

Do ponto de vista textural e referindo-se aos diferentes graus de alteração e retrabalhamento destes depósitos os melhores indicadores são o perfil acústico e o de resistividade. Com relação à utilização de *crossplot* o gráfico M-N é um dos que mais claramente marcam as diferenças texturais (Figura 42 c).

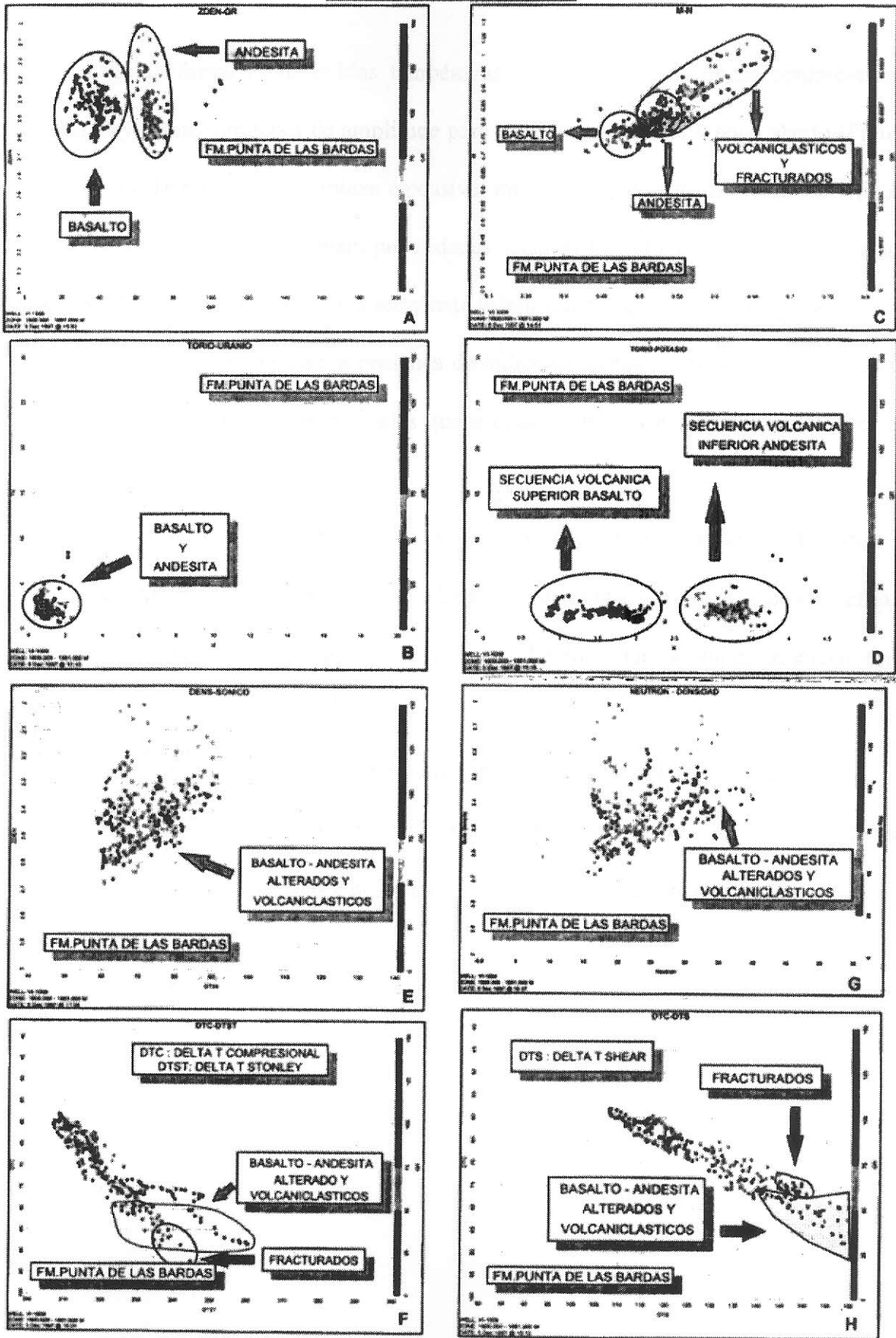


Figura 42: Crossplots da Fm. Punta de las Bardas obtidos a partir de dados de perfilação geofísica de poço e utilizados para discriminação de texturas e composições das sequências presentes. Fonte: JÁUREGUI et al. (1999).



Em seguida foram estabelecidas também as relações entre as ondas compressional, *shear*, *stoneley* e suas variações de amplitude para as diferentes fácies a poço aberto (Figuras 42 f-h e 43 a-b). Dentro deste complexo é possível interpretar que os níveis vulcanoclásticos e parte das rochas alteradas apresentam porosidades secundárias provocadas pela dissolução e fraturas que afetam majoritariamente a sequência inferior, o que coincide com os antecedentes de ensaios de pressão que indicam a presença de hidrocarbonetos confinados em um sistema de dupla porosidade, com permeabilidades que oscilam entre 0.4 e 2 md e porosidades por volta de 14%.

Em geral, podemos estabelecer do ponto de vista textural que os valores de tempo de trânsito entre  $80\mu\text{s}/\text{ft}$  e  $110\mu\text{s}/\text{ft}$  em zonas de baixa resistividade (3-5 ohms) e pouca deflexão do potencial espontâneo, estão vinculados a zonas alteradas que possuem potencial como reservatório.

Com respeito às zonas com valores inferiores de resistividade a 3.5 ohms com muito baixa deflexão do potencial espontâneo e tempo de trânsito superior a  $110\mu\text{s}/\text{ft}$ , são consideradas como muito alteradas e de pouco potencial como reservatório.

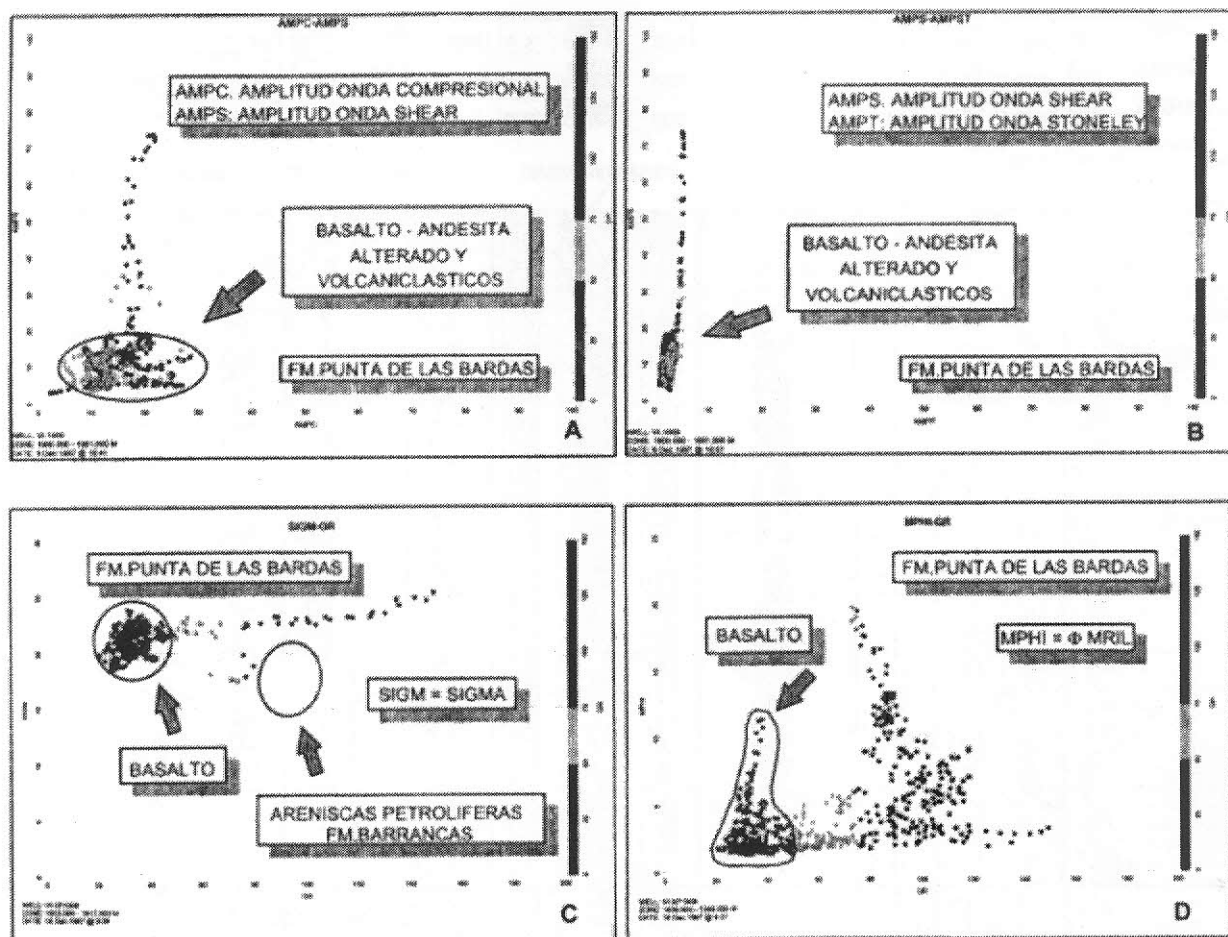


Figura 43: Outros crossplots da Fm. Punta de las Bardas obtidos a partir de dados de perfilagem geofísica de poço com a mesma função descrita na legenda da figura anterior. Fonte: JÁUREGUI et al. (1999).

O resto das rochas vulcânicas frescas só pode dar aporte de fluidos em função do grau de fraturamento e de comunicação entre estas. Para identificar as zonas de fratura utilizaram-se as diferentes relações entre as ondas acústicas e foi determinado que a resposta da onda *shear* contra a compressional é um bom indicador das mesmas (Figuras 43 e 44), visto que as ondas compressoriais são menos afetadas que as *shear* pela presença de fraturas.

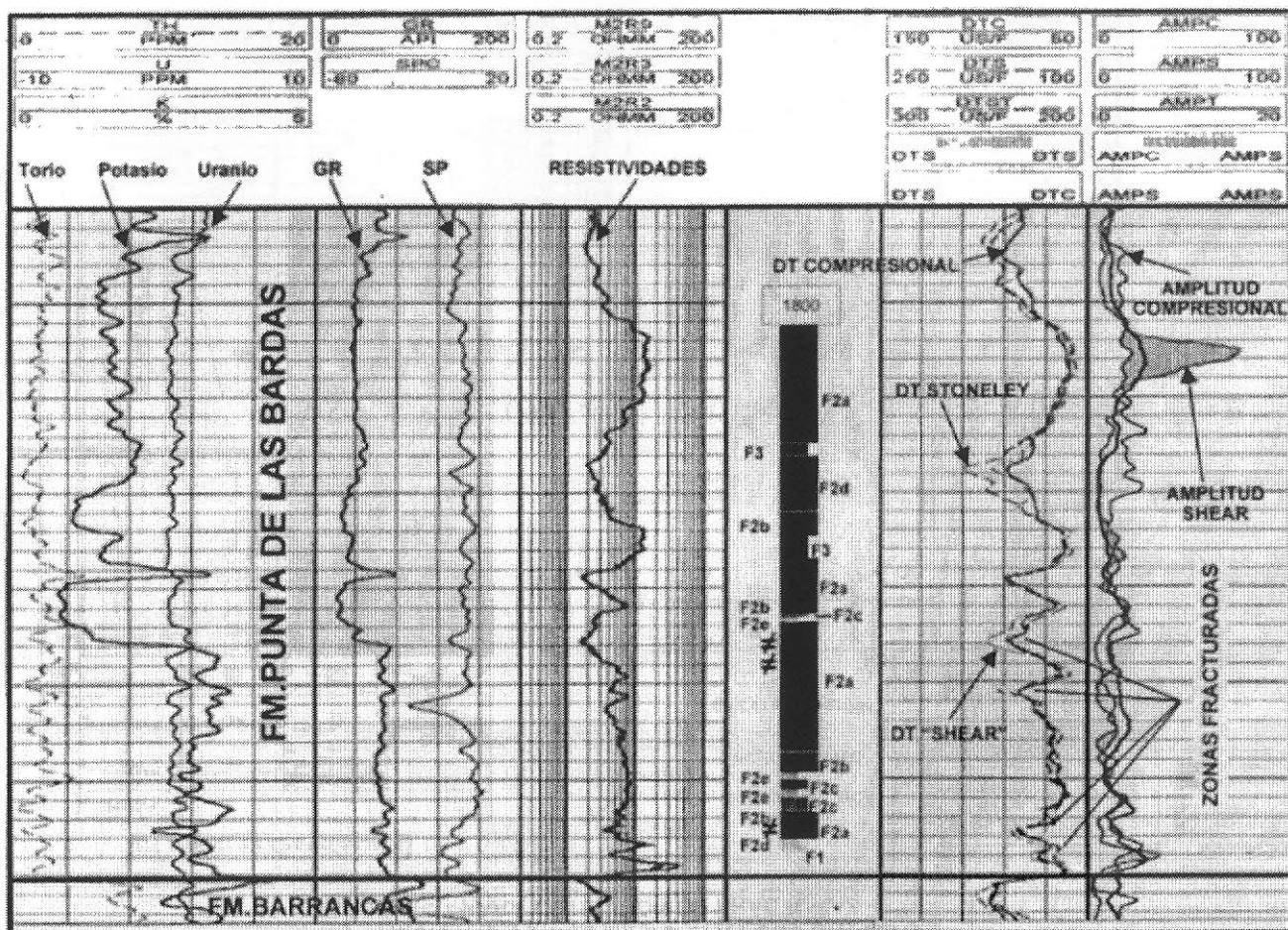


Figura 44: Combinação de perfis de poço e descrição de testemunhos. Aumento na concentração de Urânio é um indicativo de circulação de água (fraturas). Outro fator que corrobora com a presença de fraturas são as diferenças de comportamento entre ondas S e P, que reagem de forma diferente a presença de fraturas. Fonte: JÁUREGUI et al. (1999).

Utilizando a técnica de ressonância magnética (Figura 45) foi possível diferenciar intervalos com porosidade efetiva relacionada a níveis vulcânicos alterados e zonas de fraturas onde se observam variações na forma de onda. Com este registro foram estimados valores de tempo de trânsito e densidade da matriz, que são diferentes dos obtidos por meio de crossplot se considerarmos as porosidades convencionais, cujas respostas, devem ser estudadas com mais detalhes.

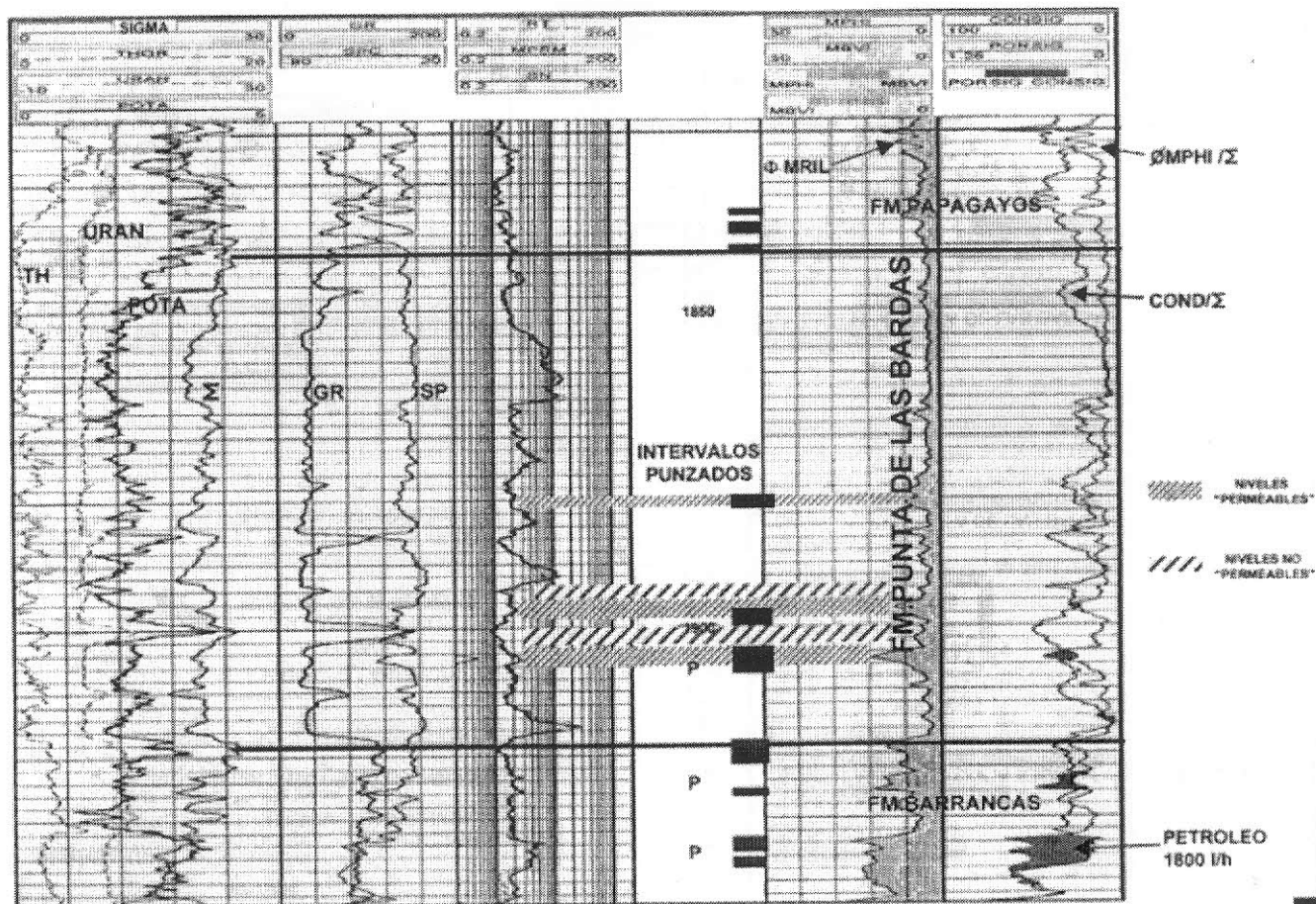


Figura 45: Combinação de perfis de poços abertos e revestidos. A superposição das curvas de porosidade e condutividade divididas pelo tempo de decaimento térmico fornece um indicador da presença de hidrocarbonetos quando a primeira curva apresenta valores maiores que a segunda. Este comportamento pode ser observado em pequenos intervalos dentro da região identificada como de rochas vulcânicas fraturadas. Fonte: JÁUREGUI et al. (1999).

Por ser uma jazida madura, nos poços existentes a maioria dos níveis de interesse se encontram revestidos e portanto é de grande interesse avaliar uma técnica que permita detectar estes reservatórios fraturados ou alterados através do revestimento.

No caso de poços revestidos foi utilizado o sônico dipolar para minimizar o efeito do cimento e, comparando estes registros com os obtidos a poço aberto, observa-se um bom ajuste entre as diferentes curvas. Depois deste controle de qualidade foi possível determinar que a relação *shear* versus compressional obtida a poço revestido permite distinguir zonas de fraturas que coincidem com o observado em testemunhos (Figuras 44 e 46).

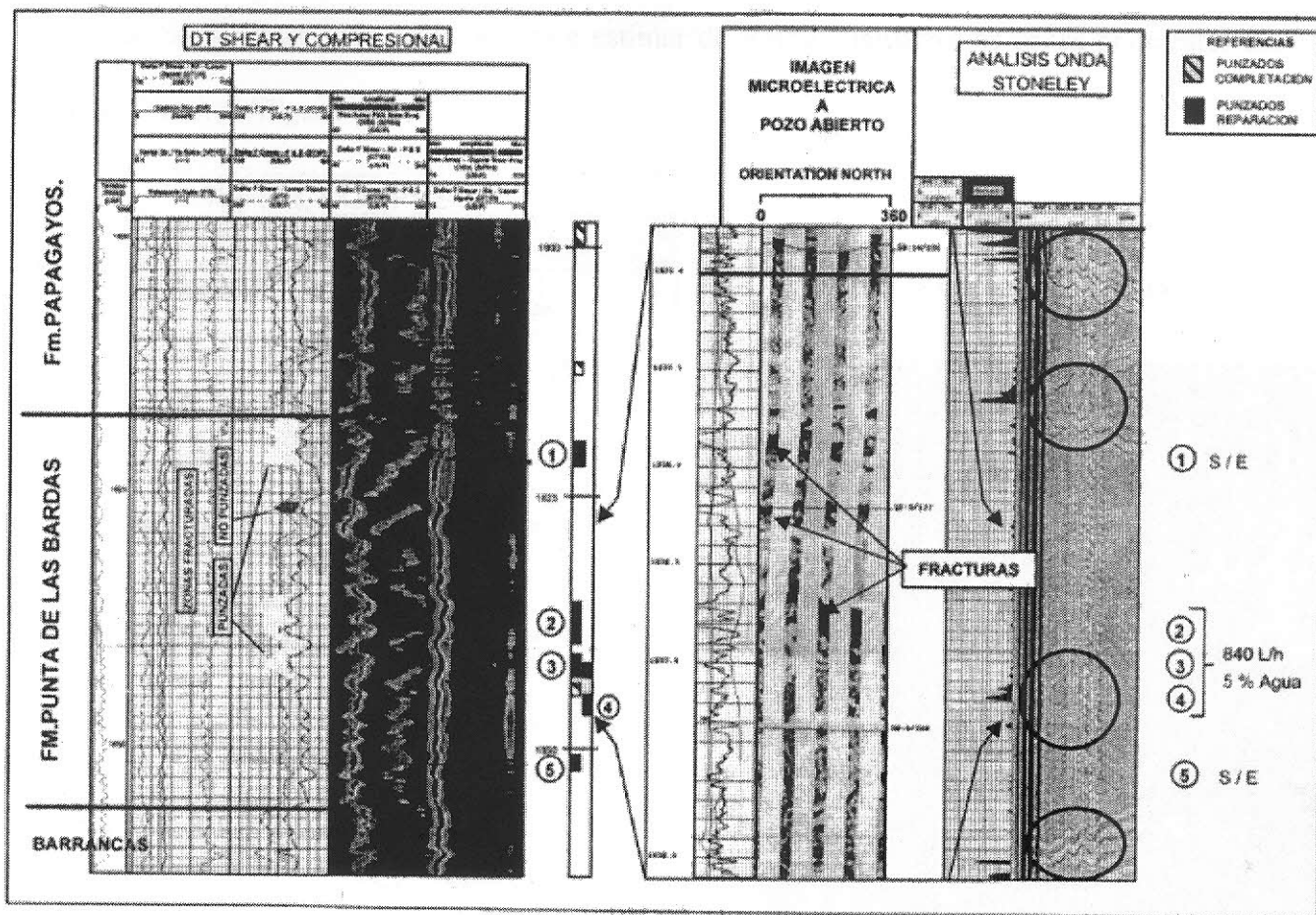


Figura 46: Perfil sônico dipolar em poço revestido utilizado para detecção de fraturas. Este perfil é utilizado para minimizar os efeitos do cimento utilizado no revestimento do poço e seu resultado concorda com aquele obtido pelo anteriormente. Fonte: JÁUREGUI et al. (1999).

Outra maneira de detectar zonas fraturadas é apresentando a forma da onda completa com densidade variável onde o efeito *chevron* pode ser observado na zona fraturada (região circulada em vermelho na Figura 47).

Com relação às ondas stoneley nas zonas fraturadas, assumiu-se que estas foram atenuadas pelo fluido contido dentro das mesmas e, para esta análise, consideraram-se tanto as ondas diretas quanto as refletidas ascendentes e descendentes. Esta informação adquirida não permitiu identificar as zonas fraturadas visto que a onda que viaja pelo revestimento se sobrepõe à stoneley, o que se soma ao efeito provocado pelos intervalos canhoneados. Esta técnica pode ser considerada uma maneira alternativa de determinar a exatidão da

profundidade intervalos canhoneados e estimar de forma qualitativa as zonas onde estes são mais efetivos (Figura 46).

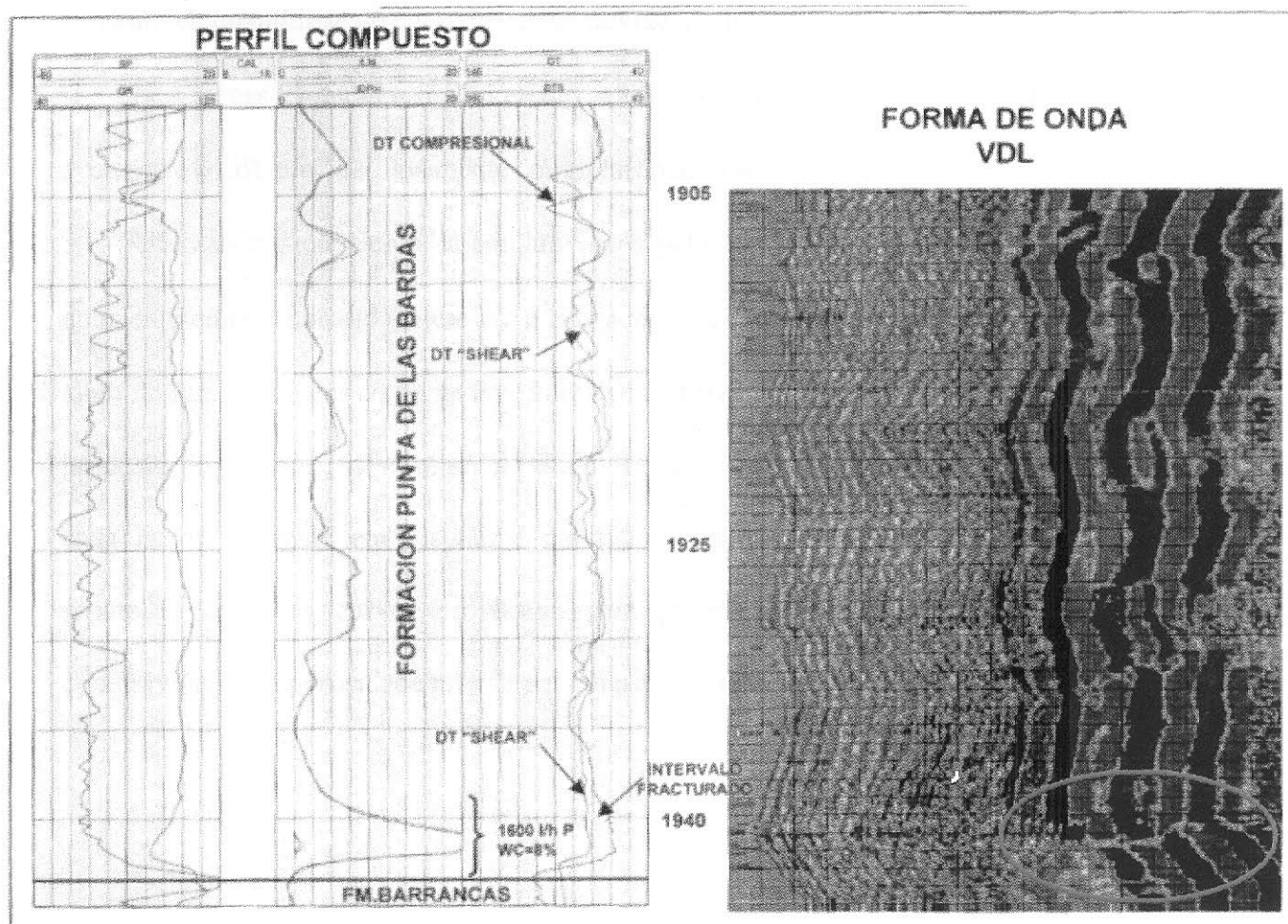


Figura 47: Respostas de tempo de trânsito em intervalos fraturados. Na região circulada em vermelho destaca-se o efeito chevron, dado pela descontinuidade da onda. Este efeito concorda com a alta resistividade e as variações no perfil sônico para identificação de fraturas. Fonte: JÁUREGUI et al. (1999).

Para a detecção de fraturas foi utilizado o perfil de raios gama (GR), baseando-se no aumento da concentração de urânio pela circulação de águas ao longo destas. No presente caso foram combinados este registro com o tempo de decaimento térmico que responde principalmente a mudanças de porosidade total e salinidade.

As respostas destes registros podem ser observadas nas Figuras 43 e 45, sendo possível chegar a duas conclusões:

Nas zonas argilosas ambas as curvas apresentam um aumento do GR por cima do tempo de decaimento térmico ( $\Sigma$ ), que pode ser atribuído ao conteúdo de urânio e potássio. Este aumento da quantidade de potássio ocorre devido ao tipo de argila presente.

Nas zonas fraturadas ou alteradas que apresentam porosidade observa-se que o  $\Sigma$  decresce e o GR aumenta levemente com relação às zonas adjacentes.

Utilizando o quociente da condutividade pelo  $\Sigma$  e superpondo esta curva obtida com o quociente entre a porosidade efetiva e o  $\Sigma$  pode-se comprovar a presença de hidrocarbonetos tanto na Fm. Barrancas como na Fm. Punta de Las Bardas (Figura 45). Este tipo de tratamento proposto por HEAD (1994 *apud* JÁUREGUI *et al.*, 1999, p.480), que deve ser ajustado para cada jazida, consiste em visualizar em uma forma simples, numa escala compatível, a separação entre as curvas provocada pela presença de hidrocarbonetos, ao dividir a condutividade e a porosidade efetiva pelo mesmo denominador.

## 5 CONCLUSÕES

A bacia de Cuyo, que é a segunda mais explorada na Argentina, é uma região com muitos poços e portanto já bem conhecida do ponto de vista do sistema petrolífero. A formação estudada no trabalho apresentado neste estudo de caso localiza-se na sub-bacia de Vizcacheras, que apresenta reservatórios de hidrocarbonetos maduros e a busca por novas acumulações vem se tornando uma etapa fundamental para melhor aproveitar o potencial da região.

Dentro desta nova perspectiva de atuação na bacia, a Formação Punta de las Bardas chamou a atenção após uma análise mais cuidadosa do que aquelas até então realizadas. Esta formação, que está associada a uma atividade vulcânica devido a distensão da bacia durante o Cretáceo, composta portanto basicamente por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, despertou o interesse das empresas de petróleo devido a possibilidade de acumulação de hidrocarbonetos em fraturas e regiões de rochas alteradas. Embora este tipo de formação tenha um grande grau de complexidade composicional e estrutural, dificultando muito a pesquisa por regiões favoráveis a formação de reservatórios, nos últimos anos o mercado de hidrocarbonetos forneceu aporte suficiente para que as empresas pudessem assumir os riscos da pesquisa nestas áreas.

Apesar de todo o trabalho desenvolvido nesta bacia a bibliografia disponível para consulta é muito escassa. O motivo para tal dificuldade se deve ao fato de a grande maioria das pesquisas realizadas nesta bacia serem de propriedade das empresas envolvidas na exploração de petróleo, sendo considerados dados estratégicos e portanto de acesso restrito. Dessa forma, embora não tenhamos enfrentado dificuldades para conseguir material para descrever a geologia, não é possível afirmar o mesmo quanto a encontrar trabalhos



envolvendo perfilação geofísica de poços publicados (acesso livre). No entanto, apesar dessa dificuldade foi possível encontrar alguns trabalhos, dos quais o mais completo foi estudado e apresentado nesta monografia.

## Referências Bibliográficas

- ÁVILA, J.N.; CHEMALE, F. Jr.; MALLMANN, G; KAWASHITA, K.; ARMSTRONG, R.A. Combined stratigraphic and isotopic studies of Triassic strata, Cuyo Basin, Argentine Precordillera. **Geological Society of America**, v.118; n.9/10; p. 1088-1098, 2006.
- BALLY, A.W. Tectogenese et sismique réflexion. **Société Géologique de France**, Bulletin 7, p.279-285, 1984.
- CHEBLI, G.A.; LABAYÉN, I.L.; LAFFITE, G.A.; ROSSO, M.L. Materia Orgánica, Ambiente Depositional y Evaluación Oleogenética de la Cuenca Cuyana. In: NUEVO CONGRESSO GEOLÓGICO ARGENTINO, Actas VII, 1984, **Resumos...** p. 68-85, 1984.
- CHEBLI, G.A.; PLOSZIEWICZ, J.V.; AZPIROZ, G.M. El sistema Triásico y los hidrocarburos, in ARTABE, A.E., *et al.* (eds.), El sistema Triásico en la Argentina. **La Plata, Fundación Museo de "Francisco Pascasio Moreno"**, p.283-315, 2001.
- CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. Tectonic Evolution of South América. **Revista geológica de Chile**, dic. 2000, vol.27, no.2, p.255-455. ISSN 0716-0208.
- CRIADO ROQUÉ, P.; ROLLERI, E.; DE FERRARIS, C.; SIMONATO, I.; SUERO, A.; SUERO, T. Cuencas Sedimentarias de la Argentina. **Boletín de Informacion Petroleras, Yacimientos Petrolíferos Fiscales**, v.320, p.62-95, 1960.
- DALZIEL, I.W.D.; DE WIT, M.F.; PALMER, K.F. Fossil marginal basin in the southern Andes. **Nature**, n.250, p.291-294, 1974.
- DELLAPÉ, D.; HEGEDUS, A. Structural inversion and oil occurrence in the Cuyo basin of Argentina. In: TANKARD, A.J.; SUÁREZ SORUCO, R.; WELSINK, H.J. **Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62**, p.359-367, 1995.
- FIGUEROA, D.E.; CHEBLI, G.A. Migración y entrapamiento de Hidrocarburos en la Cuenca Cuyana. In: X CONGRESSO GEOLÓGICO ARGENTINO, 1987, Argentina, ata II. **Anais...**, p. 285-288, 1987.
- FITZGERALD, M.G.; MITCHUM, R.M. Jr; ULIANA, M.A.; BIDDLE, K.T. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. **American Association of Petroleum**, Bulletin 74, p.879-920, 1990.
- FRANZESE, J.R.; SPALLETTI, L.A. Late Triassic–Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. **Journal of South American Earth Sciences**, n.14, p.257-270, 2001.

FRANZESE, J.; SPALLETTI, L.; PÉREZ, I.G.; MACDONALD, D. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°–54°S). **Journal of South American Earth Sciences**, n.16, p.81-90, 2003.

GIBBS, A. Balancing geoseismic cross-sections. **Canadian Society Petroleum Geology, Short Course**, p.1-88, 1988.

JÁUREGUI, J.M.; FIGLUOLO, S.; ECHEVARRIA, C.; IRUSTTA, M.; REGAZONI, C.; AGUIRRE, C. Evaluación de Rocas Volcánicas y Volcaniclasticas como Potenciales Reservorios en la Cuenca Cuyana (Fm. Punta de las Bardas). In: IV CONGRESO DE EXPLORACIÓN Y DESARROLLO DE HIDROCARBUROS, 1999, Mar del Plata, **Resumos...** Mar del Plata, p. 477-495, 1999.

JESUS, C. L. C. **Determinação da condutividade térmica de rochas sedimentares a partir de perfilagem elétrica de poços**. 2004. 45p. Dissertação (Mestrado em Ciências em Geofísica) – Programa de Pós-graduação em Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

JONES, D.; KOKOGIAN, D.; BARZOLA, G.; ORTIZ, A. Sistemas Petroleros de la Cuenca Cuyana. In: IV CONGRESO DE EXPLORACIÓN Y DESARROLLO DE HIDROCARBUROS, 1999, Mar del Plata, **Resumos...** Mar del Plata, p. 127-143, 1999.

JORDAN, T.; ORTIZ, A. Tiempo de Generación de Petróleo en Mendoza Norte. In: DÉCIMO CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, Actas II, 1987, **Resumos...** p. 271-276, 1987.

KOKOGIAN, D.A. Estratigrafía Secuencial en Cuencas Continentales-Cuenca Cuyana. In: IV SIMPOSIO BOLIVARIANO, 1991, Argentina, volume I. **Resumos...**, 1991.

KOKOGIAN, D.A.; BOGETTI, D.; REBAY, G. Cuenca Cuyana, el análisis estratigráfico secuencial em la identificación de entrampamientos estratigráficos sutiles. In: I CONGRESO NAC. DE EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, 1989, Argentina, volume 2. **Resumos...**, p.649-675, 1989.

KOKOGIAN, D.A.; FERNÁNDEZ-SEVESO, F.; MOSQUERA, A. Las secuencias sedimentarias triasicas. In: GEOLOGIA Y RECURSOS NATURALES DE MENDOZA, Buenos Aires, 1993. **Anais...** Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina/Instituto Argentino de Petróleo, p.65-78, 1993.

KOKOGIAN, D.A.; MANCILLA, O. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuayana. In: X CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 1987. **Anais...** Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica n.6, p.169-201, 1987.

KOKOGIAN, D.A., SPALLETTI, L.A., MOREL, E.M., ARTABE, A.E., MARTÍNEZ, R.N., ALCOBER, O.A., MILANA, J.P., ZAVATTIERI, A.M., 2001. Estratigrafía del Triásico Argentino. In: ARTABE, A.E., MOREL, R.N., ZAMUNER, O.A. (eds.), El Sistema Triásico en la Argentina. **Fundación Museo de La Plata Francisco Pascasio Moreno**, La Plata, p.23-54, 2001.

LEGARRETA, L.; GULISANO, C.A.; ULIANA, M.A. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. *Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. In: XII CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO Y II CONGRESO DE EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, 1993, Mendoza. **Resumos...** Mendonza, v.1, n.9, p.87-114, 1993.

GOFF, J. A. **Stratigraphic and Geoacoustic Characterization of the Outer New Jersey Shelf**. Disponível em: <[http://www.ig.utexas.edu/research/projects/SWA/SWA\\_2005.htm](http://www.ig.utexas.edu/research/projects/SWA/SWA_2005.htm)>. Acesso em: 16.julho.2008.

LIMA, F. M. **Análise estratigráfica dos reservatórios turbidíticos do campo de namorado**. 2004. 64p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

LIMA, K. T. P. **Utilização de métodos sísmicos, perfilagem e testemunhos de poços para caracterização dos turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada (BA)**. 2005. 172p. Tese (Doutorado em Engenharia de Reservatório e de Exploração) – Centro de Ciência e Tecnologia, Universidade Estadual do Norte Fluminense, Macaé.

MACDONALD, D.; GÓMEZ-PÉREZ, I.; FRANZESE, J.; SPALLETTI, L.; LAWVER, L.; GAHAGAN, L.; DALZIEL, I.; THOMAS, C.; TREWIN, N.; HOLE, M. Mesozoic break-up of SW Gondwana: Implications for South Atlantic regional hydrocarbon potential. **Marine and Petroleum Geology**, in press, 2003.

MEIRA, M. G. C. **Perfilagem elétrica de poço através de camadas heterogêneas**. 2006. 102p. Dissertação (Mestrado em Ciências em Geofísica) – Programa de Pós-graduação em Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

MIALL, A.D. **The geology of fluvial deposits: Sedimentary Facies, basin analysis, and petroleum geology**. Berlin: Springer-Verlag, 582p., 1996.

MPODOZIS, C.; KAY, S.M. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28°–31°S). **Revista Geologica de Chile**, v.17, p.153–180, 1990.

PADULA, E. **Las Cuencas sedimentarias petrolíferas argentinas. Sus resultados: Serie G, 1**. Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Ingeniería de Petróleos, Mendoza, Serie 6 (1), p.1-39, 1972.

PALMA, C. M. **Detalhamento elétrico de uma pluma de contaminação no bloco aquífero Caraíba usando eletrodos enterrados**. 2004. 48p. Dissertação (Mestrado em Ciências em Geofísica) – Programa de Pós-graduação em Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

POMBO, R. Areas en licitación Cuenca Cuyana. **En Petróleo y Gas en Argentina**, Buenos Aires, v.I, p.151–163, 1986.

RAMOS, V.A. Estratigrafía de los lagos Fontana y La Plata. **1º Congreso Geológico Chileno Actas 1(A)**, p.43-64, 1976.

RAMOS, V.A. **Field guide to geology of the Central Andes (31 – 33 SL)**. Central Andes Field Seminar notes. Buenos Aires: Universidad de Buenos Aires, 1990.

RAMOS, V.A. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. **Boletín de Informaciones Petroleras**, v.9, n.31, p.2-9, 1992.

RAMOS, V.A. Evolución tectónica de la Argentina. **Servicio Geológico Minero Argentino**, Anales 29, p.715-785, 1999.

RAMOS, V.A.; KAY, S.M. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, central Argentina, *in* HARMON, R.S.; RAPELA, C.W. Andean magmatism and its tectonic setting. **Geological Society of America Special Paper**. v.265, p.79-91, 1991a.

RAMOS, V.A.; KAY, S.M. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. **Geological Society of America**, Special Paper 265, p.79-91, 1991b.

RAPELA, C.W.; DIAS, G.; FRANZESE, J.; ALONSO, G.; BENVENUTO, A., 1991. El Batolito de la Patagonia Central: Evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. **Revista Geológica de Chile**, n.18, p.121-138, 1991.

RAPELA, C.W.; PANKHURST, R.J. The granites of northern Patagonia and the Gastre fault system in relation to the break-up of Gondwana. **Geological Society of London**, Special Publication 68, p.209-220, 1992.

ROSA, E. S. **Avaliação hidrogeológica do aquífero São Sebastião na folha de Olindina utilizando geofísica de poço e superfície**. 2004. 111p. Dissertação (Mestrado em Ciências em Geofísica) – Programa de Pós-graduação em Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

ROSSO, M.I.; LABAYÉN, I.; LAFFITE, G.; ARQUIJO, M. La Generación de Hidrocarburos en la Cuenca Cuyana. In: DÉCIMO CONGRESSO GEOLÓGICO ARGENTINO, Actas II, 1987, **Resumos...** p. 267-270, 1987.

SILVA, J. C. Notas de aula da disciplina Métodos Potenciais. In: Curso de Especialização em Geofísica do Petróleo, UFRJ/PETROBRAS-CIGEF, Rio de Janeiro, p. 1-94, 2007.

SINNER, Joseph R. **The determination of a volumetric mixing law for use with the neutron porosity logging tool**. 1986 64p. Dissertação (Master in Science) – Department of Petroleum Engineering, Stanford University, Stanford.

SPALLETTI, L.A. Evolución de las cuencas sedimentarias, *in* ARTABE, A.E. *et al.* (eds.) El sistema Triásico em la Argentina: La Plata. **Fundación Museo de “Francisco Pascasio Moreno”**, p. 81-101, 2001.

SPALLETTI, L.A.; ARTABE, A., MOREL, E.; BREA, M. Biozonacion paleoflorística y cronoestratigrafía del Triásico Argentino. **Ameghiniana**, v.36, p.419-451, 1999.

SPALLETTI, L.A.; FRANZESE, J.R. Mesozoic palaeogeography of southern South America. In: THIRD INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ANDEAN GEODYNAMICS, 1996, Paris, **Anais...** Paris, p.497-500, 1996.

TANKARD, A.J.; SUÁREZ SORUCO, R.; WELSINK, H.J. **Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62**. The American Association of Petroleum Geologists, 1995.

TELFORD, W.M. *et al.* **Applied Geophysics**. 2.ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 654p.

ULIANA, M.A.; ARTEAGA, M.E.; LEGARRETA, L.; CERDÁN, J. J.; PERONI, G. O. Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina, *in* BUCHANAM, J. G.; BUCHANAM, P. (eds.) Basin inversion. **Geological Society [London] Special Publication**, v.88, p.211-233, 1995.

USHIROBIRA, C. A. **Construção de modelo de porosidade de reservatório com dados reais através de inferência bayesiana**. 2004. 80p. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Reservatório) – Centro de Ciência e Tecnologia, Universidade Estadual do Norte Fluminense, Macaé.

VIDAL, A. C.; SANCEVERO, S. S.; REMACRE, A. Z.; COSTANZO, C. P. Modelagem geoestatística 3D da impedância acústica para a caracterização do campo de Namorado. **Rev. Bras. Geof.**, v.25, no.3, p.261, 2007.

WESTPHAL, H.; SURHOLT, I.; KIESL, C.; THERN, H. F.; KRUSPE, T. NMR measurements in carbonate rocks: problems and an approach to a solution. **Pure appl. geophys.**, v.162, p.549-570, 2005.

WILLIAMS, G.D.; POWELL, C.M.; COOPER, M.A. Geometry and kinematics of inversion tectonics, *in* COOPER, M.A.; WILLIAMS, G.D., Inversion tectonics. **Geological Society Special Publication**. n.44, p.3-15, 1989.

ZERFASS, H.; CHEMALE, F. Jr.; SCHULTZ, C.L.; LAVINA, E.L. Tectonics and sedimentation in southern South America during Triassic. **Sedimentary Geology**, v.166, p.265-292, 2004.