

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**VARIABILIDADE ESPACIAL NO SISTEMA  
AQÜÍFERO GUARANI:  
CONTROLES ESTRATIGRÁFICOS E ESTRUTURAIS**

**ANA PAULA SOARES**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Michael Holz

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini – Instituto de Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS / RS

Prof. Dr. Henrique Zerfass – Serviço Geológico do Brasil – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais do Brasil – CPRM-RS

Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2008

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço ao CNPq a concessão da bolsa de doutorado e, principalmente, por contemplar o grupo de pesquisa com a aprovação do Projeto SAG, Processo 504852/2004-3, tornando possível a execução deste trabalho.

Agradeço à Universidade Federal do Rio Grande do Sul, que desde o mestrado tem me proporcionado ótimas condições de trabalho disponibilizando salas, veículos, materiais, infra-estrutura e pessoal, com logística impecável, além do mais importante, que é o pessoal; todos de muita competência e disposição. Dentre estes, agradeço especialmente ao pessoal da secretaria da Pós-Graduação e do Anexo da Área de Concentração de Estratigrafia, todos muito atenciosos, que várias vezes resolveram problemas e deixaram tudo certinho para que o nosso trabalho pudesse seguir em frente.

Agradeço às pessoas que trabalharam diretamente no trabalho, ensinaram o “be-a-bá” da estratigrafia e muito contribuíram para as formulações das idéias; discutiram, acompanharam e participaram dos trabalhos de campo. São os professores e colegas de curso, especialmente o Claiton e o Kaio que, apesar de idéias divergentes, sempre proporcionaram ótimas discussões; aos novos e velhos colegas do GEAp: Alan, Naoki, Junia, Paula, Juliano, Tiago e Ju, e à minha amiga e colega Leila, por me acompanhar ao campo, discutir geologia e ajudar nas correções dos artigos.

Agradeço em especial, ao meu orientador oficial, o Michael, por me acolher, acompanhar, apoiar, acreditando em meu trabalho desde o início. Agradeço também a ele os “puxões de orelha” e por diversas vezes me trazido de volta para a realidade naqueles momentos em que eu “viajava” acreditando que seria possível fazer “mundos e fundos”!

Agradeço muito, muito, muito a toda minha família, em especial à minha mãe, por me apoiar naquelas horas em que a gente acha que não dá mais ou que não agüenta mais, além de tratar a gente muito bem com os benditos cafezinhos! Agora, a parte geológica da família, que foram essenciais e que, incondicionalmente, participam do trabalho de todas as maneiras possíveis! Me ensinaram muita coisa, participaram nos trabalhos de campo, em congressos, na construção e na revisão dos projetos, trabalhos intermediários e trabalhos finais! Fica aqui registrado o meu infinito, especialíssimo agradecimento ao meu pai, Paulo Soares, e ao meu marido, Daniel Bettú, que além de

participar geologicamente nisso tudo, ainda me ajudaram muito psicologicamente!

Ainda não acabou a família geológica... Deixo aqui meu agradecimento aos meus cunhados, Fabi e Rafa, e ao meu irmão Gu (esse não é geólogo, mas quem sabe...), que ajudaram muito nos “finalmentes” dos trabalhos!

Agora, aos meus amigos mais recentes, colegas da Petrobras, deixo meu agradecimento pela força e pela oportunidade dada e por me proporcionarem o tempo necessário ao término desta tese.

Por fim, agradeço a todos que, de uma maneira ou de outra, participaram desta longa jornada que se chama doutorado! Obrigada!

## RESUMO

A funcionalidade de um sistema aquífero é dependente dos atributos do reservatório, em especial as suas heterogeneidades, associadas às propriedades intrínsecas da rocha e descontinuidades relacionadas à compartimentação estrutural. O presente estudo teve como objetivo principal identificar e mapear a organização espacial dos componentes estratigráficos e compartimentos estruturais do Sistema Aquífero Guarani, localizado na bacia do Paraná, a fim de verificar os efeitos na sua distribuição na organização e funcionalidade. Foram observadas as variações na salinidade, as zonas de recarga e de descarga, visando contribuir para os estudos que estabelecem prioridades de uso, mapeamento, monitoramento e redução das atividades potencialmente contaminantes.

A extensa seção siliciclástica do aquífero foi formada por sistemas deposicionais eólicos e fluviais, de idade triássica e jurássica, englobados principalmente pelas formações Pirambóia e Botucatu (Brasil), Misiones (Paraguai e Argentina) e Taquarembó (Uruguai). Levantamentos de seções estratigráficas ao longo da faixa de afloramentos e análise e interpretação de perfis geofísicos de poços para petróleo na bacia permitiram compor um novo quadro estratigráfico para o sistema aquífero.

A compartimentação estrutural do aquífero foi definida a partir da integração de mapas morfoestruturais previamente publicados, traçados por interpretação de imagens de radar, satelitárias, modelos digitais de elevação e mapas regionais aeromagnetométricos e gravimétricos. Um novo mapa de lineamentos estruturais, interpretado a partir de um modelo digital de terreno, teve a precisão avaliada por comparação com mapas prévios gerados por diferentes autores e métodos.

A sucessão sedimentar que compõe o aquífero é objeto de diferentes correlações e classificações estratigráficas, com implicações na organização das unidades hidroestratigráficas. Caracteriza-se por associações de fácies cujos elementos arquiteturais e geometria permitem subdividi-lo em unidades de fluxo. Três unidades de fluxo principais foram reconhecidas, identificadas e denominadas conforme a fácies genética: duna (DU), interdunas (ID) e canais (CH). Secundariamente, duas outras unidades: crevasse (CR), lacustre e planície de inundação (FF) também foram identificadas. Estas unidades apresentam diferentes condutividade hidráulica e desempenham, conseqüentemente,

papéis diferentes no funcionamento do aquífero. Para as unidades de fluxo foi possível estimar a condutividade hidráulica média com base na seleção e tamanho médio dos grãos e na argilosidade dos sedimentos.

Em termos de litoestratigrafia, o SAG é composto pelas formações Santa Maria, de ocorrência restrita ao Rio Grande do Sul, espacialmente sotoposta e justaposta às formações flúvio-eólicas Guará (No oeste do Rio Grande do sul) e Pirambóia (leste do Rio Grande do Sul, e toda a parte central e norte da Bacia do Paraná). Todas estão extensamente superpostas, ora discordantemente, ora transicionalmente, pela Formação Botucatu, caracterizada por depósitos dunares de desertos super-áridos. Tal fácies apresenta grande homogeneidade, boa porosidade e permeabilidade efetiva, caracterizando-se como a mais importante unidade hidroestratigráfica.

Na interpolação dos contornos estruturais e espessuras das rochas do aquífero, os lineamentos reconhecidos revelaram grandes blocos tectônicos que restringem o fluxo e a formação de células hidrogeológicas. A anisotropia sedimentar e a compartimentação estrutural foram consideradas na avaliação das unidades de fluxo e do sistema e no cálculo do fluxo potencial dinâmico. Mapas de fluxo potencial e de direção de fluxo permitem visualizar a forte influência estrutural nas áreas preferenciais de recarga e descarga e os controles das entradas e saídas do sistema. A distribuição espacial das unidades mostra o zoneamento dos valores de condutividade hidráulica, com efeito direto na qualidade e na condutividade do fluxo da água dentro do aquífero regional.

Como resultado, conclui-se que apesar de se constituir um reservatório idealmente contínuo, a compartimentação e diferenciação interna do Sistema Aquífero Guarani apontam para uma complexidade que parece ultrapassar a concepção de um sistema único.

Palavras-chaves: Aquífero Guarani, Bacia do Paraná, hidroestratigrafia, unidades de fluxo, compartimentação estrutural, condutividade hidráulica, fluxo potencial dinâmico.

## ABSTRACT

The functionality of an aquifer system depends on attributes of the reservoir, specially those heterogeneities associated to intrinsic properties of the rock and to structural compartmentation discontinuities. The main objective of the study was to identify and to map the stratigraphic components and structural compartments of the Guarani Aquifer System, located in the Paraná Basin, to verify the effect of their distribution on the aquifer organization and functionality. Variations in the salinity, the discharge and recharge zones were also studied as a contribution to the studies that aim to establish priorities in the use, mapping, monitoring and in the reduction of potentially contaminant activities.

The extensive siliciclastic section, with a maximum thickness of 600 m, was formed by aeolian and fluvial depositional systems of Triassic and Jurassic age and referred to mainly as the Pirambóia and Botucatu (Brazil), Misiones (Paraguay and Argentina) and Taquarembó (Uruguay) formations. Survey of stratigraphic sections throughout the outcrop belt and analysis and interpretation of geophysical profiles of wells drilled for oil in the basin had allowed a new stratigraphic and structural picture of the water-bearing system to be drawn.

The structural compartmentation of the aquifer was defined based on the integration of morphostructural maps previously published, traced from interpretation of radar and satellite images, digital terrain models of rise and aeromagnetometric and gravimetric regional maps. A new map of structural lineaments, interpreted from a digital elevation model, had its precision and accuracy evaluated by comparing it to previous maps generated by different authors and methods.

The sedimentary succession that form the water-bearing unit is object of different correlations and stratigraphic classifications – with implications in the spatial configuration and regional connectivity of the hydrostratigraphic units. The succession is characterized by associations of facies whose architectural elements and geometry allow it to be subdivided in units of flow. Three main units of flow were recognized, identified and referred to as genetic facies: dune (DU), interdune (ID) and canals (CH). Secondarily, two other units: flooding plain crevasse (CR), lacustrine and (FF) were identified. These

units show different hydraulic conductivities and play, consequently, different roles in the functioning of the aquifer. For the units of flow, it was possible estimate the average hydraulic conductivity on the basis of the selection and average size of its grains and in the mud content of the sediments.

In lithostratigraphic terms, the Guarani Aquifer System is represented by the formations Santa Maria, restricted to Rio Grande do Sul state, below and spatially juxtaposed to the fluvial-aeolian formations Guará (in western Rio Grande do Sul) and Pirambóia (eastern Rio Grande do Sul, and all the central and north parts of the Paraná Basin). All units are extensively superposed, in some places unconformably, in other places transitionally, by the Botucatu Formation, which is characterized by dune deposits of super-arid deserts. Such facies present a great homogeneity, a good porosity and permeability, being the most important hydrostratigraphic unit.

In the interpolation of the structural contours and thicknesses of the rocks of the water-bearing unit, the recognized lineaments revealed large tectonic blocks that restrict the flow and the formation of hydrogeologic cells. The sedimentary anisotropy and the structural compartments have been considered in the evaluation of the units of flow and the system and in the calculation of the dynamic potential flow. The obtained potential flow and direction of flow maps allowed the strong structural influence in the preferential areas of recharge and discharge and the controls of the inputs and outputs of the system to be identified. The spatial distribution of the units shows a hydraulic conductivity zoning with direct effect in the quality and the regional conductivity.

As result, it can be concluded that although it consists of an ideally continuous reservoir, the compartmentation and the internal differentiation of the Guarani Aquifer System point to a complexity that seems to exceed the conception of a single system.

Keywords:

Guarani Aquifer, Paraná Basin, hydrostratigraphy, flow units, structural compartmentation, hydraulic conductivity, potential dynamic flow.

## SUMÁRIO

1	ESTRUTURA DA TESE.....	11
1.1	Introdução.....	11
1.2	Hipótese de Trabalho.....	14
1.3	Objetivos.....	14
1.4	Metodologia.....	15
1.5	Resultados.....	16
1.6	Referências Bibliográficas.....	19
2	ESTADO DA ARTE:	
	APLICAÇÃO DA ESTRATIGRAFIA NA HIDROGEOLOGIA.....	22
2.1	Introdução.....	22
2.2	Caracterização do problema.....	22
2.3	Objetivo.....	22
2.4	Origem e Circulação: Ciclo Hidrológico.....	23
2.5	Ambiente Hidrogeológico.....	23
2.6	Sedimentologia de Aquíferos.....	26
2.7	Sistema Hidrogeológico.....	27
2.8	Movimento das Águas Subterrâneas.....	29
2.9	Água Subterrânea em Rochas Sedimentares.....	32
2.10	Aquífero, Aquífero e Aquícluse.....	33
2.11	Propriedades Físicas dos Aquíferos.....	36
2.11.1	Porosidade.....	36
2.11.2	Permeabilidade.....	37
2.11.3	Condutividade Hidráulica.....	37
2.12	Predição da Hidrodinâmica.....	40
2.13	Aplicação da Estratigrafia de Sequências na Caracterização de Aquíferos e Reservatórios.....	43
2.14	Estilos de Heterogeneidade.....	46
2.15	Escalas de Heterogeneidade.....	47
2.16	Unidades de Fluxo.....	50
2.17	Sistemas Depositionais, Fácies Genéticas e Fluxo de Fluidos.....	51
2.18	Sistemas Eólicos.....	55
2.19	Sistema Fluvial.....	58
2.19.1	Elementos Arquiteturais.....	59
2.19.2	Geometria dos Corpos Arenosos de Canais Fluviais.....	59
2.19.3	Superfícies Limitrofes.....	59
2.19.4	Análise Sequencial de Sistemas Fluviais.....	61
2.20	Conclusões.....	64
2.21	Referências Bibliográficas.....	67
3	CORRELAÇÕES CONFLITANTES NO LIMITE PERMO-TRIÁSSICO NO SUL DA BACIA DO PARANÁ: O CONTATO ENTRE DUAS SUPERSEQUÊNCIAS E IMPLICAÇÕES NA CONFIGURAÇÃO ESPACIAL DO AQUIFERO GUARANI (Artigo submetido à revista <i>Pesquisas em Geociências – UFRGS em 2007</i> ).....	72
3.1	Resumo.....	72
3.2	Abstract.....	73
3.3	Introdução.....	74
3.4	Métodos da Análise Estratigráfica.....	75

3.5 Estratigrafia e Correlações Regionais.....	78
3.5.1 Formação Sanga do Cabral.....	78
3.5.2 Formação Santa Maria - Bloco Central.....	80
3.5.3 Formação Guar - Bloco Oeste.....	83
3.5.4 Formao Pirambóia - Bloco Leste.....	84
3.5.5 Formao Botucatu.....	87
3.6 Discussão dos Resultados.....	88
3.7 Conclusão.....	94
3.8 Referências Bibliográficas.....	96
<b>4 HETEROGENEIDADES HIDROESTRATIGRÁFICAS NO SISTEMA AQIFERO GUARANI</b>	
<i>(Artigo submetido  Revista Brasileira de Geociências em 2007)</i> .....	100
4.1 Resumo.....	100
4.2 Abstract.....	101
4.3 Introduo.....	101
4.4 Metodologia.....	103
4.5 Arcabouço Estratigráfico do SAG.....	106
4.5.1 SAGNW-W.....	106
4.5.2 SAGNE-E.....	109
4.5.3 O SAGSE.....	112
4.5.4 O SAGSUL.....	113
4.5.5 O SAGIN.....	116
4.6 Discussão: Hidroestratigrafia do SAG.....	120
4.6.1 Unidades de Fluxo.....	124
4.7 Conclusões.....	126
4.8 Agradecimentos.....	130
4.9 Referências Bibliográficas.....	130
<b>5 O PAPEL DOS LINEAMENTOS NA COMPARTIMENTAO ESTRUTURAL DA BACIA DO PARANÁ</b>	
<i>(Artigo submetido  revista Geociências – UNESP em 2007)</i> .....	134
5.1 Resumo.....	134
5.2 Abstract.....	135
5.3 Introduo.....	135
5.4 Métodos, Operaes e Resultados.....	139
5.4.1 Premissa e Computao dos Dados.....	139
5.4.2 Lineamentos em modelo digital de terreno.....	139
5.4.3 Identificao dos principais lineamentos.....	142
5.4.4 Mapa de frequência.....	142
5.4.5 Teste de Concordância.....	144
5.4.6 Contorno estrutural nas unidades do SAG.....	147
5.4.7 Espessura e organizao espacial do Aquífero Guarani.....	148
5.4.8 Sees Geológicas.....	151
5.5 Discussão.....	152
5.6 Conclusões.....	153
5.7 Agradecimentos.....	154
5.8 Referências Bibliográficas.....	154
<b>6 VARIABILIDADE ESPACIAL NO SISTEMA AQIFERO GUARANI: CONTROLES ESTRUTURAI E ESTRATIGRÁFICOS</b>	
<i>(Artigo submetido  revista gua Subterrânea em 2007)</i> .....	156
6.1 Resumo.....	156
6.2 Abstract.....	157
6.3 Introduo.....	157
6.4 Métodos e Procedimentos.....	159
6.4.1 Vazão potencial.....	159
6.4.2 Correo da estratificao cruzada.....	161

6.5 Organização Estratigráfica do Aquífero Guarani.....	162
6.6 Compartimentação Estrutural so Sistema Aquífero Guarani.....	163
6.7 Implicações Hidrodinâmicas no sistema Aquífero Guarani.....	167
6.7.1 Fluxo regional potencial.....	167
6.7.2 Ajustes adicionais: lineamentos e estratificação.....	169
6.7.3 Diferenças nas Propriedades Físicas.....	170
6.8 Discussão dos Resultados.....	172
6.9 Conclusões.....	174
6.10 Agradecimentos.....	175
6.11 Referências Bibliográficas.....	175
7 CONCLUSÃO.....	177
ANEXO – A	
PRESERVATION OF AEOLIAN DUNES BY PAHOEHOE LAVA: AN EXAMPLE FROM THE BOTUCATU FORMATION (EARLY CRETACEOUS) IN MATO GROSSO DO SUL STATE (BRAZIL), WESTERN MARGIN OF THE PARANÁ BASIN IN SOUTH AMERICA <i>(Artigo aceito para publicação pela Journal of South American Earth Sciences em 2007)</i> .....	
Abstract.....	180
Introduction.....	180
Location and description of the lava-covered palaeodune.....	183
Preserved ripples.....	184
Striation and chevron.....	185
Sand-filled cracks and ropes.....	186
Crescentic marks.....	187
Conclusion.....	187
Acknowledgements.....	188
References.....	188
ANEXO – B	
CARTAS DE RECEBIMENTO OU ACEITAÇÃO DOS ARTIGOS APRESENTADOS.....	191

# 1 ESTRUTURA DA TESE

## 1.1 Introdução

O Sistema Aquífero Guarani (SAG) representa uma importante reserva para o abastecimento de água e para o desenvolvimento de atividades econômicas e de lazer (REBOUÇAS, 1994). É formado por rochas-reservatório triássicas e jurássicas, incluindo particularmente a Formação Botucatu, com espessura variando entre 200 m e 800 m (SOARES, 1991). Distribui-se pelo Brasil (MT, MS, GO, MG, SP, PR, SC e RS), Paraguai, Argentina e Uruguai. É confinado, acima, por derrames basálticos da Formação Serra Geral (Cretáceo) e, abaixo, por rochas siliciclásticas arenopelíticas neopermianas.

A Formação Botucatu inclui os melhores reservatórios da Bacia do Paraná, com porosidade média de 17% e condutividade hidráulica de 0,2 a 4,6 m/dia (ARAÚJO; FRANÇA; POTTER, 1995), registrando uma deposição eólica em extensos *ergs* já há longo tempo reconhecida (ALMEIDA, 1954). As unidades litoestratigráficas imediatamente abaixo, a Formação Pirambóia (SOARES, 1975) e outras, possivelmente correlatas no Sul do Brasil (LAVINA; FACCINI, 1993), Uruguai e Argentina (MONTAÑO et al., 1988), tiveram origem flúvio-lacustre-eólica, em sistemas de *ergs* com interduna úmida (CAETANO-CHANG et al., 1992; GIANNINI et al., 2004), planícies fluviais meandantes e leques aluviais, apresentando intercalações de rochas texturalmente menos maduras que comprometem sua eficiência hidráulica, tanto quanto ao fluxo, como ao armazenamento e a qualidade da água.

Por ser de extensão regional (aproximadamente 1.200.000 km<sup>2</sup>), o SAG é pouco conhecido enquanto aquífero, sendo muitas vezes considerado homogêneo, o que reflete a deficiência dos modelos conceituais atuais. Para o gerenciamento da exploração dos seus recursos hídricos, bem como o direcionamento das investigações locais e o estabelecimento de estratégias de preservação mais eficientes, é necessário conhecer as discontinuidades geológicas e dinâmicas regionais do sistema: suas heterogeneidades lito-faciológicas, diagenéticas, epigenéticas e de cimentação, além da estruturação regional por falhas e flexuras, tornam o aquífero complexo do ponto de vista hidroestratigráfico e estrutural.

Complementando a análise faciológica convencional, uma poderosa ferramenta de caracterização de reservatórios e aquíferos é a análise da estratigrafia de seqüências, que fornece um arcabouço de correlação no qual as litofácies podem ser mapeadas e interpretadas sob uma óptica genética e temporal, por focar a atenção na presença e na distribuição das superfícies dos estratos que podem ter influência na distribuição da unidade do fluxo e suas relações, constituindo barreiras de fluxo, que separam fácies substancialmente diferentes.

A interpretação genética permite a predição de parâmetros que afetam o aquífero. Juntos, a geometria externa, a compartimentação interna, os gradientes das estruturas e texturas sedimentares e da estratificação constituem a arquitetura do reservatório. Os hidrogeólogos têm sido mais reticentes que os geólogos do petróleo na aplicação da análise faciológica, dos sistemas deposicionais e de seqüências. Apesar disso, muitos têm reconhecido que a delimitação determinística da condutividade hidráulica é pré-requisito usual para uma acurada predição da história do fluxo e do transporte por solução (GALLOWAY; HOBDAÏ, 1996).

No arranjo estrutural, destacam-se as estruturas típicas da Bacia do Paraná formadas posteriormente ao magmatismo basáltico Serra Geral: grandes estruturas homoclinais regionais, arcos e depressões, além de extensas zonas de falhas NW-SE e NE-SW e, subordinadamente, NS e EW; complexos de diques NW (FERREIRA, 1982), de fundamental importância no condicionamento hidráulico e na compartimentação hidroquímica do aquífero. Resultados de análises dos cátions maiores da água mostram uma distribuição zonal nos aquíferos Guarani e Serra Geral (ROSA FILHO; SALAMUNI; BITTENCOURT, 1987), o que deve estar associado ao tempo de residência da água, restrições ao fluxo, mistura de águas, fatores estes controlados por relações estratigráficas e estruturais. Outros parâmetros hidroquímicos de origem natural inibidores da potabilidade das águas do SAG, como o teor em flúor e a mineralização, ocorrem em sítios restritos ou partes de maior grau de confinamento do aquífero (BITTENCOURT; LISBOA, 1985). Esta maior mineralização pode ocorrer também em zonas de maior fluxo de calor possivelmente controladas por estruturas crustais, como os depósitos mesozóicos de fluorita (RONCHI, 1993) encontrados no embasamento da bacia no Paraná em Santa Catarina e no Uruguai e os depósitos cenozóicos de ametista (SCOPEL; GOMES; FORMOSO, 1995) no Sul do Brasil e no Uruguai.

Apesar dos diversos estudos realizados, existe ainda uma clara indefinição estratigráfica dos estratos de arenitos eólicos e flúvio-lacustre/eólicos e ainda das suas relações com as unidades sotopostas, também portadoras de depósitos eólicos e fluviais

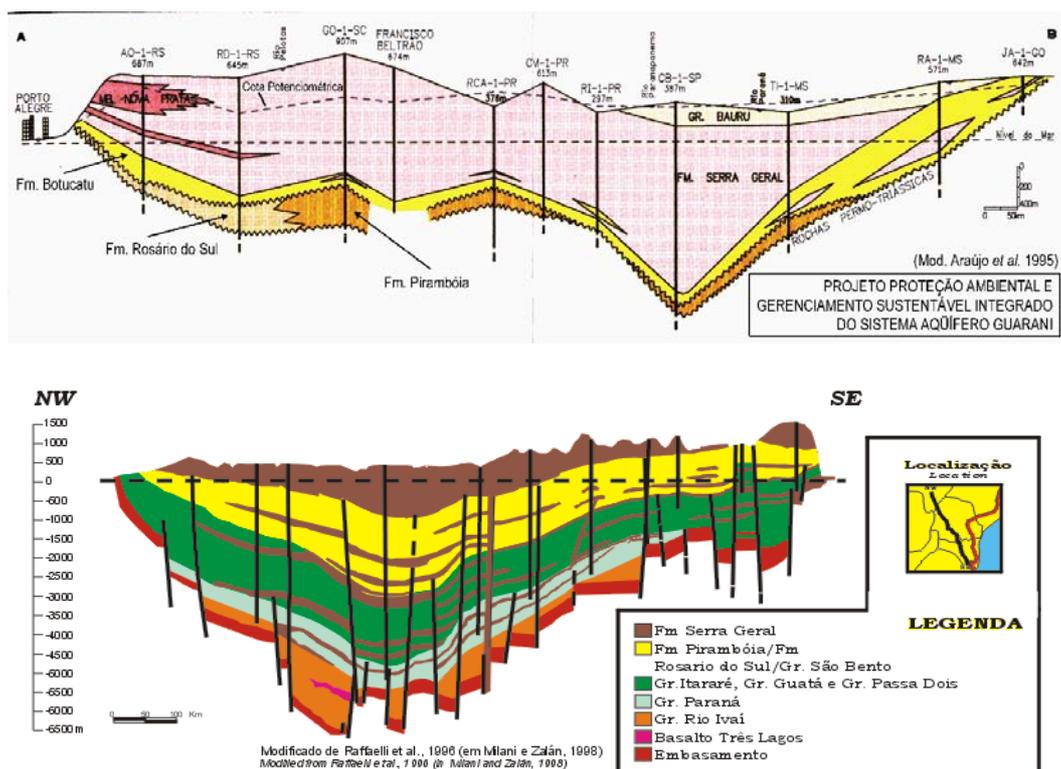


Figura 1: (A) Seção geológica NS da Bacia do Paraná representando o Sistema Aquífero Guarani, com indicação das Formações Pirambóia, Botucatu (amarelo) e Serra Geral. (ARAÚJO et al., 1995); (B) Seção geológica regional da Bacia do Paraná modificado de Raffaelli et al. (1996 apud Milani e Zalán, 1998).

comportando-se localmente ora como aquíferos, ora como aquícludes. É desconhecido também o papel da compartimentação estrutural associada à distribuição das fácies, que além de organizar regionalmente, modifica a dinâmica do fluxo, a distribuição térmica e o grau de confinamento, colocando lado-a-lado rochas permoporosas do aquífero e rochas impermeáveis estratigraficamente sotopostas, o que gera barreiras ao fluxo e modifica a dinâmica regional esperada. Esta indefinição fica evidente comparando-se as figuras 1A e 1B, nas quais espessuras e relações espaciais são interpretadas de forma muito diferente, num caso como camada contínua e no outro como lateralmente interrompida.

Nos sistemas naturais, componentes e processos estão interligados, o que traz consequências físico-químicas da interação do fluido com seu suporte, ou sejam, a água e seu substrato rochoso. Nos sistemas em cascata, a compreensão da causa permite a previsão dos efeitos, sendo este o objetivo da análise sistêmica. A investigação de um sistema natural exige a compreensão dos seus componentes, sua organização espacial e suas relações funcionais. A resposta do sistema se ajusta a essas características. Assim, pode-se investigar o efeito do arcabouço na dinâmica do sistema examinando respostas a essa dinâmica, tais como as características dos fluidos presentes nos diferentes compartimentos.

Um novo enfoque para este antigo problema é especialmente importante se considerarmos o fato de que grande parte da água potável do planeta acessível no atual estágio tecnológico está no subsolo, mais de 90% segundo ABAS (1997), principalmente em arenitos. Na abordagem sistêmica, a investigação utiliza-se do conjunto de princípios aos quais os sistemas naturais são submetidos e buscará o reconhecimento, a compreensão e a ordenação de uma série de atributos: o suporte, os componentes, as condições de contorno, o macroambiente, o subsistema de fluxo de matéria e energia, as estradas e saídas, as funções transformadoras, a formação de estoques internos, a retroalimentação e a estabilidade, bem como a interação entre os diferentes processos e componentes (CAPRA, 1996).

## **1.2 Hipótese de Trabalho**

A presente tese tem como hipótese de trabalho a de que o Sistema Aquífero Guarani não é homogêneo e não constitui um único sistema de circulação. As heterogeneidades observadas nas diferentes unidades de fluxo e nas compartimentações estruturais impostas em larga escala condicionam inequivocamente o SAG e controlam não só a quantidade, mas também a qualidade e dinâmica de suas águas.

Para corroborar essa hipótese, é essencial reconhecer e mapear em escala regional os elementos fundamentais da análise estratigráfica e da análise estrutural e, como objetivo principal, avaliar de forma integrada suas implicações na concepção e na dinâmica de um sistema aquífero. Com a aplicação das novas ferramentas de análise da estratigrafia moderna ao estudo de aquíferos, os benefícios alcançados na exploração de hidrocarbonetos podem ser estendidos ao aproveitamento sustentável dos recursos hídricos subterrâneos.

## **1.3 Objetivos**

Especificamente, três objetivos são claros e compreendem: (1) a caracterização dos arcabouços estratigráfico e estrutural, refletindo o potencial de conexões entre os diferentes aquíferos e o grau de compartimentação e isolamento de partes do sistema; (2) a distribuição da resistividade elétrica dos fluidos no sistema, refletindo o grau de salinização e isolamento de diferentes compartimentos do sistema; e (3) a avaliação do significado destes compartimentos e conexões na dinâmica do sistema.

O objetivo final é a construção de um modelo dinâmico de ajuste do sistema aquífero às condições impostas pelas estruturas e pela estratigrafia, a partir de uma aborda-

gem integrada. A rede de fluxo subterrâneo, que significa o funcionamento do sistema aquífero, enquanto função do gradiente hidráulico e da transmissividade, é representada regionalmente através das compartimentações estratigráfico-estrutural, da permeabilidade e da salinização da água. Apesar de se constituir num reservatório contínuo, a compartimentação e diferenciação internas do SAG apontam para uma complexidade que parece ultrapassar a concepção de um sistema único.

#### 1.4 Metodologia

**Banco de dados:** foi composto um sistema georeferenciado orientado para o desenvolvimento do projeto comportando dados e informações litológicas, geofísicas, estratigráficas, estruturais e hidrogeológicas dispostos em tabelas associadas a mapas geológicos, aproveitando bancos de dados de domínio público existentes.

**Compartimentação estratigráfica:** levantamento, em duas fases, de seções estratigráficas regionais e reconstituição paleogeográfica, com desenvolvimento das seguintes operações:

- análise dos perfis litológicos e geofísicos dos poços para petróleo e água, com auxílio das descrições de campo;
- reconhecimento de superfícies estratigráficas regionais marcadoras de eventos climáticos, tectônicos, erosivos, deflacionais, de mudança de suprimento e direção de transporte;
- reconstituição paleogeográfica e interpretação da história deposicional e sistemas deposicionais;
- composição de seções estratigráficas regionais com identificação de litofácies, elementos arquiteturais e fácies elétricas e composição de mapas de atributos faciológicos das seqüências com o uso de procedimentos geoestatísticos e probabilísticos: isólitais, razões e isópacas;
- definição e delimitação de unidades hidroestratigráficas (aquíferos, aquícludes e aquítardeas) e relação com unidades litoestratigráficas e seqüências genéticas; estimativa de permoporosidade a partir de perfis geofísicos.

**Compartimentação estrutural (delimitação das províncias):** integração e complementação em mapa dos grandes falhamentos, diques e charneiras estruturais:

- composição de mapas de contorno estrutural em blocos limitados por zonas de falhas;
- composição de mapas morfoestruturais regionais e ajuste dos elementos regionais

mapeados em mapas aeromagnéticos e gravimétricos e outros já publicados disponíveis;

- delimitação de homoclinais regionais através dos grandes lineamentos geomórficos, gravimétricos e aeromagnetométricos já conhecidos (ZALÁN et al., 1987; SOARES, 1991), avaliando conectividades/barreiras através de perfis geofísicos de poços vizinhos e delimitando províncias estruturais com impacto no fluxo hidráulico (direção e mergulho regionais) limitadas por grandes elementos estruturais;

***Avaliação das propriedades geofísicas das rochas:*** caracterização faciológica e delimitação dos aquíferos:

- correlação estrutural estratigráfica, identificação de zonas permeáveis e/ou fraturadas;
- variações texturais verticais das camadas sedimentares;
- estimativa numérica da condutividade elétrica e salinidade da água a partir dos dados de potencial espontâneo e de resistividade, para fácies correlatas de arenitos limpos;

***Levantamentos de Campo:*** foram aproximadamente quarenta e cinco dias de campo para levantamento de perfis distribuídos pela porção aflorante no Brasil, que nos flancos Noroeste (MS), Nordeste-leste (SP) e leste (PR e SC) e, na porção sul (RS), permitiram:

- comparar as diferentes unidades regionais definidas por diferentes autores com aquelas identificadas nos perfis de poços;
- verificar a distribuição regional e as características arquitetura das fácies e as relações espaciais e geométricas entre os diferentes sistemas deposicionais;
- avaliar o significado das zonas de falhamentos;

***Caracterização dinâmica do Sistema Aquífero Guarani:***

- composição do mapa da dinâmica do fluxo potencial do aquífero;
- correlação espacial entre o fluxo potencial e as variações topográficas, estruturais, estratigráficas e de salinidade; caracterização, modelagem e representação do funcionamento do sistema aquífero e seus subsistemas.

## 1.5 Resultados

Os resultados dos trabalhos desenvolvidos pelo grupo de pesquisadores e consultores durante quatro anos estão expostos da seguinte maneira:

- *Memorial Descritivo:* este manuscrito, em que são apresentados, de forma resu-

mida, os principais objetivos, métodos de trabalho e resultados obtidos integrados na tese;

- *Estado da Arte*: trabalho desenvolvido e apresentado como qualificação, tendo como tema principal a “Estratigrafia aplicada a Hidrogeologia”;
- *Artigos Científicos*: são cinco artigos no total, com seus objetivos descritos sucintamente abaixo e apresentados na íntegra em seguida.

O resultado principal da tese é a expansão e o aprofundamento do conhecimento atual do arcabouço físico do sistema aquífero Guarani, qualificando e quantificando suas propriedades geológicas e seus efeitos relacionais na dinâmica do aquífero. Do ponto de vista científico, destaca-se a inovação metodológica na pesquisa de sistemas aquíferos, pela integração de diferentes abordagens modernas: estrutural, estratigráfica e sistêmica. Os produtos gerados por esta pesquisa são:

- estudo bibliográfico da aplicação da estratigrafia à hidrogeologia;
- identificação e classificação de fácies e sistemas deposicionais, com reconhecimento de unidades e superfícies estratigráficas significativas e do arcabouço estratigráfico, da compartimentação e das heterogeneidades da giga à mesoescala do SAG;
- mapas de contorno estrutural e de espessura das unidades hidroestratigráficas integradas ao efeito dos grandes compartimentos estruturais;
- mapa das zonas de falhas e das províncias estruturais condicionantes do fluxo da água subterrânea;
- mapa das zonas de falhas, fraturas e janelas favoráveis ao fluxo superficial para as zonas de recarga;
- seções hidroestratigráficas;
- mapa de fluxo potencial e hidrodinâmica do sistema aquífero, integrando as compartimentações estratigráficas e estruturais;
- análise comparativa do grau de salinidade como efeito da compartimentação do sistema.

Além do desenvolvimento de uma nova utilidade para a estratigrafia integrada a outras ferramentas, esta pesquisa resultou no entendimento e na representação espacial quantitativa das propriedades intrínsecas e dinâmicas de um sistema sistema aquífero gigante fundamentalmente dependente de propriedades estratigráficas e estruturais, o que subsidia a compreensão e o controle local na exploração e o gerenciamento de seus recursos hídricos.

O impacto ambiental pode ser avaliado pela importância que vem assumindo a preocupação com a proteção e o uso sustentado de sistemas aquíferos, especialmente no caso de

mega-aquíferos como o Guarani. A identificação dos compartimentos e das zonas de recarga e descarga contribui para estabelecer procedimentos que priorizam o mapeamento, o monitoramento e a redução das atividades potencialmente contaminadoras do aquífero.

Esta preocupação está presente no projeto em andamento intitulado “Projeto Proteção Ambiental e Gerenciamento Sustentável Integrado do Sistema Aquífero Guarani. Argentina - Brasil - Paraguai - Uruguai GEF - Banco Mundial - OEA”, financiado pelo Fundo para Proteção Ambiental do Banco Mundial.

Os resultados obtidos neste trabalho estão sendo vinculados àqueles obtidos naquele projeto, tendo sido apresentados e integrados na “I Jornada do Aquífero Guarani”, realizada na cidade de Botucatu-SP em 2006, com uma apresentação do projeto SAG e resultados intermediários. Na “II Jornada do Aquífero Guarani”, realizada em Bauru, SP, em 2007, foi apresentado um trabalho intitulado “Compartimentação Estrutural do Aquífero Guarani”.

A convite dos coordenadores do projeto do Banco Mundial e da OEA, foi apresentado, ainda, no I CONGRESSO DO AQUÍFERO GUARANI, na cidade de Campo Grande, MS, em 2006, o trabalho intitulado “*Compartimentação Estratigráfica e Estrutural do Sistema Aquífero Guarani*”. Esta integração resulta em benefícios de alto valor social, ambiental e econômico de curto prazo.

Outros trabalhos com enfoque na estratigrafia e na compartimentação estrutural no SAG também foram apresentados. Dois trabalhos foram apresentados no XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, na cidade de Aracaju em 2006. Ainda em 2006, em Mendoza, Argentina, foi apresentado o trabalho “*Tectonic and Climate Changes During Western Pangea*”, no Simpósio Internacional GONDWANA 12.

Além dos trabalhos citados acima, os resultados da pesquisa estão apresentados em quatro artigos submetidos a publicações de alcance nacional e um submetido a publicação internacional. Estes artigos são os principais resultados da pesquisa. São a exteriorização de uma seqüência de resultados na qual, primeiramente, foram conhecidas as relações estratigráficas entre as formações geológicas que compõem o SAG, suas compartimentações e divisões hidroestratigráficas e suas compartimentações estruturais. Finalmente, tais resultados foram integrados ao estudo dos efeitos destas compartimentações na hidrodinâmica e na hidroquímica do SAG. Os artigos, cada um correspondendo a uma etapa da pesquisa, são reproduzidos na presente tese na seguinte ordem:

- “*Correlações Conflitantes no Limite Permo-Triássico no Sul da Bacia do Paraná: o Contato Entre duas Superseqüências e Implicações na Configuração Espacial do Aquífero Guarani*”, de Ana Paula Soares, Paulo César Soares e

Michael Holz, trata da configuração espacial das unidades que compõem o Sistema Aquífero Guarani, aprofundando a base atual de conhecimento de seu arcabouço físico e qualificando suas propriedades geológicas e espaciais, suas heterogeneidades e compartimentos, focalizando a área onde se explicitaram as divergências: o sul-sudeste da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul e em Santa Catarina;

- “*Heterogeneidades Hidroestratigráficas do Sistema Aquífero Guarani*”, de Ana Paula Soares, Paulo César Soares e Michael Holz, constitui o propósito principal deste trabalho: a caracterização do arcabouço estratigráfico e estrutural do sistema, refletindo o potencial de conexões e o grau de compartimentação e isolamento de suas partes e a avaliação do significado destes compartimentos e conexões na sua dinâmica;
- “*O papel dos lineamentos na compartimentação estrutural da Bacia do Paraná*”, de Ana Paula Soares, Paulo César Soares, Daniel Fabian Bettú e Michael Holz, teve como objetivo principal a delimitação de grandes blocos estruturais da Bacia do Paraná, tendo como elementos principais os lineamentos mais consistentes e as diferenças de cota na posição espacial do Botucatu;
- “*Variabilidade Espacial no Sistema Aquífero Guarani: Controles Estruturais e Estratigráficos*”, de Ana Paula Soares, Paulo C. Soares, Daniel Fabian Bettú, Michael Holz, que traz um exame das implicações das compartimentações no fluxo potencial, na definição das zonas de recarga e descarga; constitui o principal objetivo deste trabalho, apresentando um modelo dinâmico de ajuste do sistema aquífero às condições impostas pela estratigrafia e estrutura geológica na condutividade hidráulica;
- “*Preservation of aeolian dunes by pahoehoe lava: an example of aeolian Botucatu Formation (Jurassic) in Mato Grosso do Sul state, western margin of the Paraná Basin in South America*”, de Michael Holz, Ana Paula Soares e Paulo Cesar Soares, é um *short paper* que reporta o contato entre as formações Botucatu e Serra Geral no estado do Mato Grosso do Sul (borda sudoeste da Bacia do Paraná), onde uma duna tem estado preservada pela sua interação com um derrame basáltico.

## 1.6 Referências Bibliográficas

ABAS (1997) - Água Subterrânea – Curiosidades e fatos. Disponível em: <<http://www.abas.org.br>>.

ALMEIDA, F. F. M. **Botucatu, um deserto triássico da América do Sul**. Rio De Janeiro: DNPM. Divisão de Minas e Geologia, 1954. (Notas Preliminares e Estudos, 86).

- ARAÚJO, L. M.; FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Arcabouço hidrogeológico do aquífero gigante do Mercosul (Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai): formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Taquarembó. **In:** MERCOSUL DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 1., 1995, Curitiba. **Anais...** São Paulo: ABAS, 1995. p. 110-120.
- BITTENCOURT, A.V.L.; LISBOA, A.A. Contribuição ao estudo dos controles geoquímicos dos elementos dissolvidos em águas termais da Bacia do Paraná. **In:** SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5., 1985. **Boletim de resumos.** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1985.
- CAETANO-CHANG, M.R.; WU, F.T. Bacia do Paraná: formações Pirambóia e Botucatu. **In:** CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Roteiro...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992. v. 2, p. 1-19.
- CAPRA, F. **The web of life.** New York: Anchor, 1996. 347 p.
- FERREIRA, F.J.F. Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. **In:** PAULIPETRO – CESP/IPT. **Geologia da Bacia do Paraná – reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos.** São Paulo: Ibiá, 1982
- GALLOWAY, W.E.; HOBDAV, D.K. **Terrigenous clastic depositional systems.** Heidelberg: Springer-Verlag, 1996.
- GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; FERNANDES, I.A.; DONATTI, I.M. Paleoveventos e paleocorrentes subaquosas do sistema deposicional Pirambóia nos estados de São Paulo e Paraná, Bacia do Paraná: estudos baseados em análise estatística de dados azimutais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34 p. 281-292, 2004.
- LAVINA E.L.; FACCINI U.F. Formações Pirambóia e Sanga do Cabral: um episódio de desertificação na Bacia do Paraná ao final do Permiano? **In:** SIMPÓSIO SOBRE A CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., 1993, Rio Claro. **Resumos...** Rio Claro: UNESP, 1993. p. 94-95.
- MONTAÑO, J.; TUJCHNEIDER, O.; AUGÉ, M.; FILI, M.; PARIS, M.; D'ÉLIA, M.; PÉREZ, M.; NAGY, M.; COLLAZO, P.; DECOUD, P. **Acuíferos regionales en América Latina. Sistema acuífero guaraní. Capítulo argentino-uruguayo.** Santa Fé, Universidad Nacional del Litoral, 1998. 216p.
- MILANI, E.J.; ZALÁN, P.V. Brazilian Geology Part 1: the Geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. **In:** AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 1998, Rio de Janeiro. **Short Course...** AAPG, 1998.
- REBOUÇAS, A.C. 1994. Sistema Aquífero Botucatu no Brasil. **In:** CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 8., 1994, Recife. **Anais...** Recife: ABAS, 1994. p.500-509.
- RONCHI, L.H. **Contribution a la connaissance de la ceinture a fluorine du vale do Ribeira (Paraná - São Paulo), Brasil.** Orleans, 1993. 293f. Tese (doutorado em Materiais Minerais). Université d'Orléans.
- ROSA FILHO, E. da; SALAMUNI, R.; BITTENCOURT, A.V.L. 1987 . Contribuição

- ao estudo das águas subterrâneas nos basaltos do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**. v. 37, p. 22-52, 1987.
- SCOPEL, R.M.; GOMES, M. E. B.; FORMOSO, M.L.L. Petrografia das alterações basálticas portadoras de ametistas. **In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA**, 5., 1995, Niterói. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1995. Resumo, 3p.
- SOARES, P.C. Divisão estratigráfica do Mesozóico no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 5, n. 4, p. 229-251, 1975.
- SOARES P.C. Tectônica Sinsedimentar Cíclica na Bacia do Paraná: Controles. Curitiba, 1991. 148 p. Tese (Titularidade). Universidade Federal do Paraná.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.A.; APPI, V.T.; VIEIRA, I.S.; ZANOTTO, O.A. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. **In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 3., Curitiba, 1987. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987. v.1, p.441-457.

## **2 ESTADO DA ARTE:**

### **APLICAÇÃO DA ESTRATIGRAFIA NA HIDROGEOLOGIA**

#### **2.1 Introdução**

A hidrogeologia é baseada em conceitos múltiplos da matemática, da física, da química, da hidrologia, e também no conhecimento dos processos de evaporação, transpiração, condensação e, principalmente, no conhecimento dos processos geológicos.

A aplicação de métodos quantitativos na avaliação e no aproveitamento da água subterrânea requer a caracterização dos seus “*containers*”. O conhecimento do substrato rochoso e sua organização estratigráfica e estrutural é essencial, assim como a compreensão das características da água subterrânea, da recarga, do armazenamento e da descarga.

#### **2.2 Caracterização do problema**

O arcabouço hidrogeológico de um sistema aquífero é definido pela sua geometria, pela sua composição física, pelos materiais e estruturas de subsuperfície através dos quais a água subterrânea flui, e também pelas suas entradas e saídas. A caracterização das estruturas hidrogeológicas presentes permite a predição dos locais de possível contaminação bem como a sustentabilidade dos recursos hídricos.

O conhecimento das características superficiais e subsuperficiais destas estruturas hidrogeológicas é freqüentemente limitado, o que torna os graus de inferência necessariamente muito elevados. Além disso, nota-se uma falta de aprofundamento nos estudos para exploração de água subterrânea. Ainda hoje, apenas algum conhecimento da área já é considerado o suficiente para local um poço. Problemas como manter a vazão e a qualidade da água e evitar a infiltração de contaminantes, entre outros, ocorrem depois que o poço entra em produção. Daí a importância do conhecimento do reservatório e suas heterogeneidades na predição do seu comportamento hidrodinâmico e hidroquímico.

#### **2.3 Objetivo**

O levantamento bibliográfico e estudo do estado da arte tiveram como objetivo evidenciar a importância da caracterização estratigráfica e sua aplicação na exploração da água



Figura 1. Desenhos esquemáticos do ciclo da água, sua movimentação e distribuição superficial e em subsuperfície (<http://ga.water.usgs.gov/edu/watercycle.htm>).

subterrânea. Visaram investigar quais os principais fatores sedimentológicos que influenciam na sua movimentação, enfocando as relações estratigráficas decorrentes dos ambientes deposicionais, da sedimentologia, da mineralogia etc.

Além do enfoque estratigráfico, o estudo também vislumbrou o conhecimento do funcionamento de um sistema hidrogeológico, buscando compreender como ocorre a entrada, a circulação e a saída da água num sistema aquífero.

## 2.4 Origem e Circulação: Ciclo Hidrológico

O ciclo hidrológico é o sistema no qual a água passa dos oceanos à atmosfera e desta aos continentes antes de a eles retornar superficial e subterraneamente (Figura 1). Este ciclo é governado pela ação da gravidade, pela cobertura vegetal, pelas superfícies líquidas e por elementos e fatores climáticos (MANOEL FILHO, 2000). Fatores geológicos influenciam direta e indiretamente esses condicionantes, tanto em subsuperfície como em superfície e também o clima.

## 2.5 Ambiente Hidrogeológico

As interações químicas, físicas e cinéticas entre a água subterrânea e seu ambiente ocorrem de diferentes formas e são conduzidas por componentes e atributos que tendem ao equilíbrio em estados de energia (entropia) mínima.

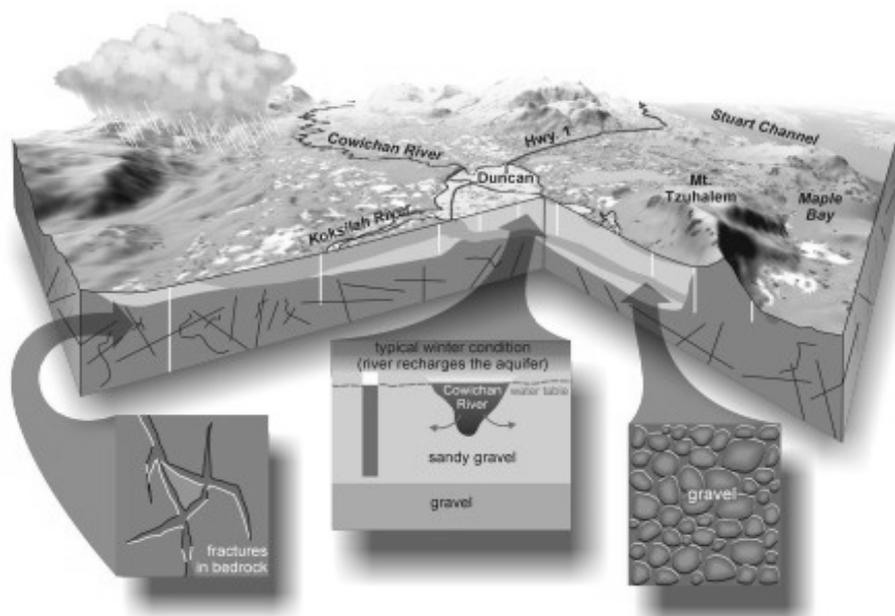


Figura 2. Interação entre os ambientes estruturais, estratigráficos, geográficos, bióticos e atmosféricos condicionando o fluxo e o armazenamento da água disponível em superfície e subsuperfície (<http://ga.water.usgs.gov/edu/watercycle.htm>).

Os sistemas individuais de fluxo de água subterrânea podem ser comparados a correntes de convecção, com suas áreas-fontes vistas como regiões de mobilização e migração e suas áreas terminais como regiões de descarga e deposição. Todo sistema de fluxo tem uma área de origem (recarga), uma área de fluxo ou transferência e uma área terminal (descarga).

Em regiões de elevada energia, a movimentação de água carregada de elementos dissolvidos e calor gera fontes hídricas e minerais. Inversamente, em regiões de baixa energia química, térmica e cinética, a água tende a convergir, deixando o domínio de subsuperfície em zonas de descarga, com precipitação de minerais e perda de calor (TÓTH, 1999).

Nas áreas de recarga, a energia mecânica relativamente alta da água diminui com a profundidade. Nas áreas de descarga, as condições de energia e fluxo são inversas. Nas áreas de transferência, onde as isolinhas do calor hidráulico são subverticais e o fluxo é predominantemente lateral, a energia mecânica da água é amplamente invariante com a profundidade.

Um ambiente hidrogeológico corresponde a um sistema conceitual de parâmetros morfológicos, geológicos e climatológicos (Figura 2) que determinam os principais atributos do “regime da água subterrânea” em uma determinada área (TÓTH, 1970).

Os componentes do ambiente hidrogeológico, por sua vez, são descritos por parâmetros tais como:

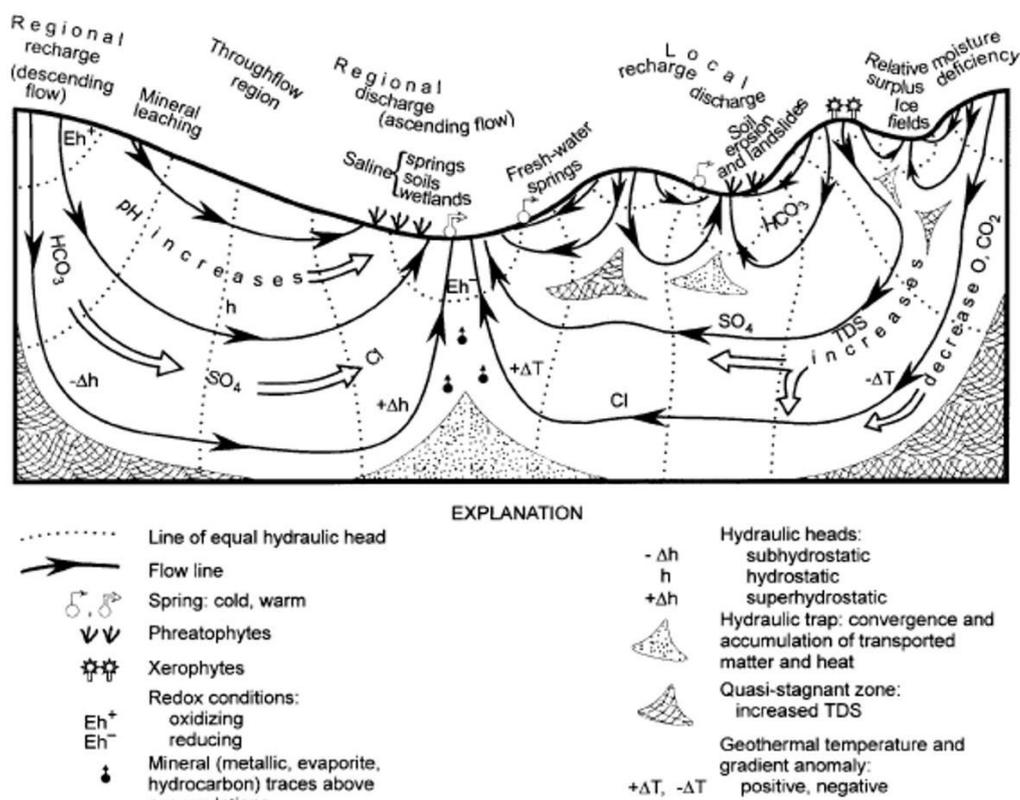


Figura 3. Representação esquemática onde pode-se notar a importância do relevo em sistemas de fluxo subterrâneo (Tóth 1999).

- o tamanho e a forma das depressões e proeminências topográficas, a orientação e a frequência das feições geomórficas;
- o conteúdo em minerais solúveis, a configuração de feições litológicas e estruturais de diferentes permeabilidades tais como estratificação, lenticularidade, falhamento, fraturas, *karsts*, e o grau de anisotropia;
- temperatura, precipitação, evaporação potencial (variação sazonal etc.).

A Figura 3 mostra uma bacia idealizada cujo flanco esquerdo, de relevo local pouco acidentado, apresenta um único sistema de fluxo, e cujo flanco direito, de composição topográfica irregular, apresenta fluxos intermediários e um fluxo regional.

As águas subterrâneas e superficiais formam pares interligados. Estima-se que 30% do fluxo superficial total (drenagem efluente) seja suprido por água subterrânea. Entretanto, em alguns casos, infiltrações a partir de rios (drenagem influente) são as principais fontes dos aquíferos (SOLIMAN et al., 1998). Os fatores que afetam a recarga natural da água subterrânea são:

- a espessura das formações superficiais e do solo;
- as propriedades das rochas aflorantes;
- a superfície topográfica;
- a cobertura vegetal;

- a profundidade do lençol freático;
- a duração, a intensidade e a distribuição sazonal da chuva;
- a temperatura do ar e outros fatores meteorológicos como a umidade, o vento, etc.;
- as águas de superfície como rios influentes e efluentes, lagos, etc.

O efeito do controle dos ambientes hidrogeológicos no regime das águas subterrâneas é visto facilmente quando individualizamos seus principais fatores: o clima determina a quantidade e distribuição do suprimento de água para cada região; a topografia determina a quantidade de energia disponível para movimentar a água num dado ponto da bacia de drenagem, determinando a distribuição da indução de energia do domínio de fluxo e a delimitação deste; e o substrato rochoso, que determina o sistema condutor para a movimentação da água, controlando as possíveis quantidades, razões e padrões de fluxo do estoque de água, além da presença de determinados constituintes químicos.

## 2.6 Sedimentologia de Aquíferos

A integração de diferentes abordagens da sedimentologia de reservatórios, como a petrologia, a petrofísica, a estratigrafia e a modelagem, é essencial na caracterização das heterogeneidades que constituem condutos e barreiras ao fluxo hídrico (Figura 4).

Para muitos sedimentólogos, a estrutura do aquífero é primeiramente um problema acadêmico; o ambiente deposicional e seus modelos genéticos derivados revelam as condições físicas atuantes durante a deposição. Para os hidrogeólogos, a heterogeneidade subsuperficial é subestimada mesmo quando dificuldades na interpretação dos caminhos percorridos pelos contaminantes demandem conhecimento das estruturas (HUGGENBERGER; AIGNER, 1999).

Os principais parâmetros que influem nos valores de porosidade inicial em arenitos reservatórios controlados direta ou indiretamente pelo ambiente deposicional estão associados à distribuição granulométrica, destacando-se o tamanho médio e a seleção. Outros parâmetros também podem influenciar, como o arredondamento, a esfericidade e a orientação dos grãos, além da composição mineralógica (PAIM et al., 2003).

Após a deposição e o soterramento, os processos diagenéticos podem alterar significativamente a porosidade do reservatório. Dentre os fatores capazes de influenciar a evolução e a intensidade destes processos encontram-se:

- os atributos das litofácies, incluindo desde as distribuições vertical e lateral das diferentes litologias, os quais estão diretamente vinculadas à distribuição dos contextos

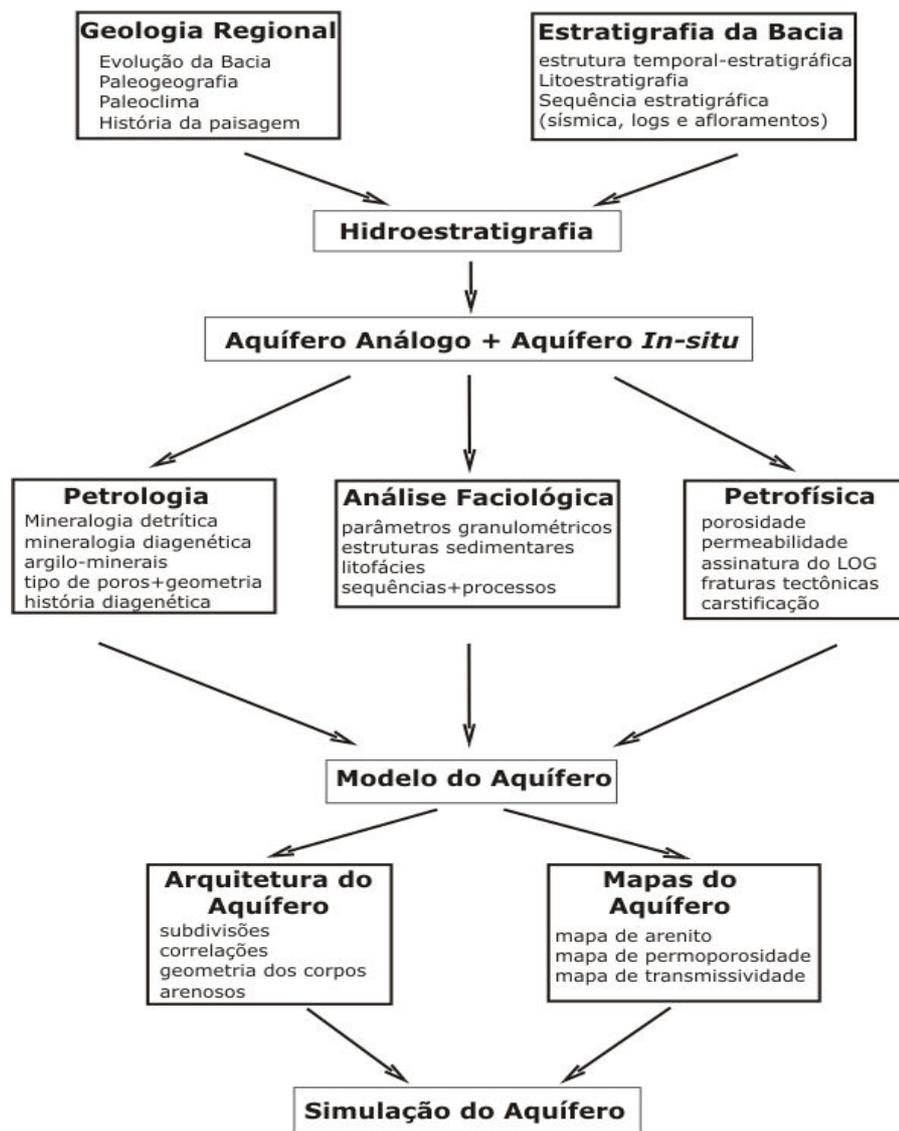


Figura 4. Fluxograma de métodos e procedimentos na sedimentologia de aquíferos (adaptado de AIGNER, 1995)

deposicionais no tempo e no espaço (SALMAN; GOVEN, 1994 apud PAIM et al., 2003), até os atributos composicionais e texturais dos sedimentos;

- a composição dos fluidos intersticiais que o percolam; e
- a história de soterramento, particularmente por controlar o maior ou menor tempo de residência de um depósito junto à superfície ou a diferentes profundidades (BYRNES, 1994 apud PAIM et al., 2003).

## 2.7 Sistema Hidrogeológico

A função de qualquer sistema natural é a de processar energia e, ou, matéria, transformando-as em produtos para uso interno ou externo. A teoria dos sistemas enfoca o

Tabela 1. Hierarquia de arranjos de componentes sedimentares terrígenos.

<b>unidade descritiva</b>	<b>descrição</b>	<b>unidade genética</b>	<b>interpretação</b>	<b>hidroestratigrafia</b>
<b>lâmina</b>	arranjo produzido por fluxo contínuo de grãos	unidade sedimentar	Dependente do processo formador.	interfere na condutividade hidráulica
<b>litossoma litofácies</b>	geometria, composição faciológica e escala	elemento arquitetural	Representa um processo em particular ou uma suíte de processos ocorrido dentro de um sistema deposicional.	unidade de fluxo
<b>associação de litofácies</b>	arranjo vertical e lateral de litofácies	fácies genéticas	Elementos arquiteturais geneticamente ligados	aquífero ou parte de um Aquífero
<b>sucessão de fácies</b>	arranjo recorrente de associação de litofácies, repetindo-se em diferentes escalas	sistema deposicional	Arranjo tridimensional de fácies genéticas produzidas por um conjunto de processos interativos.	sistema aquífero
<b>sistemas deposicionais</b>	associação de sistemas deposicionais contemporâneos (BROWN; FISHER, 1977)	trato de sistemas	Conjunto de sistemas deposicionais que compartilharam espaços geográficos adjacentes, com maior ou menor inter-relação	sistema aquífero

**Seqüência estratigráfica:** conjunto de depósitos sedimentares contemporâneos limitados por discordâncias ou superfícies correlativas, composto por um ou mais tratos de sistemas (VAIL; POSAMENTIER, 1988);

**Seqüência genética:** conjunto de depósitos sedimentares contemporâneos e geneticamente relacionados limitados por superfícies de máxima inundação, composto por um ou mais tratos de sistemas (GALLOWAY, 1989);

**Seqüência tectosedimentar:** conjunto de depósitos sedimentares limitados por discordâncias inter-regionais que compartilham um mesmo estilo estrutural (SOARES; LANDIM; FÚLFARO, 1978).

arranjo e as relações que conectam as partes a um todo. Sistemas hidrogeológicos correspondem a entidades naturais nas quais as relações hidrológicas e geológicas se combinam e interagem para controlar a ocorrência e o movimento da água subterrânea em uma determinada região, contendo áreas de recarga e descarga e pertencendo ao ambiente hidrogeológico.

É importante focalizar a atenção nos processos e nas *peças* que compõem os sistemas hidrogeológicos: seus componentes e elementos hidrogeológicos. O fluxo subterrâneo envolve o movimento da água de um componente a outro ou dentro de unidades de fluxo que, numa província sedimentar, correspondem unidades geneticamente relacionadas. Estas unidades, num contexto sedimentar de aquíferos granulares, constituem elementos arquiteturais, fácies genéticas, sistemas e tratos deposicionais. A Tabela 1 mostra uma hierarquia de arranjos de componentes sedimentares terrígenos que, considerando diversos conceitos apresentados por diferentes autores, pode ser empregada, operacionalmente, para fins de aplicação na hidroestratigrafia.

Um sistema deposicional clástico compreende várias hierarquias. Um corpo reservatório contínuo se restringe ao âmbito de uma fácies genética ou de um sistema deposicional, raramente ultrapassando os limites de uma seqüência estratigráfica de Vail e Posamentier (1988), como no caso do aquífero Guarani, embora seja freqüentemente incluído numa uma seqüência genética de Galloway (1989). Também raramente ultrapassa os limites de uma seqüência tectono-sedimentar, como no caso do Aquífero Furnas - Alto Garças, na Bacia do Paraná. De qualquer forma, ao ultrapassar limites de seqüências, estes reservatórios assumem as características do novo ambiente, podendo então ser divididos para fins de compreensão, modelagem, avaliação e aproveitamento.

A tectônica e o clima definem a fisiografia das regiões submetidas à erosão e deposição e as próprias taxas de acumulação, preservação e, conseqüentemente, a arquitetura estratigráfica das bacias sedimentares em resposta aos processos alogênicos atuantes em giga e megaescala; a dinâmica dos sistemas deposicionais controla a arquitetura deposicional e a geometria dos corpos sedimentares, enquanto processos autogênicos atuantes em macro e mesoescala (Figura 5).

Estes processos naturais formam *containers* para água subterrânea, e o conjunto destes elementos corresponde ao macroambiente para os sistemas hidrogeológicos. Sendo unidades fundamentais dos sistemas hidrogeológicos identificadas e estudadas com base em padrões de distribuição das fácies, sistemas deposicionais, tratos de sistemas e seqüências estratigráficas, suas características podem ser inferidas e transferidas para prever heterogeneidades e desenvolver modelos hidroestratigráficos, por analogia e concepção genética.

## 2.8 Movimento das Águas Subterrâneas

O deslocamento da água subterrânea, usualmente de centímetros por dia, é extremamente lento se comparado ao deslocamento da água de um rio, que é da ordem de metros por segundo (SOLIMAN et al., 1998). A taxa e a direção de deslocamento da água subterrânea dependem do gradiente do freático e das propriedades dos materiais presentes.

A capacidade de um aquífero armazenar e transmitir água depende da densidade, da viscosidade e da compressibilidade desta e da porosidade, da permeabilidade intrínseca e da compressibilidade do meio (FEITOSA; MANOEL FILHO, 2000). Estas propriedades são as responsáveis por todo o comportamento físico do aquífero.

A geometria do fluxo da água subterrânea é determinada principalmente pela declividade do substrato rochoso, pela configuração da superfície potenciométrica (nível freático em sistemas não confinados e pressão em sistemas confinados) e pela distribuição tridimensional da permeabilidade numa bacia saturada (Figura 6).

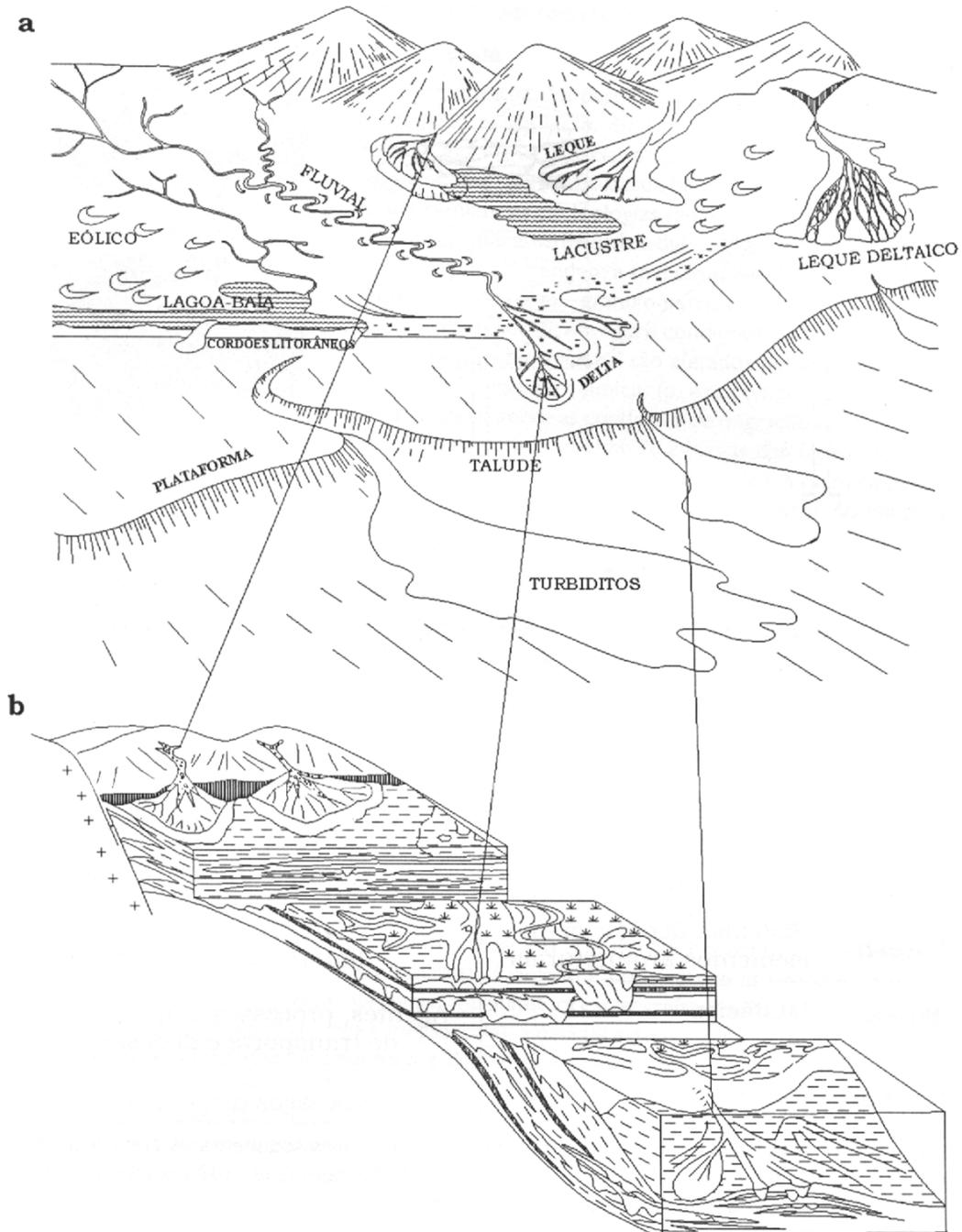


Figura 5. Entidades concretas, ou elementos hidrogeológicos, que ao se combinarem dão forma e conteúdo aos componentes do sistema hidrogeológico. **(a)** paleogeografia; **(b)** sistemas deposicionais. Adaptado de Fisher e Brown (1984), Galloway e Dutton (1979), Paim et al. (2003).

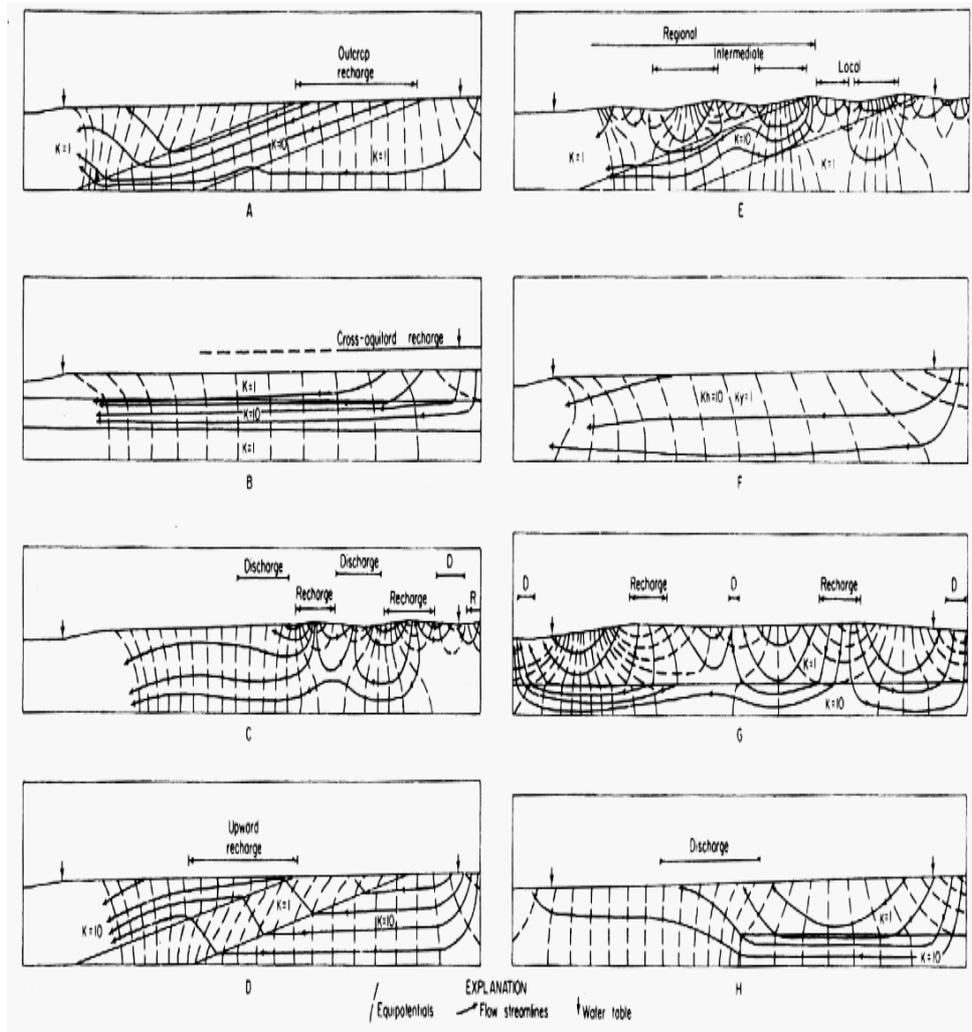


Figura 6. Seção ilustrando os efeitos dos parâmetros geológicos na geometria do fluxo da água subterrânea. **A** recarga aflorante e gradiente do fluxo para baixo dentro de um *layer* condutor. **B** fluxo na camada condutiva, abaixo de camada aquitarde. **C** sistema de fluxo complexo local e intermediário, gerado num aquífero homogêneo com o freático e topografia irregular. **D** fluxo para cima de água cruzando uma camada confinante para camada condutora. **E** concentração do fluxo regional da bacia por uma camada condutora. Topografia irregular resulta num fluxo complexo local e intermediário, particularmente nas unidades menos condutivas. **F** Acentuação do fluxo lateral dentro de um *layer* disponibilizando alta condutividade horizontal anisotrópica. Linhas de fluxo não são normais com as equipotenciais no meio anisotrópico. **G** Coleção de fluxo regional numa camada condutora soterrada. Linhas de fluxo originadas por células locais produzidas pelas irregularidades topográficas. **H** Dispersão de fluxo e superfície de descarga produzida por gradiente para baixo que cruza uma camada condutiva. Condutividade hidráulica ( $K$ ) dos *layers* é expressa com valor relativo. Modificado de Freeze Freeze e Cherry (1979) por Galloway e Hobday (1994).

Nos aquíferos confinados, o que rege a movimentação da água é a geologia, especialmente a estrutural, que direciona o fluxo conforme o mergulho das camadas ou o impede onde rejeitos colocam lado-a-lado camadas permeáveis e impermeáveis. Em aquíferos granulares, a distribuição de fácies exerce um papel fundamental na movimentação da água. A análise estratigráfica permite descrever e interpretar a arquitetura dos sedimentos que preenchem a bacia.

## 2.9 Água Subterrânea em Rochas Sedimentares

No domínio dos sedimentos consolidados, as rochas mais importantes como aquíferos são aquelas que apresentam de regular a boa permeabilidade. Com exceção de alguns carbonatos, os arenitos são os mais comuns de todos os sedimentos permeáveis (POTTER; FISK, 1992).

Rochas pouco permeáveis como arenitos muito argilosos e siltitos se comportam como aquíferos devido a baixa capacidade de transmissão de água. Carbonatos micríticos, evaporitos, argilitos, os folhelhos e tilitos, por serem praticamente impermeáveis, classificam-se como aquícludes.

A porosidade das rochas carbonáticas varia entre 0% a 20%. Nelas, fraturas abertas ao longo dos planos das camadas criam permeabilidade secundária onde alargadas como resultado da dissolução da calcita ou dolomita pela circulação da água subterrânea (SOLIMAN et al., 1998).

Estudos realizados por Atwater (1980) indicam que a porosidade dos arenitos decresce sistematicamente com a profundidade a uma taxa de 1,3% para cada 300 m, chegando a valores entre 4% e 6%. Entretanto, a partir de profundidades entre 2.500 m e 3.000 m, a porosidade pode voltar a aumentar, tanto pela transformação das argilas como por alteração e dissolução dos feldspatos, fragmentos de rocha e outros minerais instáveis, o que gera uma porosidade secundária que pode alcançar entre 8% e 10% (FRANÇA; POTTER, 1988).

Chillingar (1963 apud Feitosa e Manoel Filho, 2000), com base numa compilação de dados de litologias de diferentes granulometrias, mostrou que para cada tipo textural há uma tendência bem definida de aumento exponencial da permeabilidade com o aumento da porosidade (Figura 7) e que, à medida que as litologias apresentam maior diâmetro de grão para uma mesma porosidade, a permeabilidade aumenta exponencialmente.

Esta relação deve-se ao fato de que a perda de energia é maior em condutos de menor diâmetro: enquanto a energia de fluxo ( $F$ ) é proporcional à área ( $\pi R^2$ ) das gargantas que ligam os poros, o gasto de energia para vencer a adesão às paredes ( $E$ ) é proporcional ao perímetro ( $2\pi R$ ).

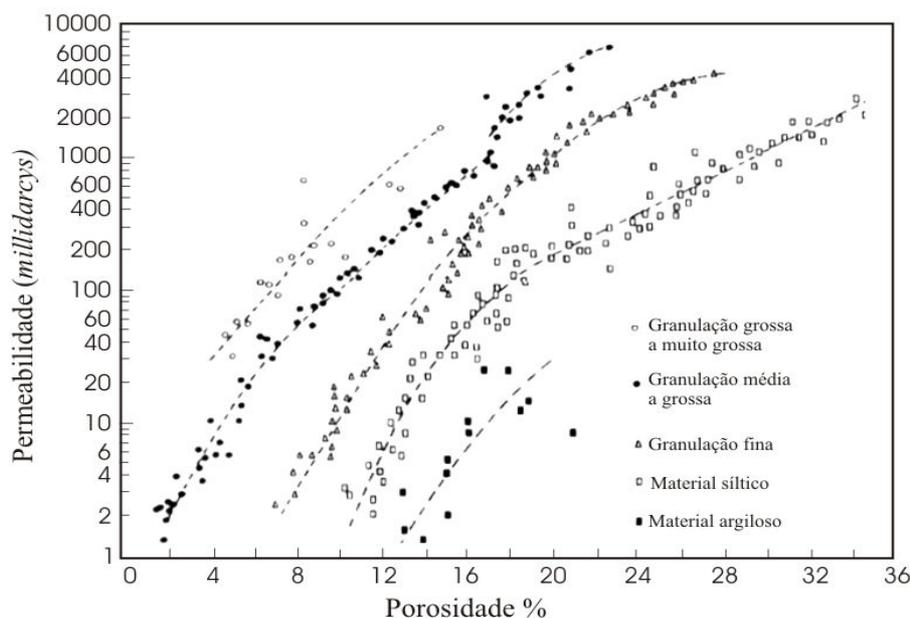


Figura 7. Gráfico de permeabilidade (miliDarcy) *versus* porosidade (%), onde os símbolos diferenciam as granulometrias. Apesar da grande variabilidade de permoporosidade para cada granulometria, pode-se notar que diferentes granulometrias são bem diferenciadas quanto suas propriedades permoporosas, sendo bem separadas uma das outras. Adaptado de Freeze e Cherry (1979).

Tal sensibilidade do fluxo ao tamanho dos grãos, especialmente dos grãos menores, é uma propriedade importante das fácies sedimentares, uma vez que a variação textural ocorre dentro de cada lâmina ou unidade de sedimentação. Isto leva à conclusão de que a presença de estratificações de pequena escala em arenitos faz com que a permeabilidade de amostras muito grande seja uniformemente anisotrópica (DAVIS, 1969).

## 2.10 Aqüífero, Aqüitarde e Aqüiclude

Aqüíferos devem ser capazes de armazenar e transmitir água em volume e taxas adequadas aos sistemas de captação. Por esta razão, nem todo reservatório de água subterrânea pode ser considerado um aqüífero. A produtividade e a capacidade de reabastecimento são fundamentais. Sejam as definições:

- *Aqüífero*: formação ou conjunto de formações geológicas que contém água e permite que quantidades significativas desta se movimentem em seu interior em condições naturais;
- *Aqüiclude*: formação que pode conter água, até mesmo quantidades significativas, mas é incapaz de transmiti-la em condições naturais;
- *Aqüitarde*: camada ou formação semipermeável, delimitada, no topo e, ou, na

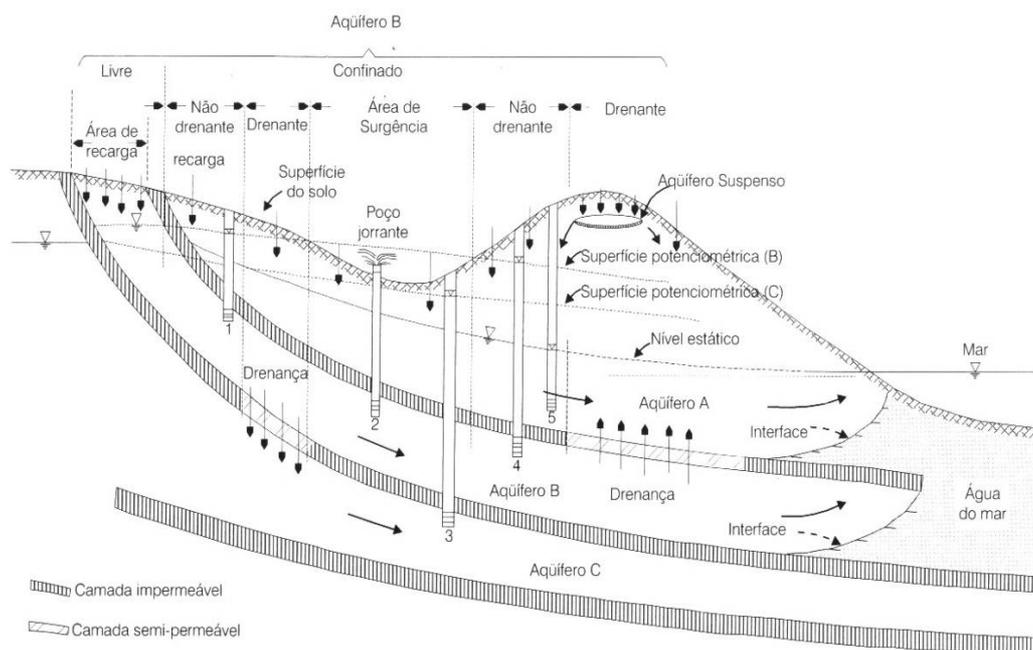


Figura 8. Representação esquemática dos diferentes tipos de aquíferos, de acordo com o sistema de pressão d'água e natureza das camadas que o delimitam. Modificado de Bear e Verruijt (1987 in Feitosa e Manoel Filho, 2000).

base, por camadas de permeabilidade muito maior. Comporta-se como uma membrana semipermeável através da qual pode ocorrer infiltração vertical; e

- *Aquífero*: formação impermeável que nem armazena nem transmite água.

Aquíferos são classificados, segundo Manoel Filho (2000), conforme a pressão da água nas suas superfícies limítrofes do topo e da base, e pela capacidade de transmissão de água das camadas limítrofes de topo e de base (Figura 8):

- *Aquíferos Confinados*: compreendem dois tipos, os confinados não drenantes, cujas camadas limítrofes superior e inferior são impermeáveis, e os drenantes, com ao menos uma das camadas limítrofes semipermeável permitindo a entrada ou saída de fluxos pelo topo ou pela base; e
- *Aquíferos livres*: aqueles cujos níveis superiores correspondem a superfícies freáticas nas quais todos os pontos se encontram à pressão atmosférica.

O fator que diferencia um aquífero de um aquítarde ou aquíclode é a condutividade hidráulica: novamente podemos concluir que em aquíferos granulares a distribuição horizontal faciológica e suas características granulométricas dentro dos sistemas deposicionais são determinantes. E quanto à classificação do confinamento do aquífero, os fatores determinantes são a sucessão faciológica, os tratos de sistemas, a distribuição vertical dos sistemas deposicionais e a organização estrutural (Figura 9).

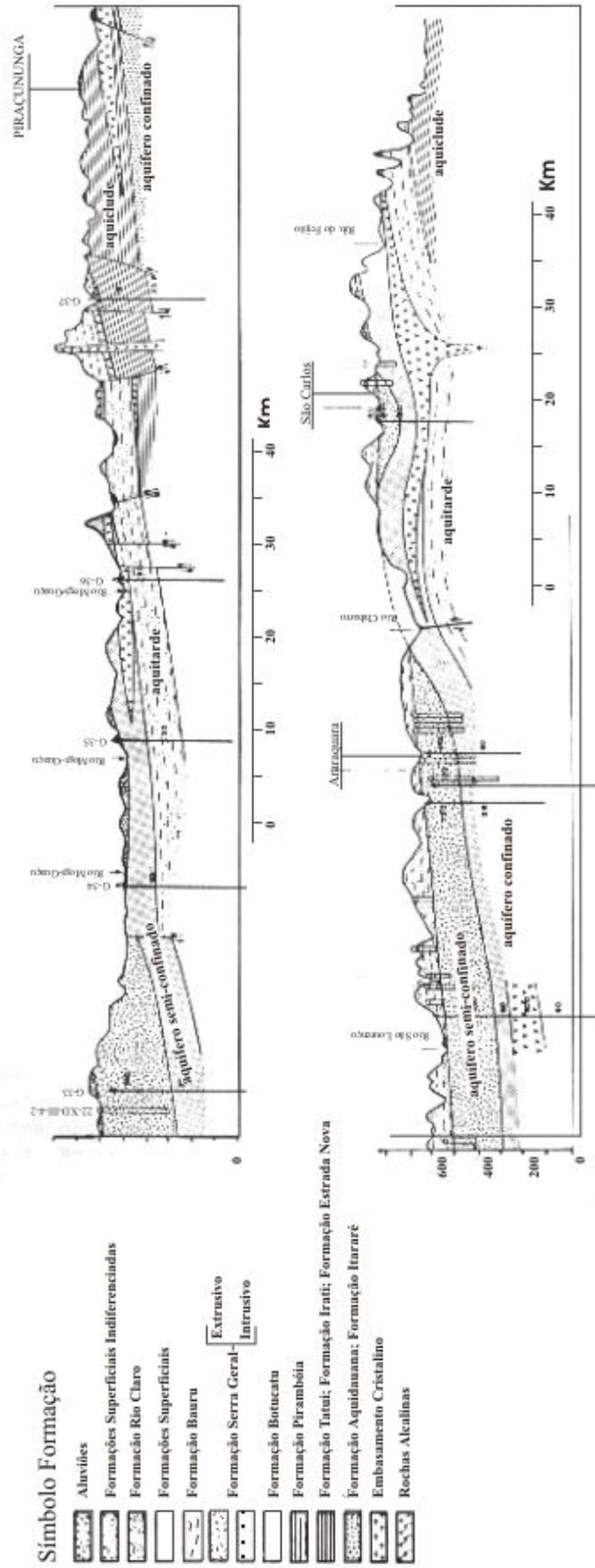


Figura 9. Corte geológico estrutural, com base em poços, sondagens geofísicas para água subterrânea e afloramentos (DAEE, 1975), mostrando a relação entre as formações litostratigráficas e os aquíferos (semiconfinados, confinados), aquíferos e aquíferos. (Modificado de Soares 1991).

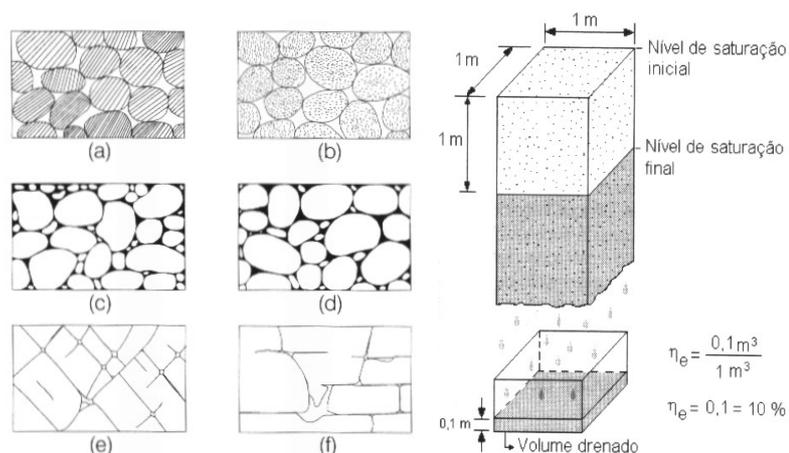


Figura 10. (A) Representação esquemática dos diferentes tipos de rocha e relação entre textura e porosidade: (a) rocha sedimentar clástica (RSC) com granulometria homogênea (porosidade elevada); (b) RSC homogênea com grãos porosos (porosidade muito elevada); (c) RSC, granulometria heterogênea (baixa porosidade); (d) RSC, heterogênea com cimentação (porosidade muito baixa); (e) rocha com porosidade secundária devido a fraturas; (f) rocha com porosidade secundária devido à dissolução (MEINZER, 1923 em CUSTÓDIO E LLAMAS 1983). (B) Porosidade efetiva, como sendo quantidade de água efetivamente drenada por gravidade, modificado de Driscoll (1986 em Feitosa e Manoel Filho, 2000).

## 2.11 Propriedades Físicas dos Aquíferos

Na segunda metade do século XIX, Henry Darcy conseguiu demonstrar, através de uma série de experimentos, que existe uma relação entre o fluxo de água que atravessa uma camada permeável e o seu gradiente hidráulico. Daí nasceu o conceito de condutividade hidráulica como uma propriedade macroscópica do meio, que possibilita aplicar aos meios porosos os princípios da hidrodinâmica considerando quatro parâmetros: a porosidade, a permeabilidade, a condutividade hidráulica e o coeficiente de armazenamento.

### 2.11.1 Porosidade

A percentagem de espaços vazios num solo ou rocha é chamada de porosidade. Ela depende na natureza de aberturas, sendo classificadas em primária (intergranular) ou secundária (fraturas), a primeira dependendo principalmente de duas propriedades sedimentológicas: a granulometria e a seleção textural.

A porosidade total ( $\eta$ ) pode ser definida como a razão entre o volume de vazios ( $V_v$ ) e o volume total ( $V$ ), sendo expressa (Figura 10A) por  $\eta = V_v / V$ .

A porosidade depende da distribuição do tamanho dos grãos. Se os grãos são de tamanho variado, a porosidade tende a ser menor uma vez que grãos pequenos ocupam espaços vazios entre os maiores (Figura 10B).

Pode ocorrer que num determinado meio poroso existam poros não interconectados, isolados ou sem saída, que, apesar de serem volumes vazios, não permitem que a água flua livremente. Por isso, o conceito de *porosidade efetiva* refere-se apenas ao volume de vazios interconectados relativamente ao volume total do material.

Rochas metamórficas e ígneas não fraturadas têm até 2% de poros não conectados. Já as fraturadas apresentam permeabilidade secundária desenvolvida ao longo das fraturas abertas. Em rochas sedimentares, a porosidade pode atingir mais de 40%, sendo mais freqüente a faixa de valores ente 8% e 15%.

### 2.11.2 Permeabilidade

O termo permeabilidade é também usado como medida da capacidade que o material tem de transmitir o fluido, mas somente em termos de uma propriedade sua, enquanto que a condutividade hidráulica reflete a capacidade de um meio natural de transmitir ou conduzir a água. A permeabilidade depende das propriedades do material poroso, envolvendo granulometria e estrutura, sendo normalmente expressa em cm/s ou em *Darcys*.

### 2.11.3 Condutividade Hidráulica

A habilidade que um material tem de permitir que a água se desloque através dele é chamada condutividade hidráulica, que é expressa em unidades tais como “m/dia”, “cm/s”, etc. A condutividade hidráulica de um material é determinada pelo diâmetro, tamanho e interconectividade dos seus poros e pela viscosidade e densidade do fluido, representando a facilidade com que a formação aquífera exerce a função de condutor hidráulico.

A Tabela 2 é muito difundida no meio hidrológico: conhecendo o substrato e suas dimensões, pode-se prever sua condutividade hidráulica e estimar a capacidade do aquífero. Ela não leva em consideração, todavia, que os substratos naturais são complexos. Um arenito, por exemplo, pode apresentar significativa heterogeneidade.

A condutividade hidráulica está diretamente ligada à conectividade dos poros, ou seja: em se tratando de aquíferos granulares, corresponde aos arranjos granulométricos destes. Depende basicamente da textura, representada pela seleção granulométrica, pelo arredondamento e pela quantidade de matriz presente.

O grau de seleção é avaliado através da análise granulométrica, na qual o desvio padrão da curva de distribuição de freqüências granulométricas é que indica o grau de seleção da rocha (Figura 11).

Tabela 2. Porosidades e condutividades hidráulicas médias de alguns materiais (USGS, 2005).

	porosidade (%)	condutividade hidráulica (m/dia)
<b>material inconsolidado</b>		
argila	45	0.041
areia	35	32.8
cascalho	25	205.0
cascalho e areia	20	82.0
<b>rocha</b>		
arenito	15	28.7
carbonato denso ou folhelho	5	0.041
granito	1	0.0041

Em escala microscópica, o deslocamento da água subterrânea em um meio poroso pode ser muito complexo devido à irregularidade dos poros e canalículos através dos quais ela deva passar.

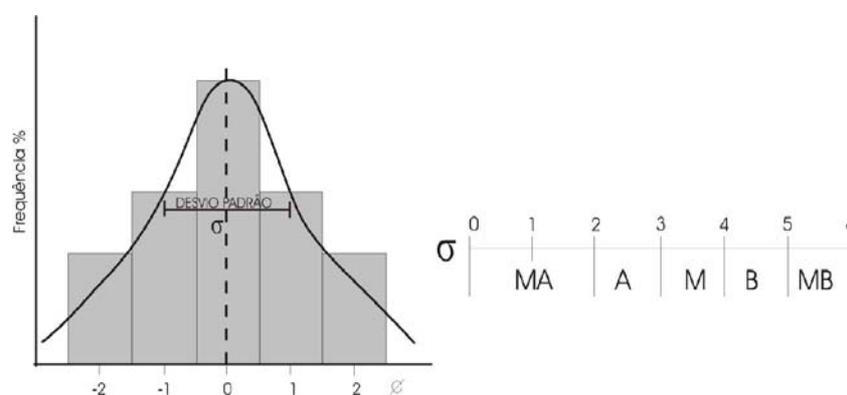


Figura 11. Histograma esquemático de uma análise granulométrica, com eixo das abscissas representando a granulometria (em  $\phi$ ) e no eixo das ordenadas a frequência. Ao lado uma régua com a interpretação da seleção, usando o valor do desvio padrão ( $\sigma$ ) do histograma. MA – muito alta; A – alta; M – moderada; B – baixa; MB – muito baixa.

Se a condutividade hidráulica é a mesma em todas as direções, o meio é chamado isotrópico. Se a velocidade de transmissão de água varia conforme a direção, o meio é dito anisotrópico, e o valor da condutividade hidráulica ( $K$ ) pode então ser medido em três direções principais:  $K_x$ ,  $K_y$  e  $K_z$ . A anisotropia é determinada pelas estruturas sedimentares, que por sua vez refletem os processos formadores da rocha (figuras 12 e 13), que, se subaçuosos, dependem da natureza superior, inferior, laminar ou turbulenta das condições de fluxo sob as quais se deu a deposição.

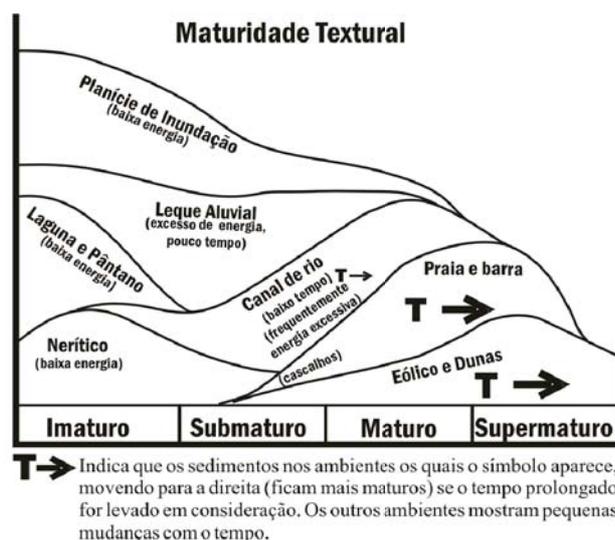


Figura 12. Gráfico esquemático ilustrando as relações entre os ambientes deposicionais clásticos e a maturidade textural dos sedimentos.

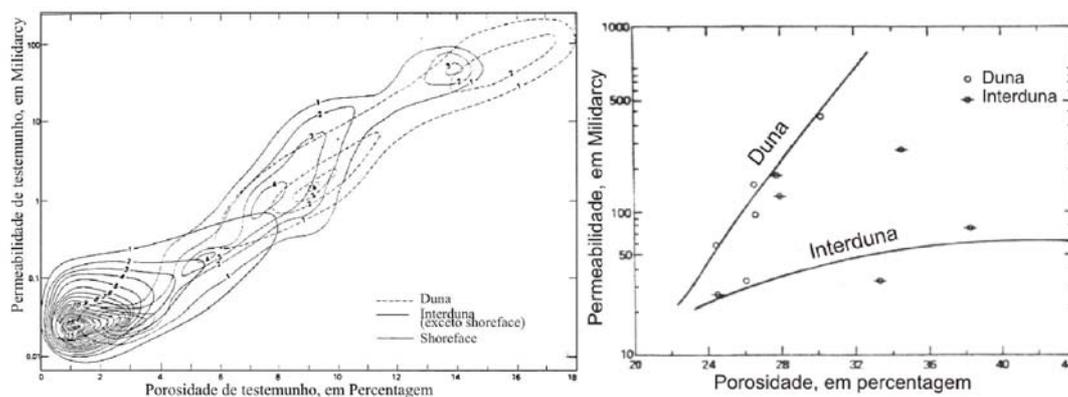


Figura 13. Porosidade vs permeabilidade, delineando três conhecidos ambientes deposicionais. Nos três sistemas deposicionais predomina a granulometria areia, porém com diferença marcante de permoporosidade em cada um, interpretada como devida à seleção granulométrica. (Valores obtidos a 192 m de profundidade em testemunhos do Arenito Weber de três poços no campo Brady - Sweetwater County, Wyoming, USA. Grid superimposto acima dos dados plotados.)

As relações entre os sistemas deposicionais e suas fácies com a capacidade do aquífero de permitir que a água o atravesse são facilmente observáveis em gráficos de correlação de vazões médias de poços de diferentes aquíferos individualizados por formação (Figura 14).

O melhor caminho para compreender os ambientes sedimentares terrígenos de qualquer seqüência sedimentar é empregar o conceito de sistema deposicional como *um grupo de ambientes sedimentares relacionados*, um conceito igualmente aplicável à deposição de arenitos, carbonatos, evaporitos e rochas terrígenas em geral.

O domínio dos sedimentos clásticos compreende numerosos sistemas deposicionais geneticamente distintos tais como leques aluviais, fluvial, delta, *shorezone*, plataforma, talude, lacustre e eólico, os quais são dominados por processos deposicionais distintos (Tab. 3).

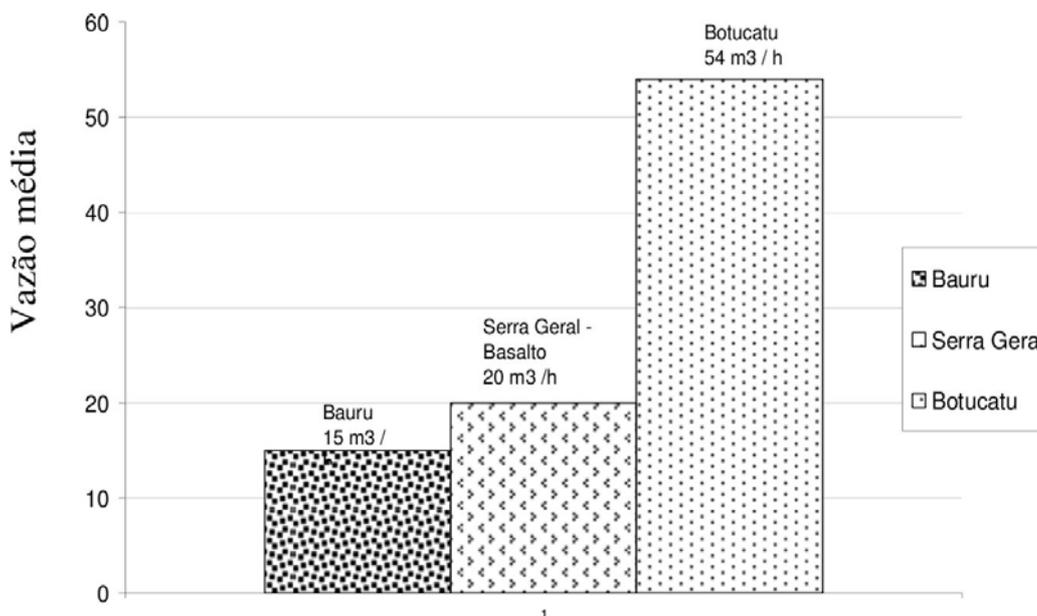


Figura 14. Vazão média dos poços segundo aquíferos. Fonte: DAEE – SP.

Cada ambiente deposicional genético é controlado por uma combinação distinta de processos deposicionais e produz seqüências sedimentares heterogêneas distintas, as quais possuem características escalares únicas (LIU et al., 2002). A seqüência sedimentar gerada em cada sistema consiste em hierarquias de unidades arquiteturais internamente separadas por superfícies limítrofes correspondentes. O arranjo das unidades arquiteturais e superfícies limítrofes determina a heterogeneidade de reservatório e aquíferos, podendo ser usado na simulação de fluxos. A identificação e o uso de um modelo deposicional, enquanto representação conceitual de um sistema deposicional para mapear e prever a extensão areal deste é a chave para o entendimento da distribuição das propriedades permoporosas.

## 2.12 Predição da Hidrodinâmica

O entendimento do fluxo natural da água subterrânea e seus controles em sistemas deposicionais pode ser aplicado à hidrologia e aos estudos ambientais. Cada ambiente deposicional é único, com parâmetros distintos que determinam a hidrologia da seqüência sedimentar. A reconstrução paleogeográfica determina uma lógica inicial para a interpretação paleohidrológica e suas implicações nos processos singenéticos e diagenéticos.

Segundo Galloway e Hobday (1996), os sistemas deposicionais formam quatro associações hidrogeológicas comuns:

- bacias interiores fechadas e semifechadas, contendo combinações de sistemas aluviais, lacustres, fluviais e eólicos;

Tabela 3. Sistemas deposicionais, processos e ambientes no domínio dos sedimentos clásticos (GALLOWAY; HOBDDAY, 1996).

<i>sistema deposicional</i>	<i>ambiente deposicional</i>	<i>maiores processos</i>
aluvial	leques aluviais planície aluvial	enchente em lençol, <i>debris flow</i> enchente em lençol
fluvial	planície <i>braided</i> rios <i>braided</i> rios meandantes rios híbridos	enchente em lençol carga de fundo, carga em suspensão carga de fundo, carga em suspensão carga de fundo, carga em suspensão
lacustre	deltas de lago lago de água doce lago de água salgada	fluxo de rio, ondas fluxo turbidítico, suspensão fluxo turbidítico, suspensão
deltáico	delta dominado por rio delta dominado por onda delta dominado por maré	fluxo de rio, ondas, maré ondas, fluxo de rio, maré maré, fluxo de rio, ondas
<i>shore zone</i> (zona praial)	praia ilha barreira de micro-maré cordões litorâneos ilhas barreiras de meso-maré estuário planície de maré	ondas, maré, vento, corrente maré, ondas ondas, maré, vento maré, ondas fluxo de rio, ondas, maré maré
plataforma	barras arenosas banco de areia lençóis de areia	ondas de tempestade, maré corrente de fundo, ondas de tempestade ondas de tempestade, suspensão
depósito de bacia marinho profundo e talude	canal de talude e depósito de vale inciso depósito de canyon de talude leques de talude leques submarinos	fluxos turbidíticos, <i>debris flow</i> <i>debris flows</i> , fluxo turbidítico fluxo turbidítico, suspensão fluxo turbidítico, suspensão
dunas eólicas	dunas depósitos interdunas lençóis de areia	vento vento, nível freático vento

- vales aluviais ou bacia de borda fraturada (rifte), contendo sistemas fluviais e leques aluviais;
- planícies costeiras constituídas por sistemas de leques aluviais, fluviais, deltáicos e *shore zones*;
- bacias submarinas consistindo em sistemas plataformais e de talude.

A hidrogeologia das bacias interiores fechadas ou semifechadas tem sido muito estudada, especialmente por serem elas entidades bem preservadas no interior dos continentes, onde a está a maior demanda por água. O fluxo da água subterrânea é extensamente centrípeto, refletindo a batimetria e o confinamento dos sistemas aquíferos (figuras 15A e 15B). Nestas bacias, a recarga periférica ocorre ao longo das bordas dos planaltos. Fluxos laterais caracterizam o ambiente intermediário, e as descargas ocorrem no centro (GALLOWAY; HOBDDAY, 1996). A condutividade hidráulica é complexa, porém organizada.

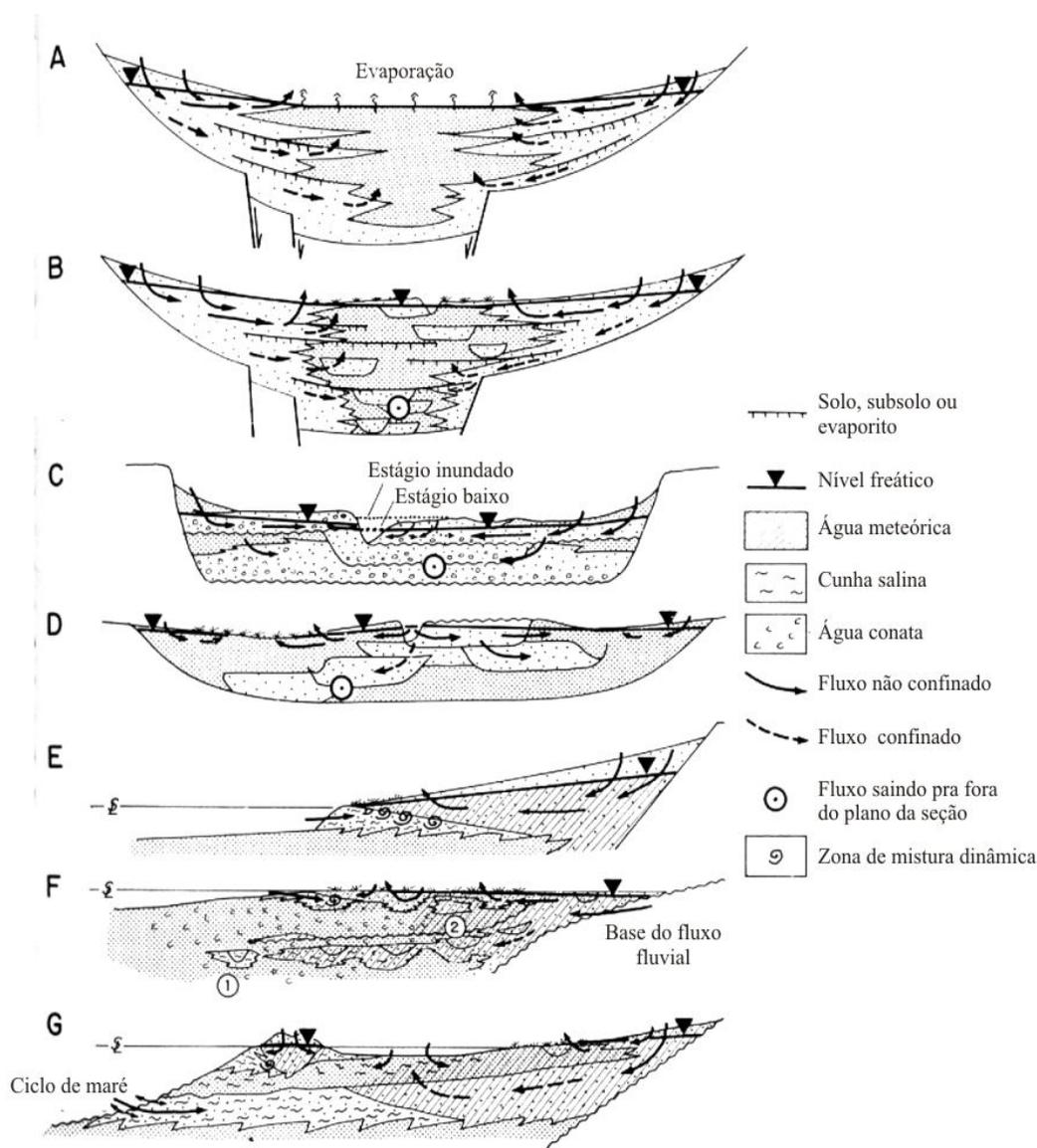


Figura 15. Sistema de fluxo regional em bacias.

Nas bacias rift e *sags* intracontinentais alongados, é mais comum o desenvolvimento do fluxo através de sistemas fluviais (figuras 15C e 15D). São bacias caracterizadas por espessas camadas arenosas e conglomeráticas boas condutoras de água com fluxo constante. A condutividade é extremamente heterogênea e anisotrópica devido à variabilidade interna e à geometria lenticular dos corpos arenosos fluviais (GALLOWAY; HOBDA, 1996).

Nas planícies costeiras e zonas litorâneas (figuras 15E, 15F e 15G), ocorrem aquíferos não confinados, semiconfinados e confinados em pequenos espaços verticais. O fluxo e a química da água refletem a distribuição da transmissividade controlada pela estratigrafia, pela história deposicional e pelo nível relativo do mar. Bacias submarinas geralmente correspondem a aquíferos regionais confinados, com água conata, nos quais a variedade de reações diagenéticas modifica o arcabouço original dos poros.

A coleta de dados relativos à geologia regional e ao desenvolvimento da bacia é o primeiro estágio da investigação da gênese de um aquífero. A estratigrafia pode então ser traduzida em hidroestratigrafia, conforme Galloway e Hobday (1983), e subdividida em aquíferos individuais e intervalos aquíferos. O termo *hidrofácies* tem sido usado para designar unidades sedimentologicamente homogêneas porém não necessariamente isotrópicas formadas sob condições que dêem aos reservatórios propriedades hidráulicas características (KLINGBEIL et al. 1999).

Os aquíferos individuais podem ser caracterizados usando métodos da petrologia, da análise faciológica e da petrofísica. No modelo do aquífero resultante, parâmetros hidráulicos e geométricos do reservatório de água subterrânea poderão ser quantificados e interpolados por procedimentos geoestatísticos. Entretanto, as características das fácies têm de ser levadas em consideração, de forma a delimitar as discontinuidades e correlações possíveis, evitando assim a interpolação de valores entre diferentes fácies genéticas ou diferentes sistemas.

Os processos e produtos diagenéticos condicionam a distribuição final do espaço permoporoso no interior dos corpos sedimentares. Tais processos, relacionados à história de soterramento, promovem significativas modificações nas propriedades permoporosas primárias dos sedimentos, fechando ou abrindo caminhos para a percolação de fluidos (Figura 16) (PAIM et al., 2003).

Recentes investigações baseadas em estudos de campo mostram que as estruturas sedimentares têm uma significativa influência no transporte de soluções. Enquanto as heterogeneidades internas das fácies afetam a dinâmica dos fluidos no espaço permoporoso, a composição mineralógica afeta a química desses fluidos durante a migração. Tais fenômenos participam intensamente, por exemplo, do controle do fluxo e da composição química da água que percola através dos aquíferos granulares (GARCIA et al., 2003).

### **2.13 Aplicação da Estratigrafia de Seqüências na Caracterização de Aquíferos e Reservatórios**

Análises estratigráficas detalhadas de reservatórios revelam elevadas variabilidades de espessura e de distribuição de padrões, as quais refletem composições igualmente complexas das fácies e que afetam a eficiência da exploração dos recursos hídricos. No Século XX, a tendência de aplicar o conceito de fácies sedimentares é o salto no foco da exploração de hidrocarbonetos e, mais recentemente, da água subterrânea com acres

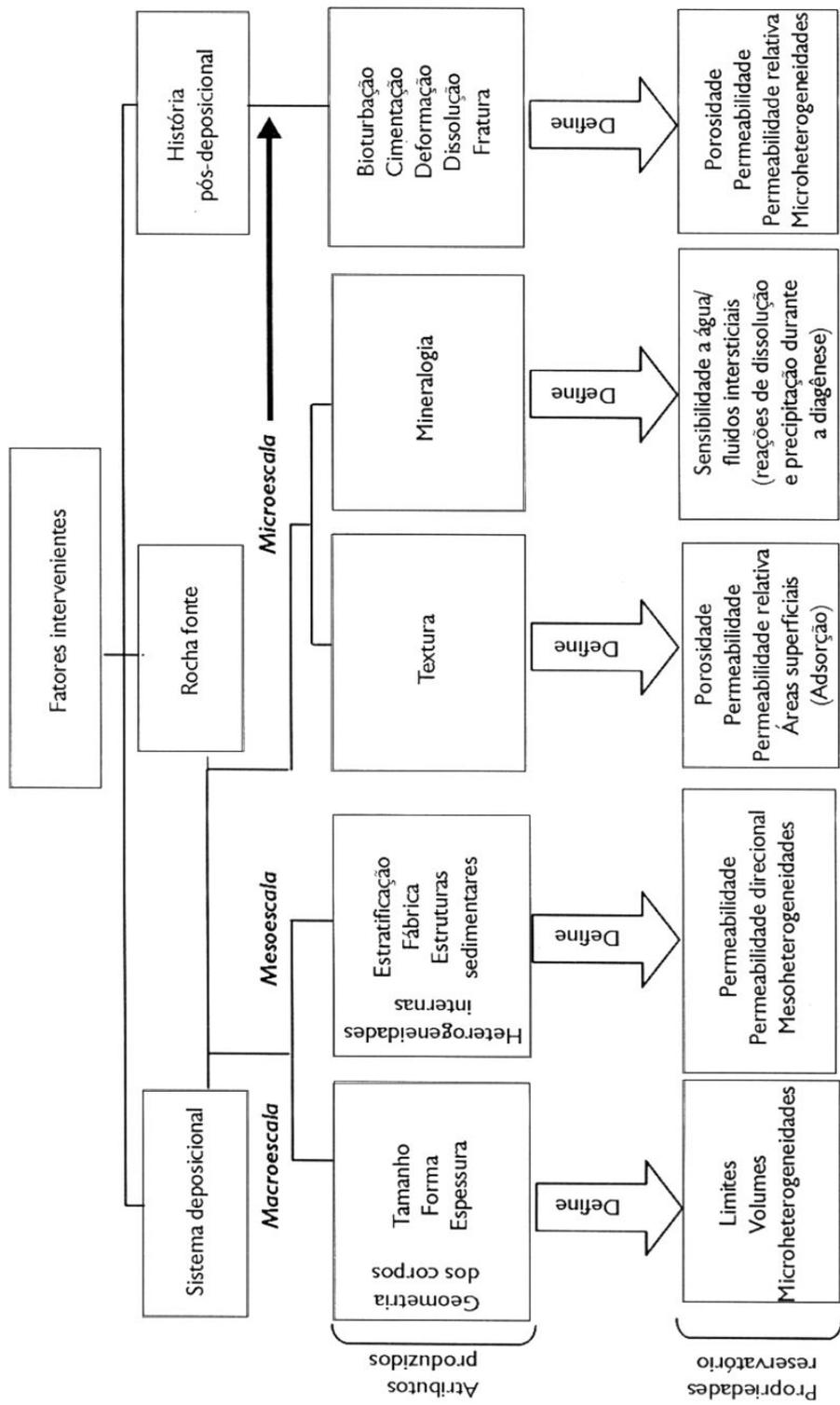


Figura 16. Fluxograma com relações de influência do ambiente deposicional, rocha-fonte e história pós-deposicional sobre atributos responsáveis pela definição de propriedades de reservatório em rochas sedimentares clásticas terrígenas (Hewitt 1996 adaptado por Paim *et al.* 2003)

cente necessidade de predição de reservatórios e extrapolação de suas características (MAGOON; DOW, 1994).

A geometria dos estratos e a arquitetura das seqüências deposicionais são influenciadas primariamente pelo nível de base, pela subsidência, pelo suprimento de sedimentos e pela fisiografia da bacia (GALLOWAY, 1989). A heterogeneidade da seqüência sedimentar é controlada pela interação desses processos de preenchimento de bacias.

As características finais dos depósitos sedimentares são influenciadas por diversos fatores que atuam desde a escala de bacia (gigaescala) e a arquitetura estratigráfica (megaescala), passando pela escala dos elementos arquitetônicos (macroescala) e feições sedimentares (mesoescala), até a escala de atributos texturais (microescala). Os atributos físicos e composicionais reconhecidos em estudos petrográficos (microescala) decorrem, em última análise, de processos pós-deposicionais (diagenéticos), afetando ou sofrendo influência dos atributos definidos na etapa anterior.

O conceito de seqüência estratigráfica constitui uma ferramenta de caracterização de aquíferos e reservatórios que complementa a análise convencional de fácies ao permitir a predição das mudanças de um ponto de observação ao outro. É um conceito que focaliza a presença de superfícies que possam separar fácies com diferenças substanciais nas suas propriedades de fluxo.

Paleossolos, cimentação diagenética e *hardground* revelam exposição subaérea, transgressão e afogamento de superfícies. Gibbons et al. (1993), por exemplo, concluem que 70% das superfícies de afogamento e 60% dos limite de seqüência de um reservatório de sistema misto plataformar/litoral dominado por maré são caracterizadas por cimentação carbonática. (TAYLOR; GAWTHORPE; VAN WAGONER, 1995) relatam *layers* de cimentação carbonática cobrindo paraseqüências de superfície de afogamento. Intervalos transgressivos normalmente formam selos impermeáveis entre unidades de reservatório ou compartimentos. Fundos de canal e *lags* de ravinamento, do mesmo modo, podem representar *layers* impermeáveis, identificáveis em refletores sísmicos.

Dentro de uma única fácies genética, heterogeneidades são introduzidas por acamamento e variabilidade espacial dos parâmetros texturais. Acamamentos implicam na interposição de estratos menos permeáveis que restringem a interação de fluxos dentro de camadas mais permeáveis. Inúmeros autores têm compilado informações de corpos arenosos recentes, afloramentos análogos e estudos de casos, demonstrando que a interpretação genética facilita a predição de uma hierarquia de parâmetros que afetam o reservatório ou aquífero, ou ainda de atributos de importantes fácies reservatórios e aquíferos que condicionam o fluxo dentro de cada sistema deposicional.

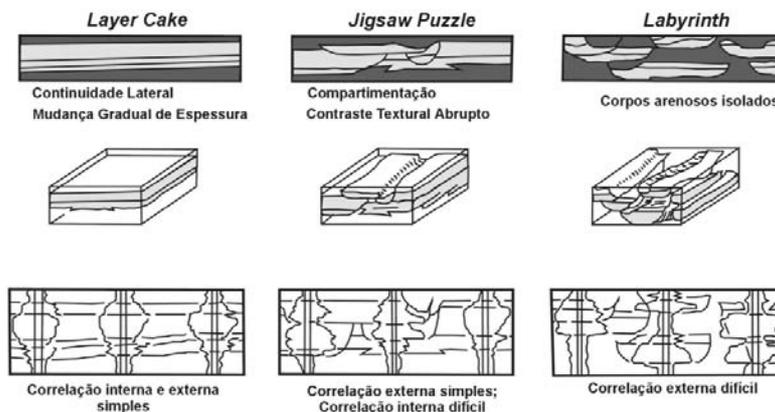


Figura 17. Três estilos de heterogeneidades em reservatórios e organização de unidade de fluxo. A complexidade aumenta do *Layer Cake* para o *Labyrinth*. Modificada de Weber e van Geuns (1990).

## 2.14 Estilos de Heterogeneidade

Poucos aquíferos são homogêneos, e o conhecimento detalhado do meio e suas heterogeneidades é fundamental para a predição da circulação e do armazenamento da água. Sistemas de reservatórios e aquíferos mostram três padrões ou estilos de arranjo de fácies e, conseqüentemente, de unidade de complexidade de fluxo (WEBER; VAN GEUNS, 1990; Figura 17).

Reservatórios acamados (*layer cake*, bolo em camadas) são caracterizados pela continuidade lateral, pela variação gradual da espessura, pela correlação relativamente simples e pela presença de lençóis e lobos.

Reservatórios irregulares (*jigsaw puzzle*, quebra-cabeça) têm compartimentação complexa, relações cruzadas e mudanças texturais abruptas. Em cada situação, a correlação e a delimitação em toda zona de produção pode ser relativamente simples, mas as correlações internas são de difícil percepção.

Reservatórios labirínticos (*labyrinth*, labirinto) consistem em numerosas unidades permoporosas parcial ou completamente isoladas, com correlação interna e externa, ambas de difícil percepção (pouco viável com o espaçamento dos poços).

A compartimentação interna de corpos arenosos reservatórios e aquíferos consiste em um mosaico de fácies vertical e horizontalmente amalgamadas formando elementos arquiteturais e camadas separadas por superfícies de limites deposicionais ou diastemas erosionais. Diastemas erosionais separam, por exemplo, barreiras, deltas e canais de maré de fácies transgressiva.

Todas as fácies têm padrões distintos de variação textural vertical e lateral e, portanto de distribuição de permeabilidade e porosidade. A estratificação reflete comumente a organização textural, intercalando lençóis tabulares e unidades lenticulares separadas das unidades adjacentes por mudanças de permeabilidade ou *drapes*. Níveis de compactação ou cimentação, refletidos em maior impedância ou simplesmente em maior densidade, restringem fortemente o fluxo transversal, geram anisotropia e definem sua orientação e continuidade lateral em relação a escala de reservatório ou aquífero (WEBER, 1986). As heterogeneidades no reservatório estão relacionadas a vários fatores (MAGOON; DOW, 1994):

- delimitação das fácies com orientação e tendência bem definidas em unidades ou litossomas permeáveis, da ordem de elementos arquiteturais, com vários graus de interconectividade;
- variações de permeabilidade e porosidade de unidades permeáveis em padrões verticais e laterais ou divisões espaciais, conforme a granulometria, a seleção granulométrica, a cimentação e a presença de estruturas sedimentares;
- estratificação interna como lâminas horizontais ou inclinadas em relação ao topo e a base em unidades permeáveis;
- descontinuidades internas devidas à presença de níveis impermeáveis variadamente contínuos em unidades permeáveis;
- anisotropia de permeabilidade devido a assentamento gravitacional e compactação, em valores verticais substancialmente inferiores aos valores horizontais.

Delineando-se as feições sedimentares que criam as heterogeneidades externas e internas, é possível estabelecer as leis que governam a distribuições tridimensional da porosidade e da permeabilidade, definindo padrões de anisotropia e, por fim, caracterizar satisfatoriamente os reservatórios e aquíferos.

## 2.15 Escalas de Heterogeneidade

A terminologia da escala de heterogeneidade apresentada aqui é derivada daquelas de Alpay (1972), Haldorson (1986) e Krause et al. (1987), que foram combinadas para definir cinco níveis. Dentro de cada hierarquia de heterogeneidade, as subdivisões podem ser consideradas como unidades sedimentológicas e como unidades hidráulicas, ou ainda hidroestratigráficas. Um sumário desta abordagem pode ser representado para as seguintes escalas de investigação (Figura 18) (HUGGENBERGER; AIGNER, 1999; MAGOON; DOW, 1994; PAIM et al., 2003; SCHERER, 2001):

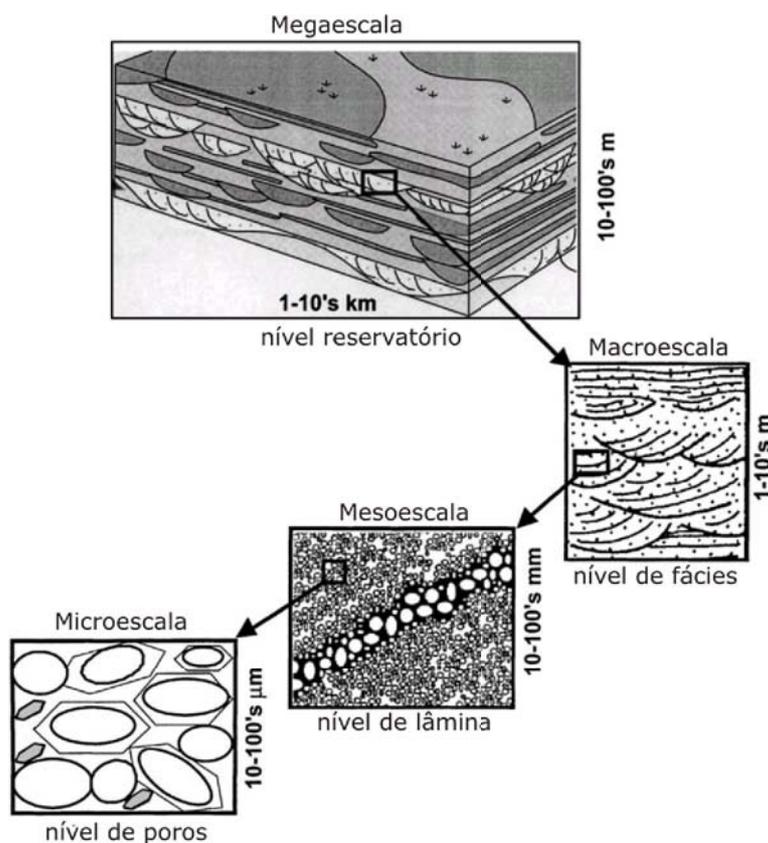


Figura 18. Demonstração da relação das heterogeneidades e elementos arquiteturais, fácies, lâminas e poros. Modificado de Liu et al. (2002).

- *Gigaescala* caracteriza as heterogeneidades e unidades na escala dos sistemas deposicionais e tratos de sistemas de uma bacia;
- *Megaescala* descreve a geometria externa e a inter-relação de unidades permeáveis e impermeáveis tais como canais meandantes limitados por *overbank* lamítico ou barras pontais individuais isoladas por canais abandonados;
- *Macroescala* detalha os elementos arquiteturais na escala das fácies (dentro das barras em pontal, criadas por unidades individuais de acreção lateral);
- *Mesoescala* detalha elementos internos às litofácies, variando em função do tipo de estratificação, na escala laminar;
- *Microescala* detalha elementos na escala de grãos individuais e poros, focalizando a evolução e a distribuição dos espaços inter e intragranulares em função da textura sedimentar, do registro diagenético e da proveniência do material.

Kuchle e Holz (2002) apresentam uma proposta de classificação de heterogeneidades modificada desta acima, com base no reconhecimento e na correlação de superfícies-chaves da estratigrafia de seqüência ou eventos (Figura 19), identificando cinco níveis hierárquicos de escala:

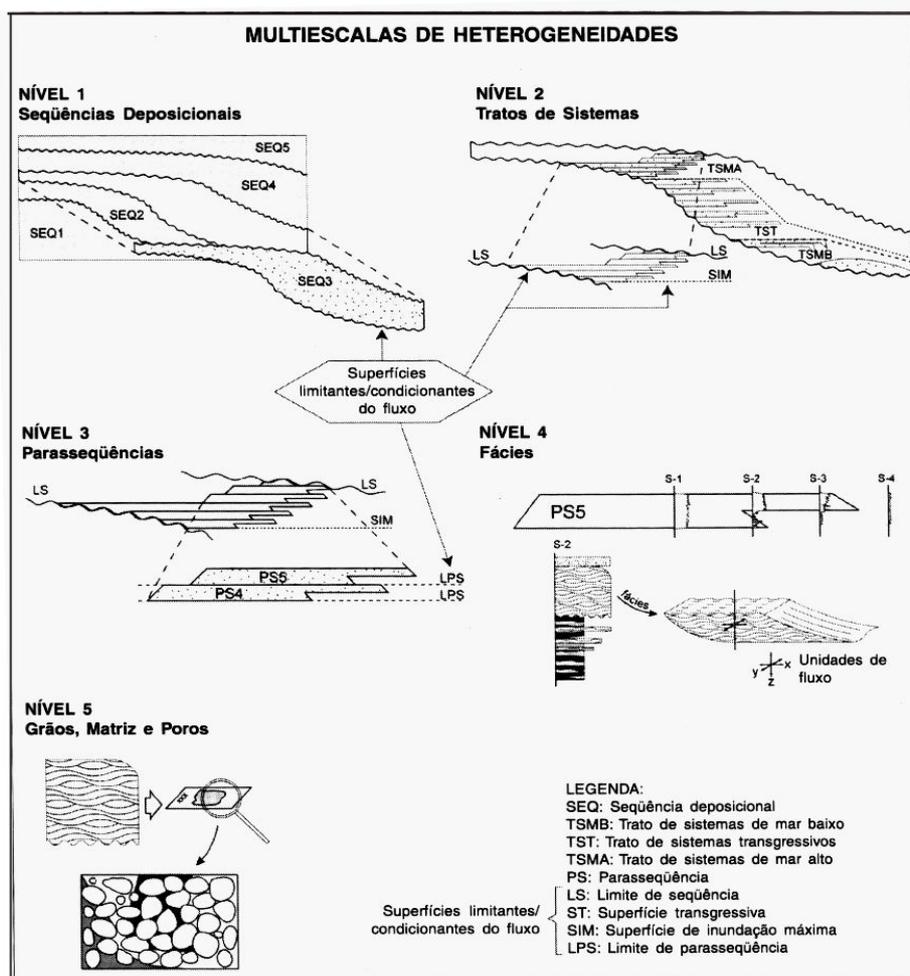


Figura 19. Escalas de heterogeneidades classificadas com base nas superfícies chave da estratigrafia de seqüência segundo Kuchle e Holz (2002).

- *Nível 1:* seqüências deposicionais; ordens maiores de eventos tectono-eustáticos em escala de bacia, os limites das seqüências sendo abordados como potenciais geradores de heterogeneidade;
- *Nível 2:* tratos de sistemas; limites de seqüências também sendo importantes neste nível, assim como as superfícies transgressivas e superfícies de inundação máxima;
- *Nível 3:* parasseqüências; discontinuidades internas e desconectividades relacionadas a eventos de inundação de maior ordem, os limites de parasseqüências sendo potenciais geradores de heterogeneidades;
- *Nível 4:* a fácies como elemento básico formador de sucessões sedimentares, estabelecendo padrões de variação de heterogeneidade dentro das parasseqüências e suas propriedades permeoporosas e intensidade do fluxo.
- *Nível 5:* grão, matriz e poros; estruturas internas, identificando feições sedimentares de detalhe e feições diagenéticas.

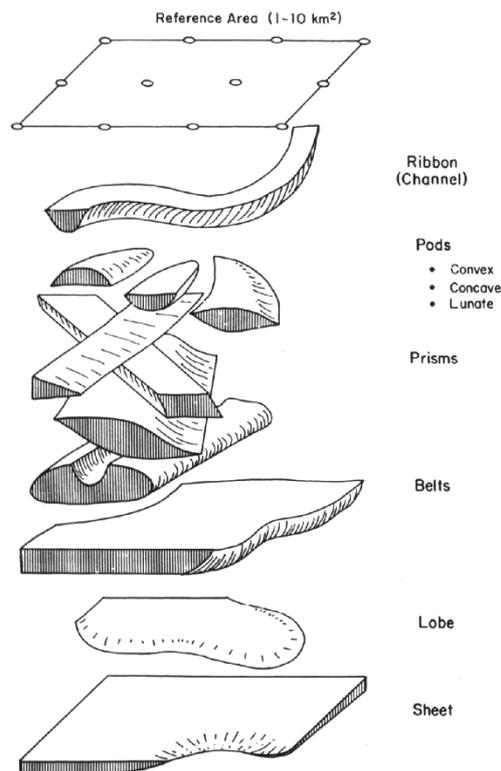


Figura 20. Diferentes geometrias externas de unidades de fluxo

## 2.16 Unidades de Fluxo

Uma unidade de fluxo é um volume mapeável do reservatório no qual as propriedades geológicas e petrofísicas que afetam o fluxo são similares e previsíveis (HEAM et al., 1984; EBANKS JUNIOR; SCHEIHING; ATKINSON, 1993). Cada compartimento do reservatório, com sua fácies delimitada e definida é uma unidade de fluxo potencial. Na Figura 20, por exemplo, cada litossoma e fácies do corpo arenoso barra-barreira (uma fácies genética) é uma unidade de fluxo em potencial caracterizada por uma única combinação de distribuição de permeabilidade, acamamento e geometria. Entretanto, nem toda fácies necessariamente difere das demais o suficiente para constituir uma unidade de fluxo distinta. Unidades de fluxo têm grande variedade de geometrias (Figura 20), para mais ou menos equidimensionais, como acanalados, lençóis, lobos, cinturões alongados, prismas e fitas. Cada unidade de fluxo é caracterizada pelos seguintes elementos descritivos (MAGOON; DOW, 1994):

- geometria externa e dimensões;
- atributos de permeabilidade e porosidade;
- limites internos de fluxo e defletores; e
- saturação do fluido.

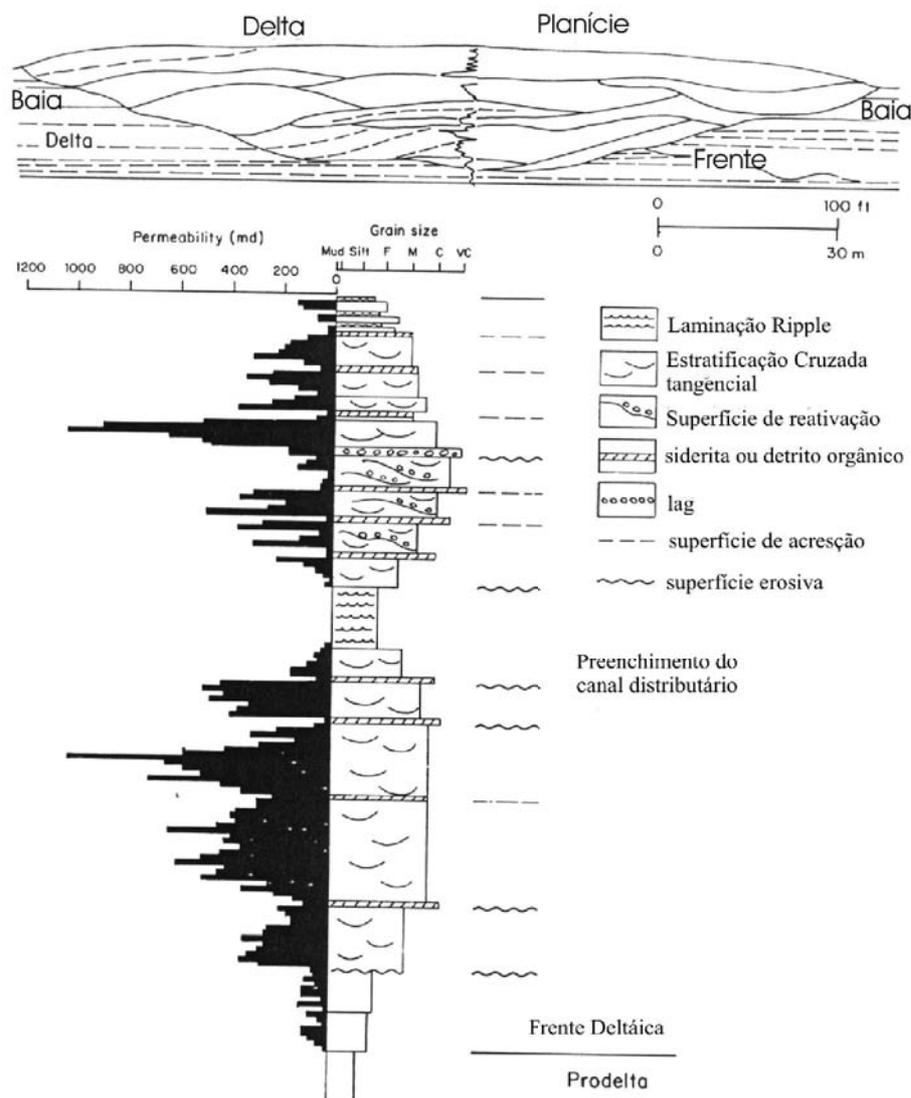


Figura 21. Complexo arranjo de fácies, arquitetura e permeabilidade, num perfil vertical de sistema deltaico, associações de frente deltaica e de planície de distributários.

A Figura 21, de Barton (1994), ilustra a complexidade hierárquica encontrada na maioria das fácies reservatórios e aquíferos. O corpo arenoso permeável e transmissível, formado por arranjos recorrentes de associação de fácies, depósitos de canais distributários e frente deltaica é delimitado acima e abaixo por camadas pelíticas de pró-delta e de planície deltaica. A terminação lateral da unidade arenosa de frente deltaica cria uma heterogeneidade megascópica.

## 2.17 Sistemas Depositionais, Fácies Genéticas e Fluxo de Fluidos

Como visto, a porosidade e a permeabilidade, que são as propriedades que influenciam diretamente o fluxo, estão intimamente ligadas a características sedimentológicas das rochas tais como a granulometria e seleção granulométrica.

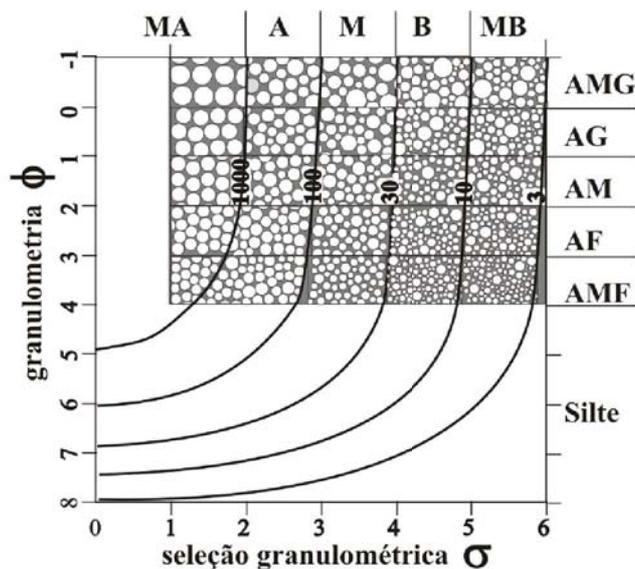


Figura 22. Gráfico construído com informações retiradas de outros gráficos de porosidade e permeabilidade relacionados com a granulometria e seleção granulométrica. O resultado (isolinhas) é de condutividade hidráulica, dado em *milidarcy*. Ilustração de grãos conforme tamanho (sem escala) e seleção granulométrica para haver uma relação visual das proporções.

Pode-se dizer que quanto maior a granulometria e a seleção dos grãos da rocha, maior é a porosidade efetiva do reservatório. Utilizando dados da literatura, foi construído um gráfico no qual estas duas propriedades estão representadas em escala  $\Phi$  conforme o diâmetro médio  $D$  dos grãos, em milímetros:

$$\Phi = \log_2(1/D)$$

No eixo das abscissas a granulometria variando de argila ( $\Phi=8$ ) a cascalho ( $\Phi=-1$ ), enquanto que no eixo das ordenadas a seleção textural varia de muito baixa ( $S=5\Phi$ ) a muito alta ( $S=0\Phi$ ). Através desse gráfico é possível avaliar o grau de variação da porosidade e da permeabilidade do reservatório com base em suas propriedades texturais que, por sua vez, dependem da fácies genética em questão.

Com base no tamanho dos grãos e no grau de seleção destes, pode-se inferir a condutividade hidráulica de uma determinada fácies. Partindo desta premissa, foi composto o gráfico da Figura 22, usando dados de Freeze e Cherry (1979).

A tendência à heterogeneidade microscópica é previsível dada a correlação entre o tamanho, a geometria, o volume dos poros e a textura do sedimento (BEARD; WEYL, 1973; PRYOR, 1973). As variações granulométricas refletem variações das condições de deposição reinantes na deposição (FREEZE; CHERRY, 1979). Num dado sistema deposicional, percebem-se claramente relações significativas entre as associações genéticas e os aspectos sedimentológicos (Figura 23) e, também, indiretamente, relações destas com a permoporosidade.

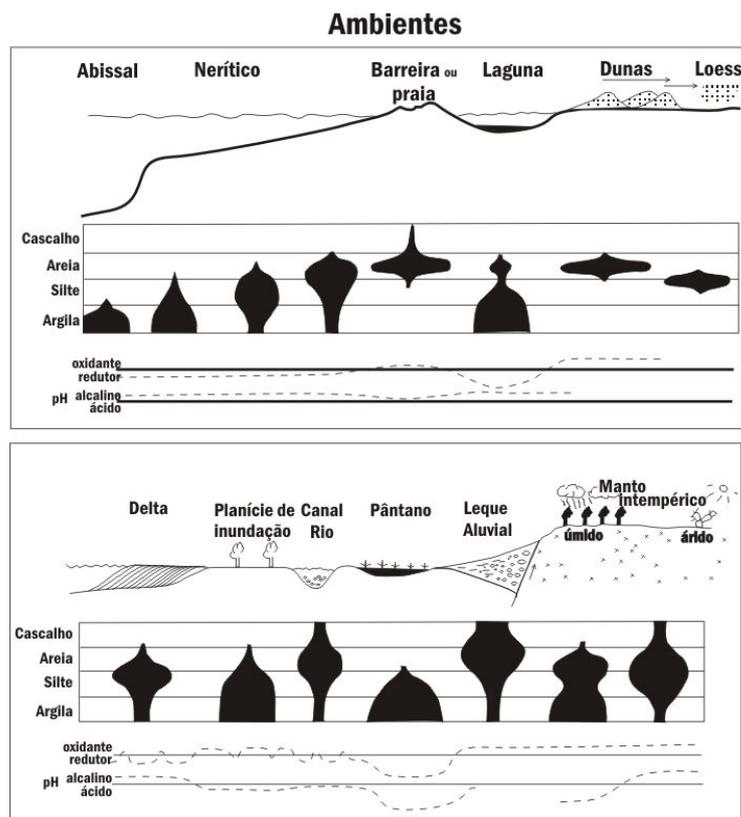


Figura 23. Relação dos sistemas deposicionais e sedimentos característicos quanto granulometria e seleção que o compõe (Folk 1966).

Em geral, fácies de dunas eólicas, de barreira *shoreface* progradacional, planície da linha de praia (*strand plain*) e delta dominado por ondas encontram-se mais próximas da homogeneidade ideal. Aumenta a heterogeneidade com o aumento da influência de maré, com a canalização do fluxo e com a quantidade de lama dispersa no sedimento.

Depósitos relacionados a sistemas fluviais e aluviais apresentam arquitetura deposicional complexa, com alto grau de heterogeneidade quanto aos atributos de permoporosidade. Valores finais de porosidade são em geral inferiores a 20%, com permeabilidades modestas (MENEZES et al., 1996; RICHARDSON; SANGREE; SNEIDER, 1987). Os reservatórios fluviais mostram variações extremas quanto às geometrias externa e interna dos corpos arenosos e conglomeráticos. Estas variabilidades podem resultar em situações permoporosas finais extremamente satisfatórias ou em intervalos pouco permeáveis, a depender do grau de proximidade ou isolamento entre corpos arenosos (ESCHARD et al., 1998).

Estudos sugerem que barras de desembocadura de deltas dominados por rio formam amplos prismas nos quais a largura é proporcional à espessura. Frentes arenosas de *fan delta* dominado por rio mostram uma tendência à similaridade entre a largura e espessura. Depósitos de ambientes deltáicos/transicionais costumam gerar reservatórios com porosidade em torno de 20% e 25% e permeabilidade entre 50 mD e 300 mD.

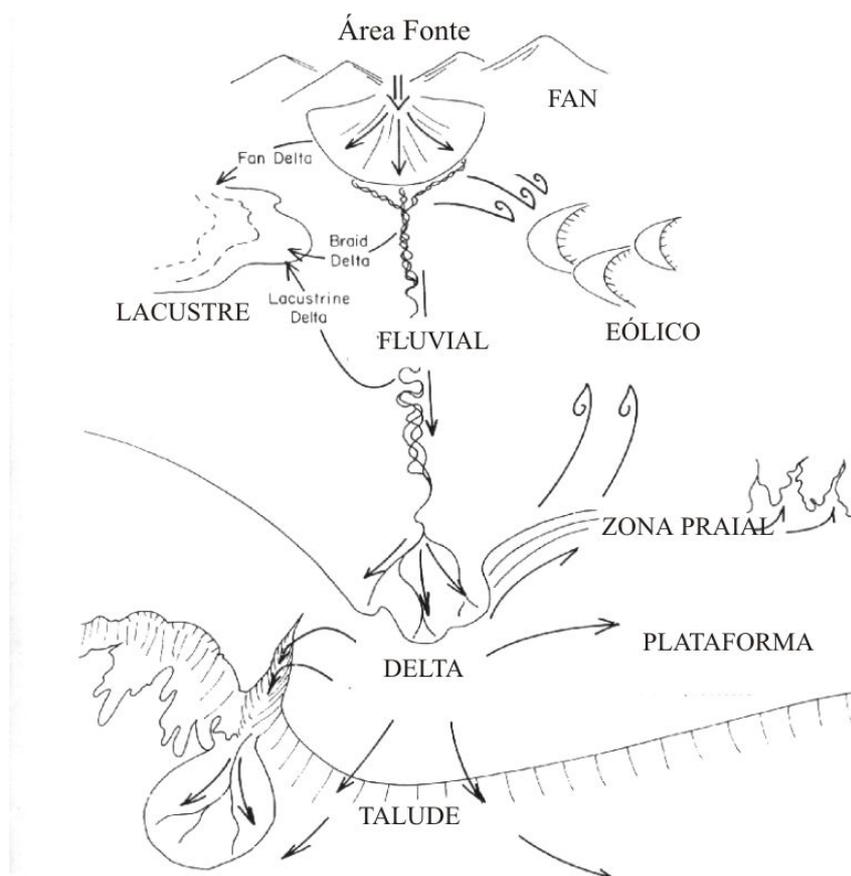


Figura 24. Oito sistemas deposicionais clásticos terrígenos e as relações entre eles segundo Galloway (1994).

Camadas individuais turbidíticas com lobos ou lençóis são relativamente finas e lateralmente extensas. Reservatórios turbidíticos podem apresentar grande continuidade associada aos processos de amalgamação e acreção lateral, e também à distribuição areal dos diferentes tipos de calha deposicional (BRUHN; MORAES, 1988 apud PAIM et al., 2003). A porosidade média nos depósitos turbidíticos é superior a 20%, podendo atingir cerca de 30%, e a permeabilidade é da ordem de centenas de milidarcys (MENEZES et al., 1996). Reservatórios de origem eólica mostram propriedades permoporosas bastante variáveis. Porosidade média superior a 20% e permeabilidade média de centenas de milidarcys são comuns em reservatórios eólicos (PAIM et al., 2003). Existem oito classes de sistemas deposicionais clásticos terrígenos na literatura: leque aluvial, lacustre, fluvial, deltaico, taludal, plataformal, praiial (*shorezone*) e eólico. A partir de uma rocha fonte começa o caminho dos sedimentos clásticos terrígenos que se conectam através destes sistemas (Figura 24). Nestes caminhos ocorrem processos de erosão, transporte e deposição.

Cada um destes sistemas responde às variações na taxa de criação de espaço de acomodação com mudanças na arquitetura deposicional resultante. Estas variações são dadas por mudanças climáticas, eventos tectônicos e mudanças do nível eustático. A

ciclicidade destes eventos resulta nas seqüências estratigráficas, que por sua vez são divididas nos tratos de sistemas de nível baixo, transgressivo e alto. Para cada um destes tratos é possível caracterizar as mudanças nos sistemas deposicionais através da composição dos elementos arquiteturais e macroformas, que possuem uma geometria externa combinando corpos arenosos e depósitos finos. São as propriedades físicas do material que refletem tanto na velocidade quanto na direção do fluxo.

Tendo em vista que o objeto de estudo desta tese de doutoramento é um sistema hidrogeológico em que os componentes subterrâneos são depósitos de origem eólica e fluvial, as características destes serão consideradas mais detalhadamente, a fim de exemplificar esta aplicação.

## 2.18 Sistemas Eólicos

Os processos que ocorrem nos sistemas eólicos são a erosão, o transporte e a deposição. A erosão se dá por deflação ou abrasão, formando *lags* de deflação ou *ventifactos*, respectivamente. O transporte eólico se dá por três maneiras: saltação, rastejamento e suspensão, havendo naturalmente uma seleção granulométrica na qual a suspensão carrega sedimentos menores que 0,07 mm, a saltação carrega sedimentos de 0,05 mm a 0,07 mm e o rastejamento transporta os sedimentos maiores que 0,05 mm (GREELEY; INVERSEN, 1985).

Os resultados destes processos classificam-se em formas de leito, lençóis de areia e interdunas. Wilson (1972 apud Scherer, 2001) identificou três diferentes hierarquias de formas de leito geradas pelo vento, diferenciadas principalmente pelos seus comprimentos de onda: marcas onduladas, dunas e *draas* (Figura 25). Dunas apresentam estratificações internas geradas por diferentes processos deposicionais: queda de grãos, fluxo de grãos e cavalgamento (Figura 26). Interdunas são depressões situadas entre as dunas eólicas e controladas pela natureza da superfície deposicional ou freático em interdunas secas, encharcadas e úmidas.

Kocurek e Havholm (1993) identificaram três principais sistemas eólicos, definidos com base nos processos envolvidos na acumulação: sistemas secos, úmidos e estabilizados. Os sistemas eólicos úmidos e secos são os mais comuns na natureza (Figura 27).

A superposição dos elementos eólicos (*draas*, dunas e *ripples*) resulta na formação de três tipos de superfícies limítrofes internas (BROOKFIELD, 1977), Figura 28:

- 1ª ordem: maior e mais extensa lateralmente, com geometria plana ou convexa para cima e situada no limite entre diferentes *draas* (macroformas), representando

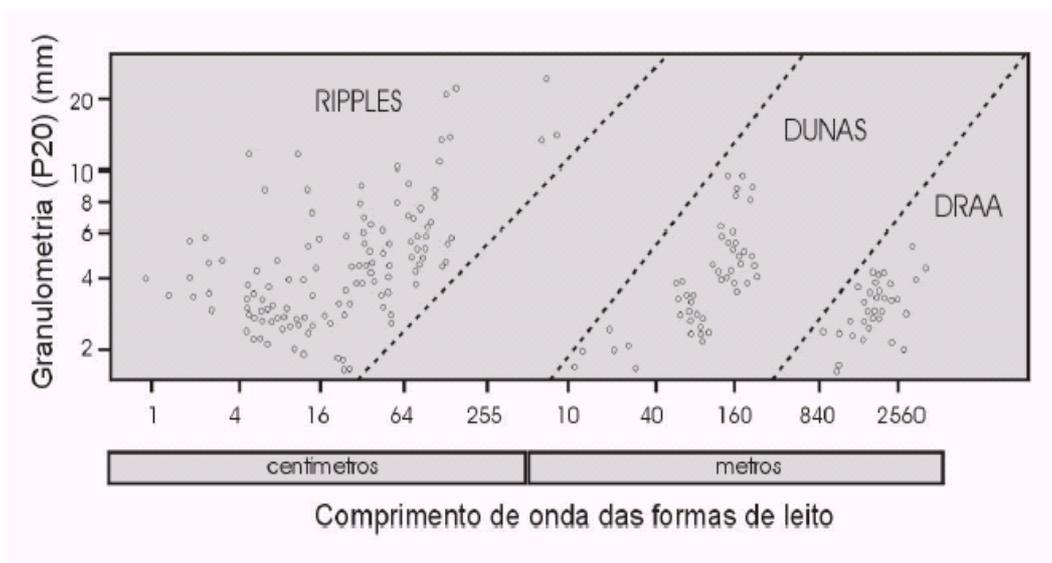


Figura 25. Três escalas de formas de leito eólicas. Nota-se três grupos distintos representados por marcas onduladas, dunas e *draas*. Modificado de Wilson (1972 in Scherer 2001).

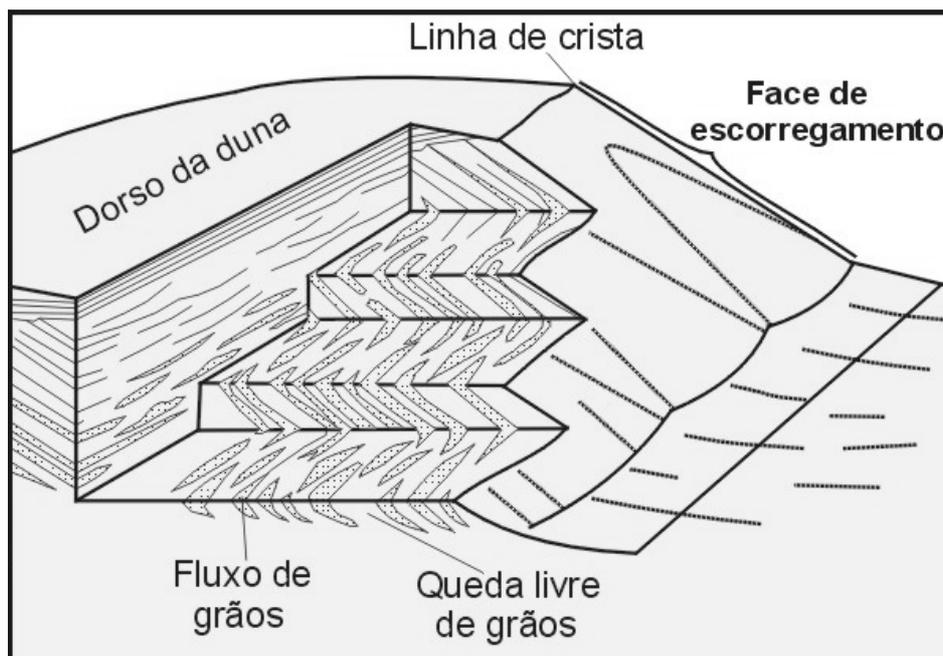


Figura 26. Estratificações eólicas internas a duna (HUBIN 1977 in SCHERER 2001)

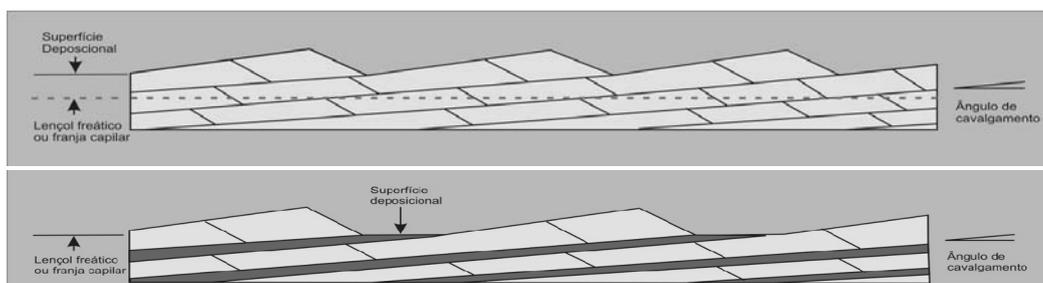


Figura 27. Representação das características gerais do sistema eólico seco (A) e úmido (B), sendo o primeiro com depósitos de dunas e o segundo com depósito de dunas e interdunas. Notar a diferença do lençol freático, principal condicionante (Kocurek & Havholm 1993).

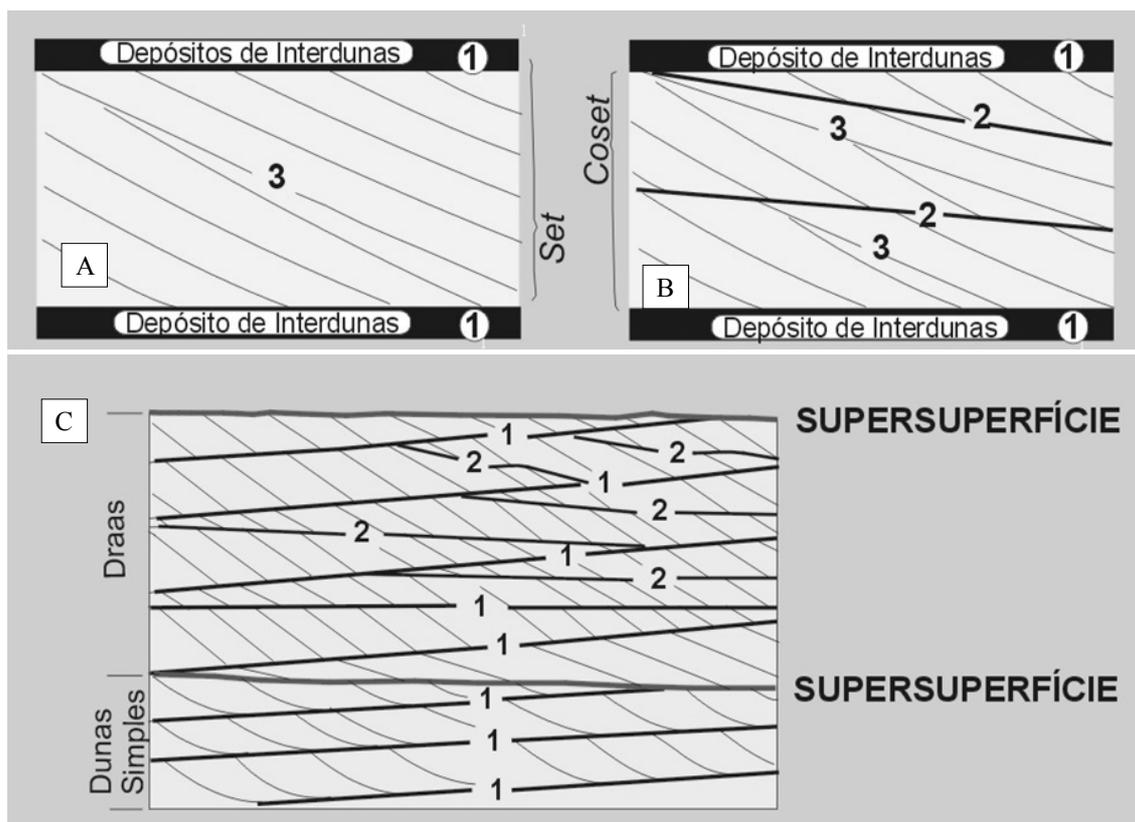


Figura 28. Representação esquemática das superfícies limítrofes dos elementos eólicos. (A) dunas simples com superfícies de 1ª ordem dada pelo depósito de interduna e de 3ª ordem – reativação; (B) dunas compostas com superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem. (C) supersuperfície truncando episódios de acumulação eólica (KOCUREK 1991).

- a migração do *draa* marcada pela remoção das partes superiores da construção;
- 2ª ordem: a superfície acompanha o mergulho dos estratos cruzados, sendo formada pela passagem das dunas que cruzam os *draas* (mesoformas), sendo truncada na base e no topo por superfícies de primeira ordem; e
- 3ª ordem: superfície de reativação dentro dos estratos cruzados gerada por mudanças localizadas da direção ou velocidade do vento.

Além dessas três categorias de superfície existe um quarto tipo denominado de supersuperfície (KOCUREK, 1988). É uma superfície regional, formada pelo término da acumulação eólica em uma determinada área.

Sistemas eólicos produzem extensas coberturas de reservatórios arenosos com excelentes e relativamente uniformes permoporosidades primárias. Depósitos locais de interdunas, *wadis* ou *sabkha* geralmente são pouco selecionados e contêm material de granulometria fina ou cimentos químicos que restringem a permeabilidade vertical.

As superfícies e supersuperfícies são associáveis à redução da qualidade do reservatório, sendo caracterizadas como heterogeneidades internas aos corpos arenosos. A distri



Figura 29. Classificação do canal fluvial quanto sua morfologia (MIALL 1977).

buição da permeabilidade dentro das fácies eólicas tem sido extensivamente descrita por vários pesquisadores (LINDQUIST, 1988; CHANDLER et al., 1989; GOGGIN et al., 1992):

Estratos de *grainflow* são significativamente mais permeáveis que fácies de cavalgamento (*ripple* eólica). Depósitos interdunas são os menos permeáveis, podendo formar proeminentes barreiras ao fluxo. Pelo fato de as camadas *ripple* estarem concentradas na base de grandes estratos cruzados eólicos, a permeabilidade tende a ser horizontalmente estratificada.

Unidades de fluxo são compartimentadas por lençóis de interdunas, *ripples* ou estratos cruzados. Internamente, são relativamente uniformes, tendo um padrão estatisticamente bem definido de heterogeneidade mesoscópica.

## 2.19 Sistema Fluvial

Nos sistemas fluviais, os sedimentos são transportados por três principais mecanismos: fluxo de detritos, carga de fundo e carga em suspensão. A morfologia do canal fluvial define sua classificação em meandrante, entrelaçado, anastomosado, reto e misto (Figura 29). Os depósitos externos ao canal são de três tipos: dique marginal, depósitos de *crevasse* e planície de inundação.

Rios meandrantess possuem como principais características os canais de alta sinuosidade e a pouca variação da descarga. Os canais meandrantess ocasionam erosão e transporte de sedimento na porção côncava e deposição na convexa, formando barras em pontal. A variação de profundidade e velocidade do fluxo resulta em seleção granulométrica nos depósitos de barra.

Rios de curso retilíneo são raros e normalmente controlados por sistema de falhas. Rios anastomosados são caracterizados por uma rede interconectada de canais separados por regiões de planície de inundação (MAKASKE, 2001). Predominam sedimentos de granulometria fina; o canal não se desloca lateralmente, e a deposição ocorre por agração vertical associada a sobreposição de dunas e subordinadamente barras arenosas (SCHERER, 2001).

Rios entrelaçados formam redes de canais interconectados separados por barras arenosas ou cascalhosas, sua principal característica sendo a alta variabilidade da descarga do fluxo. Uma feição dominante é a presença de várias hierarquias de formas de leito (marcas onduladas e dunas) coexistindo no canal (SCHERER, 2001).

Estudos de sistemas fluviais têm demonstrado que estes depósitos possuem um número limitado de fácies, tendo Miall (1996) sugerido a classificação de fácies fluviais apresentada na Tabela 4.

#### 2.19.1 Elementos Arquiteturais

A partir da análise bi- e tridimensional de afloramentos é possível individualizar diferentes elementos arquiteturais em depósitos fluviais. São subdivisões morfológicas caracterizadas por uma associação de fácies, geometria e processos deposicionais. Nos sistemas fluviais estes elementos são subdivididos em elementos arquiteturais de canal e externos ao canal (figuras 30 e 31).

#### 2.19.2 Geometria dos Corpos Arenosos de Canais Fluviais

Os corpos arenosos dos canais fluviais podem ser compostos por um único elemento arquitetural ou por um conjunto de elementos arquiteturais contemporâneos que se justapõem lateral e verticalmente gerando uma arquitetura de fácies bastante complexa (SCHERER, 2001). Estes corpos arenosos são classificados, com base na geometria, em dois tipos principais segundo Hirst (1991): os corpos arenosos em fita (*ribbon sandbodies*) e os corpos arenosos em lençol (*sheet sandbodies*) (Figura 32).

#### 2.19.3 Superfícies Limitrofes

Miall (1988) identificou seis ordens de superfícies limitrofes internas aos depósitos fluviais, que separam litossomas de diferentes escalas variando da menor, primeira ordem, à maior, sexta ordem, ilustradas na Figura 33.

Tabela 4. Classificação de litofácies fluviais (Miall, 1996).

<b>código</b>	<b>fácies</b>	<b>estruturas sedimentares</b>	<b>interpretação</b>
<b>Gmm</b>	cascalho maciço matriz-suportado	gradação incipiente	fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
<b>Gmg</b>	cascalho matriz-suportado	gradação inversa a normal	fluxo de detritos pseudo-plástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
<b>Gci</b>	cascalho clasto-suportado	gradação inversa	fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
<b>Gcm</b>	cascalho maciço clasto-suportado	-	fluxo de detritos pseudo-plástico (fluxo turbulento)
<b>Gh</b>	cascalho clasto-suportado, acamadamento incipiente	acamadamento horizontal, imbricamento	formas de leito longitudinais, depósitos residuais ( <i>lags</i> )
<b>Gt</b>	cascalho estratificado	estratificações cruzadas acanaladas	preenchimento de pequenos canais
<b>Gp</b>	cascalho estratificado	estratificações cruzadas planares	formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
<b>St</b>	areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	estratificações cruzadas acanaladas	dunas 3d, cristas sinuosas ou lingüóides
<b>Sp</b>	areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	estratificações cruzadas planares	dunas transversais 2d
<b>Sr</b>	areia muito fina a grossa	laminações cruzadas de marcas onduladas	marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
<b>Sh</b>	areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	laminação horizontal, lineação de partição	formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico)
<b>Sl</b>	areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	preenchimentos de suaves depressões ( <i>scour fills</i> ), dunas atenuadas, antidunas
<b>Ss</b>	areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	amplas e suaves depressões	preenchimentos de suaves depressões ( <i>scour fills</i> )
<b>Sm</b>	areia fina a grossa	maciça ou laminação indistinta	depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
<b>Fl</b>	areia, silte, lama	laminações finas, laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
<b>Fsm</b>	silte, lama	maciço	depósitos externos ao canal ou canais abandonados
<b>Fm</b>	lama, silte	maciço, gretas de contração	depósitos externos ao canal ou canais abandonados
<b>Fr</b>	lama, silte	maciço, raízes, bioturbação	solo incipiente
<b>C</b>	carvão, lama carbonosa	restos vegetais, filmes de lama	depósitos de pântanos vegetados ( <i>swamps</i> )
<b>P</b>	paleossolo carbonático (calcita, siderita)	feições pedogênicas: nódulos, filamentos	solo com precipitação química

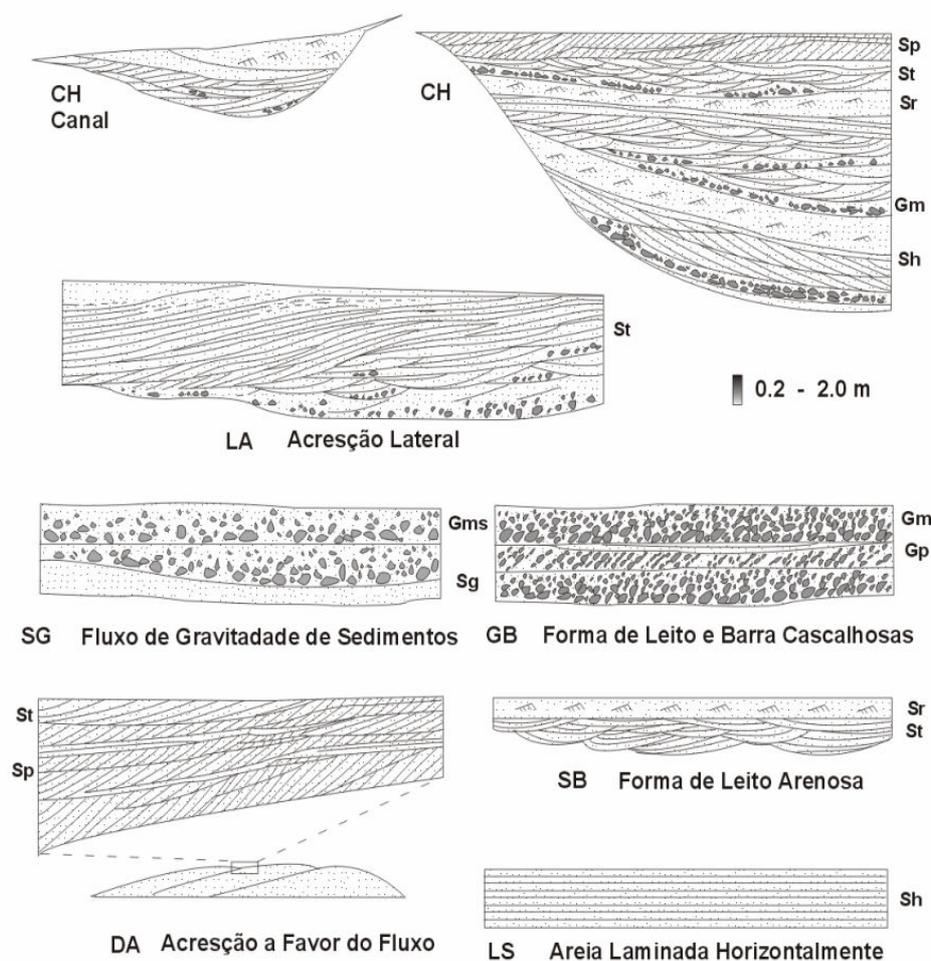


Figura 30. Elementos arquiteturais de canal (adaptado de Miall 1998 *in* Scherer 2001)

#### 2.19.4 Análise Seqüencial de Sistemas Fluviais

A eficácia da aplicação da análise estratigráfica em sistemas fluviais é notável, pois a relação entre sedimentos finos e sedimentos arenosos é direta com os tratos deposicionais (Figura 34). Em sistemas aluviais, a identificação de tratos de sistema está fundamentada num somatório de critérios que envolvem geometria e padrão de empilhamento de canais (SCHERER, 2001).

A variação do nível de base ao longo do tempo é responsável pela criação e destruição do espaço de acomodação. No trato de nível baixo, como a taxa do espaço de acomodação é pequena, os canais são retrabalhados com deslocamento lateral constante, resultando numa arquitetura complexa de arenitos em lençol amalgamados, multiepisódicos e multilaterais, com rara preservação da planície de inundação. No trato de sistema transgressivo há um aumento da taxa de criação de espaço, diminuindo as migrações laterais e resultando em canais isolados em meio a depósitos da planície de inundação

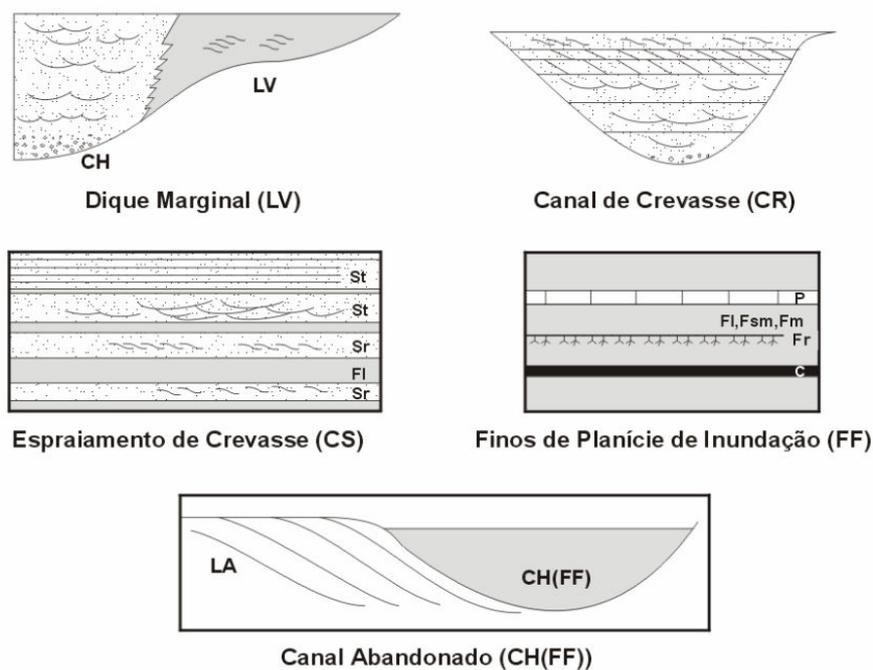


Figura 31. Elementos arquiteturais externos ao canal. Adaptado de Miall (1998 in Scherer, 2001)

(SCHANLEY; McCABE, 1994). No trato de sistema de nível alto, o decréscimo do espaço de acomodação acarreta um aumento da migração lateral dos canais, resultando em corpos arenosos amalgamados intercalados com depósitos finos da planície de inundação.

Preenchimento de canal e barras arenosas constituem os reservatórios aquíferos permeáveis do sistema fluvial (Figura 34). A geometria do corpo do canal e a organização das fácies reflete a natureza dos sedimentos de carga e, conseqüentemente, o tipo de canal. Sistemas dominados por carga de leito produzem tipicamente acumulações em lençóis ou espalhamento, reservatórios em cinturões tabulares formados por depósitos de barras longitudinais e transversais no leito raso, largo e entrelaçado. Sistemas com predomínio de cargas em suspensão tendem a formar cordões isolados, superpostos e anastomosados por preenchimento de canal. Sistemas mistos de carga de suspensão e tração formam cinturões irregulares, curvos, com meandros, formados por depósitos de barras de canal e barras em pontal.

O empilhamento e o grau de amalgamento são determinados pela combinação entre o tipo de canal e a razão de agradação regional. Unidades de canais individuais, embora amalgamados, podem permanecer compartimentadas. Limites de permeabilidade podem estar presentes entre contatos de canais devido a intemperismo ou infiltração de argila na linha de deposição do canal, ou deposição de *drapes* de argila ou *lag* com intraclasos de argila ao longo da superfície. *Plugs* e *drapes* de argila da planície de inundação formam fluxos de barreiras horizontais e verticais adicionais.

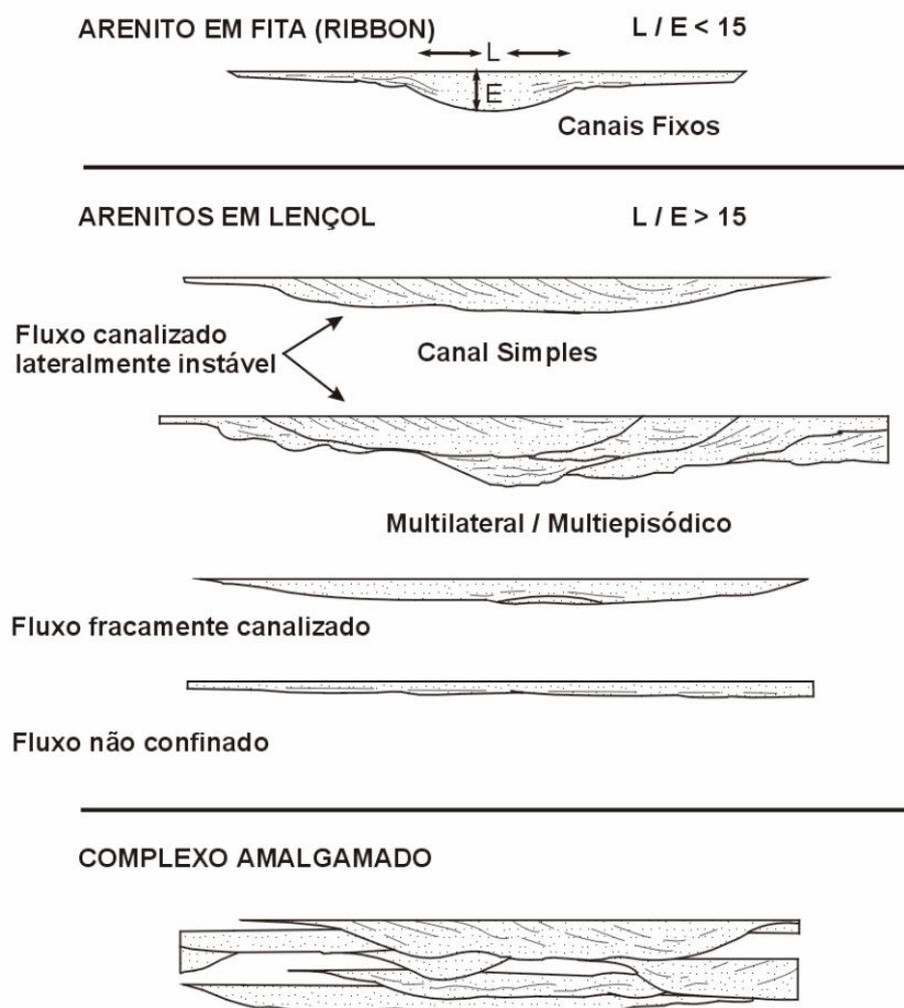


Figura 32. Classificação dos corpos arenosos de canais fluviais quanto sua geometria externa (Hirst, 1991).

Reservatórios de sistemas fluviais entrelaçados e meandantes formam tipicamente *jigsaw puzzles* (JORDAN; PRYOR, 1992; MARTIN, 1993). Tendem a um aumento da heterogeneidade com diminuição da escala das unidades de fácies e aumento da proporção de folhelho no sistema. O preenchimento dos canais é heterogêneo, com alto grau de complexidade. As mudanças texturais verticais ao longo do canal, o particionamento litofaciológico e o mergulho de folhelhos refletos no topo da barra de canal criam potencialmente duas ou três unidades de fluxo dentro de um único corpo arenoso de barra em pontal.

Devido ao particionamento de permeabilidade em sistemas fluviais, fácies transmissoras (preenchimento de canal) e fácies confinantes (planície de inundação), os padrões de fluxo são marcadamente condicionados pela conectividade dos canais (FOGG, 1990).

A conectividade está relacionada, por sua vez, ao percentual total de areia. Estudos de simulação computacional realizados por Bridge e Mackey (1993) sugerem que as unidades de canais são isoladas quando a quantidade de fácies de canal (areia) é menor

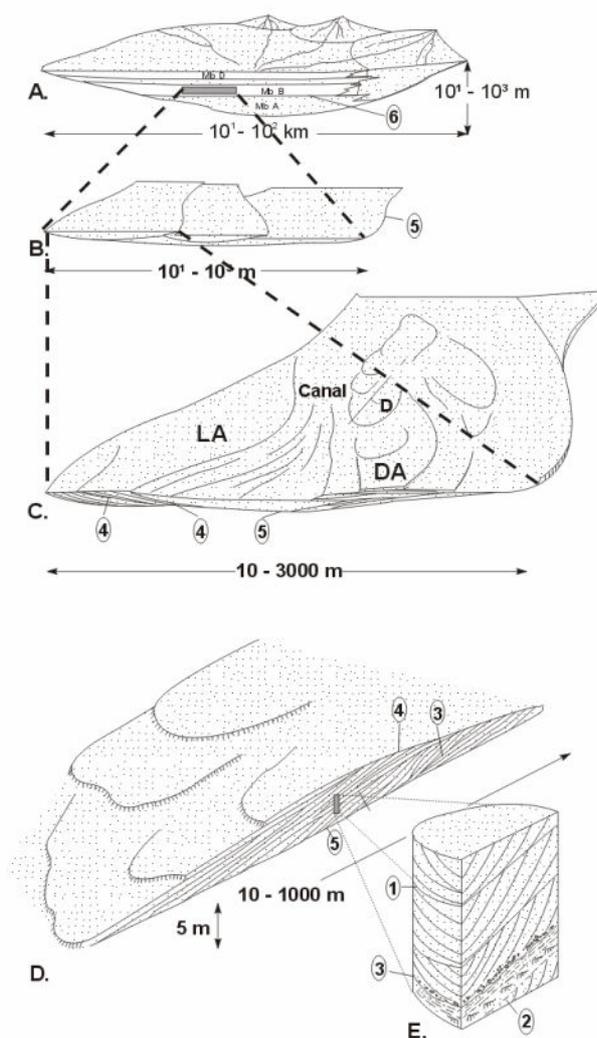


Figura 33. Superfícies em depósitos fluviais identificadas regionalmente (A) até na ordem de litofácies (E), as hierarquias estão apontadas com números que variam de 1 a 6 (MIALL 1988, adaptado por SCHERER, 2001).

que 40%. A conectividade aumenta enquanto a percentagem do canal aumenta de 40% para 75%. Os canais são totalmente conectados quando a percentagem de canais excede os 75%. Fogg (1986) demonstrou a significância da interconectividade por uma série de simulações de fluxo partindo de várias suposições a respeito da interconectividade lateral dos corpos arenosos.

## 2.20 Conclusões

A arquitetura sedimentar, a distribuição de litofácies e os elementos arquiteturais têm uma importância fundamental em depósitos sedimentares heterogêneos para análise do fluxo de água subterrânea e do transporte de contaminantes. Como os aquíferos não

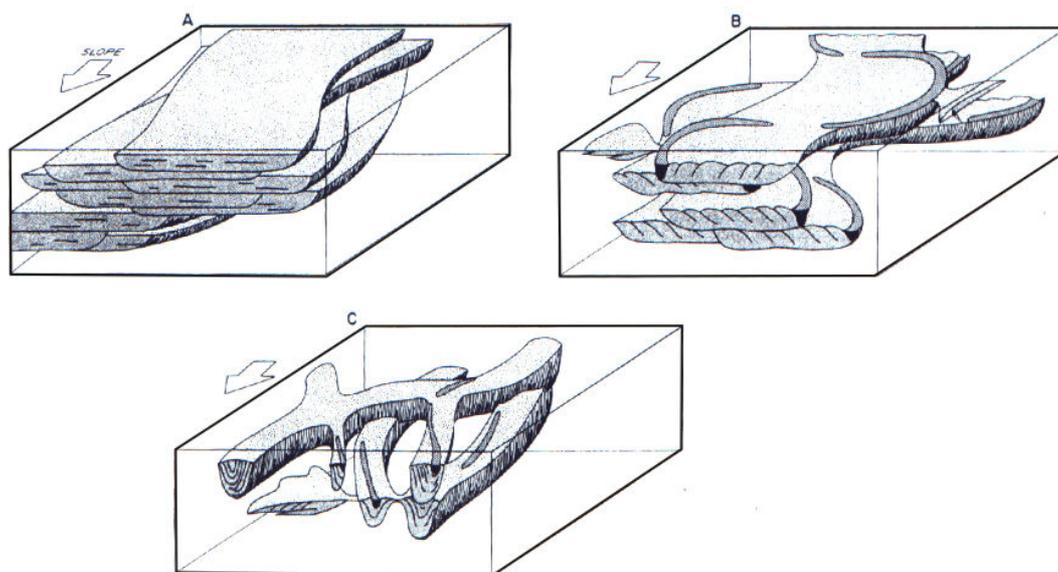


Figura 34. Geometria tridimensional, relações laterais e acamamento interno dos corpos arenosos em sistemas fluviais (A) entrelaçado; (B) meandrante e (C) anastomosado (Miall 1988).

são diretamente acessíveis para observação, afloramentos análogos representativos são usados no estudo sedimentológico e estratigráfico em escala local. A classificação sedimentológica convencional foi adaptada para a proposta hidrogeológica. Medidas de propriedades hidráulicas são usadas para definir hidrofácies a partir de conjunto de litofácies.

A utilização de afloramentos análogos possibilita acessar e quantificar os atributos arquiteturais e geométricos dos estratos sedimentares em macroescala e a variabilidade lateral das feições sedimentares no interior dos estratos em mesoescala. Por meio disso, são estabelecidos os critérios que dão suporte à geração de modelos conceituais e, desse, os modelos numéricos úteis em avaliações em subsuperfície.

O complexo natural de processos sedimentares e erosão tem resultado numa distribuição altamente heterogênea de parâmetros hidrogeológicos em aquíferos. Esta heterogeneidade geométrica, a condutividade hidráulica, a porosidade e outros parâmetros hidrogeologicamente relevantes têm sido vistos como um novo desafio na determinação dos caminhos de fluxo.

É preciso mais informação de detalhe para caracterizar a distribuição dos parâmetros do aquífero. Anderson (1989 apud Klingbeil et al., 1999) enfatiza a específica necessidade de investigação de alta resolução, assim como pesquisa básica é necessária para medir a variação da condutividade hidráulica representando fácies hidrogeológicas e desenvolver metodologias de representação desta variação.

Aquíferos são geralmente inacessíveis para investigação de parâmetros hidrogeológicos na escala-alvo. Um afloramento que apresente características estratigráficas e litológicas similares ao aquífero pode ser visto como um análogo deste, representando uma formação acessível que permite examinar as geometrias e medir os parâmetros hidrogeológicos *in-situ*. Estes análogos são usados com o objetivo de usar o conhecimento acessível de aquíferos, avaliar parâmetros hidrogeológicos em unidades sedimentológicas específicas, identificar com alta resolução bidirecional a distribuição espacial de propriedades sedimentológicas e hidrogeológicas como a distribuição de litofácies, a condutividade hidráulica e outros parâmetros da distribuição do movimento, e examinar, através de modelagem, as implicações da heterogeneidade hidrogeológica no fluxo da água subterrânea.

A análise dos elementos arquiteturais tem sido mais importante para a compreensão dos processos deposicionais associados aos reservatórios pelos sedimentólogos; os hidrogeólogos têm se mostrado mais interessados na composição das litofácies, visto que estas estão diretamente conectadas, e, de forma mais aparente, nas propriedades hidráulicas (KLINGBEIL et al., 1999).

A conexão entre hidrogeologia e estratigrafia tem progredido rapidamente como base de vários estudos que relacionam o fluxo e transporte da água subterrânea em aquíferos heterogêneos.

Trabalhando de forma integrada as características litológicas, as fácies genéticas e a estratigrafia de seqüências, constroem-se os fundamentos para organização, quantificação e extrapolação de muitos elementos de heterogeneidade, de mesoscópicos a megascópicos, o que é fundamental na caracterização de reservatórios aquíferos: fácies deposicionais são unidades fundamentais na análise de reservatórios. Estas fácies são limitadas por superfícies estratigráficas que podem justapor abruptamente fácies de características muito diferentes ou o próprio limite constituir um fluxo. Embora os hidrogeólogos tenham sido mais reticentes que os geólogos do petróleo na aplicação de fácies, sistemas deposicionais e análise de seqüências, muitos têm reconhecido que o delineamento determinístico da condutividade hidráulica é pré-requisito para melhorar a predição da história do fluxo e do transporte de soluções.

Os modelos de fácies genéticas são bastante adequados para predição qualitativa de heterogeneidades macroscópicas e mesoscópicas e para antecipar o potencial do fluxo dos aquíferos. Os dados e bases correntes para quantificação das escalas e padrões de permeabilidade são, entretanto, limitados em muitas fácies genéticas que, embora sendo importantes reservatórios aquíferos, ainda não estão adequadamente documentadas.

## 2.21 Referências Bibliográficas

- AIGNER, T. Working concept for aquifer sedimentologie. **Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.**, v. 195, p. 147-157, 1995.
- ALPAY, O.A. A practical approach to defining reservoir heterogeneity. *Journal of Petroleum Technology*, v. 24, p. 841-843, 1972.
- ATWATER, J.W. Water quality. Impacts of landfills. In: CANADA. MINISTRY OF ENVIRONMENT. **Fraser River Estuary Study**. Victoria, 1980. 285p.
- BARTON, M. D. Outcrop characterization of architecture and permeability structure in fluvial-deltaic sandstones, Cretaceous Ferron Sandstone. Austin, Texas, 1994. 262p. Dissertation (Ph.D). University of Texas at Austin.
- BEARD, D. C.; WEYL, P. K. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. *AAPG Bull.* v. 57, p. 349-369, 1973.
- BRIDGE, J.S.; MACKEY, S.D. A theoretical study of fluvial sandstone body dimensions. In: Flint, S.S.; Bryant, I.D. (Eds) **The geologic modelling of hydrocarbon reservoir and outcrop analogues**. International Association of Sedimentologists, 1993. p.213-236. (Special Publications, 15).
- BROOKFIELD, M.E. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. **Sedimentology**, v. 24, p. 303-332, 1977.
- BROWN, L.F.; FISCHER, W.L. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C.E. (Ed.). **Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa: AAPG, 1977. p.213-248. (Memoir, 26).
- CHANDLER, M.A.; KOCUREK, G.; GOGGIN, D.J.; LAKE, L.W. Effects of stratigraphic heterogeneity on permeability in eolian sandstone sequence, Page Sandstone, northern Arizona. **Amer Assoc Petrol Geol Bull**, v. 73, p. 658-668, 1989.
- CUSTÓDIO, E.; LLAMAS, M.R. **Hidrologia Subterrânea**. 2ª ed. Barcelona: Omega, 1983.
- DAEE. Estudo de águas subterrâneas da região administrativa 6 (Ribeirão Preto). São Paulo: GEOPESQUISADORA & TAHAL, 1974. 2v.
- DAVIS, S. N. Porosity and permeability of natural materials. In: DeWiest, R.J.M. (Ed.). **Flow Through Porous Media**. New York: Academic Press, 1969.
- DRISCOLL, F.G. *Groundwater and Wells*. 2<sup>nd</sup> Edition. St. Paul, MN: Johnson, 1986.
- EBANKS JUNIOR, W.J.; SCHEIHING, M.H.; ATKINSON, C. D. Flow units for reservoir characterization. In: MORTON-THOMPSON, D.; WOODS, A.M.(Eds.). **Development geology reference manual**. Tulsa, Oklahoma, AAPG, 1993. p. 282-285.
- ESCHARD, R.; LEMOUZY, P.; BACCHIANA, C.; DESAUBLIAUX, G.; PARPANT, J.; SMART, B. Combining Sequence Stratigraphy, Geostatistical Simulation and Pro-

- duction Data for Modeling a Fluvial Reservoir in the Chaunoy Field (Triassic, France). **AAPG Bulletin**, v. 82, n. 4, p. 545-568, 1998.
- FEITOSA, F.A.C.; MANOEL FILHO, J. (eds). **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. 2.ed. Fortaleza: CPRM-UFPE, 2000. 391 p.
- FISHER; W.L.; BROWN JUNIOR., L.F. **Clastic depositional systems? a genetic approach to facies analysis, an annotated outline and bibliography**. Austin: The University of Texas. Bureau of Economic Geology, 1984.
- FOGG, G.E. Groundwater flow and sand body interconnectedness in a thick multiple-aquifer system. **Water Resources Research**, v. 22, p. 679-694, 1986.
- FOGG, G.E. Architecture and interconnectedness of geologic media: role of the low-permeability facies in flow and transport. In: NEUMAN, S.P.; NEVETNIEKS, I. (Eds). **Hydrogeology of low permeability environments**. Balkema, 1990.
- FOLK R.L., A review of grain-size parameters. **Sedimentology**, v. 6, p. 73-93, 1966.
- FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), bacia do Paraná (Parte 1). **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 2, n. 2/4, p. 147-191, 1988.
- FREEZE, R.A.; CHERRY, J. A. **Groundwater**. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall, 1979.
- GALLOWAY, W.E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. **AAPG Bull.** v. 73, p. 125-142, 1989.
- GALLOWAY, W.E., HOBDDAY, D.K.. **Terrigenous Clastic Depositional Systems**. Berlin: Springer, 1983.
- GALLOWAY, W.E., HOBDDAY, D.K. **Terrigenous Clastic Depositional Systems - Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources**. 2.ed. Berlin: Springer, 1996.
- GALLOWAY, W.E.; DUTTON, S.P. **Seismic Stratigraphic analysis of intracratonic basin sandstone reservoirs**. Tulsa, Geological Society, 1979. p. 65-81. (Special Publication, 1).
- GARCIA, A.J.; PAIM, P.S.G.; LOPES, R. da C.; FACCINI, U.F.; LAVINA, E.L.C.. Análogos de reservatório. In: PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F. E NETTO, R. G. (Eds). **Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares - Estudo de casos**. São Leopoldo: UNISINOS, 2003. v. 1. 239 p.
- GIBBONS, K.; HELLEM, T.; KJEMPERUD, A.; NIO S.D.; VEBENSTAD, K. Sequence architecture, facies development and carbonate-cemented horizons in the Troll field reservoir, offshore Norway. In: ASHTONM. (Ed.) **Advances in reservoir geology**. Londres: The Geological Society, 1993. p. 1-31.
- GOGGIN, D.J., M.A. CHANDLER, G. KOCUREK; L.W. LAKE. Permeability transects of eolian sands and their use in generating random permeability fields. **SPE Formation Eval.**, v. 7, p. 7-16, 1992
- GREELEY, R.; INVERSEN, J.D. **Wind as a geologic process**. Cambridge, Cambridgeshire: Cambridge University Press, 1985. 333 pp.

- HALDORSON H.H. Simulator parameter assignment and the problem of scale in reservoir engineering. In: LAKE, L.W; CARROLL JUNIOR, H.B. (Eds.). **Reservoir characterization**. London: Academic Press, 1986. p. 294-340.
- HEAM, C.L.; EBANKS, W.J.; TYE, R.S.; RANGANATHAN, V. Geological factors influencing reservoir performance of the Hartzog Draw field, Wyoming. **Journal of Petroleum Technology**, v. 36, p. 1335-1444, 1984.
- HIRST, J.P.P. Variations in alluvial architecture across the Oligo-Miocene Huesca fluvial system, Ebro Basin, Spain. In: MIALL, A.D.; TYLER, N. (Eds). **The Three-dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery**. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 1991. (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3).
- HUGGENBERGER, P.; AIGNER, T. Introduction to special issue on aquifer-sedimentology: problems, perspectives and modern approaches. **Sedimentary Geology**, v. 129, n. 3, p. 179-186, 1999.
- JORDAN, D.W.; PRYOR, W.A. Hierarchical levels of heterogeneity in a Mississippi river meander belt and application to reservoir systems. **AAPG Bull.** v. 76, p. 1601-1624, 1992.
- KLINGBEIL, R.; KLEINEIDAM, S.; ASPRION, U.; AIGNER, T.; TEUTSCH, G.. Relating lithofacies to hydrofacies: outcrop-based hydrogeological characterisation of Quaternary gravel deposits. **Sedimentary Geology**, v. 129, n. 3, p. 299-310, 1999.
- KOCUREK, G. First-order and super bounding surfaces eolian sequences - bounding surfaces revisited. **Sediment. Geol.**, v. 56, p. 193-206, 1988.
- KOCUREK, G. Interpretation of ancient eolian sand dunes. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.**, v. 19, p. 43-75, 1991.
- KOCUREK, G; HAVHOLM, K.G. Aeolian sequence stratigraphy: a conceptual framework. In: WEIMER, P.; POSAMENTIER, H. (Eds). **Siliciclastic Sequence Stratigraphy**. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, 1993. p. 393-409. (Memoir, 58).
- KRAUSE, F.F.; COLLINS, H.N.; NELSON, N.D.; MACHEMER, S.D.; FRENCH, P.R. Multiscale anatomy of a reservoir: geological characterization of Pembina-Cardium pool, west-central Alberta, Canada. **AAPG Bull** v. 71, p. 1233-1260, 1987.
- KUCHLE, J.; HOLZ, M. Aplicação da Estratigrafia de Sequências para Caracterização em Multiescala de Reservatórios no Grupo Guatá (Eopermiano da Bacia do Paraná) na Região de São Gabriel - RS, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 29, n. 2, p. 3-20, 2002.
- LINDQUIST, S.J. Practical characterization of eolian reservoir for development: Nugget sandstone, Utah-Wyoming thrust belt. **Sedimentary Geology**, v. 56, p. 315-339, 1988.
- LIU K.; PATERSON L.; WONG P.; QI, D. A sedimentological approach to upscaling. **Transport in Porous Media**, v. 46 n. 2-3, Feb 2002.
- MAGOON, L.B., DOW, W.G. The Petroleum System. In: MAGOON, L.B.; DOW,

- W.G. (Eds) **The Petroleum System – from source to trap**. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, 1994. p. 3-24. (Memoir, 60).
- MANOEL FILHO, J. Modernas técnicas de avaliação e produção de água subterrânea. capítulo de apostila distribuída pela imprensa da UFPR durante o *3er Curso Sudamericano sobre Evaluación y Vulnerabilidad de Acuiferos*, realizado em Curitiba no ano de 2000.
- MARTIN, J.H. A review of braided fluvial hydrocarbon reservoir: the petroleum engineer's perspective. In: Best, J.L.; Bristow C.S. (Eds.) **Braided rivers**. London: Geological Society, 1993 p. 333-367 (Special Publications, 75).
- MAKASKE, B. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. **Earth-Science Reviews**, v. 53, n. 3-4, p. 149-196, 2001.
- MENEZES, S.X.; LIMA, V.Q.; MAIA, F.J.; POCAI, N.; HORSCHUTZ, P.M.C. Geologia e fator de recuperação dos reservatórios brasileiros. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 10, p. 147-156, 1996.
- Miall, A. D. A review of the braided-river depositional environment. **Earth-Science Rev.**, v. 13, p. 1-62, 1977.
- MIALL, A. D. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones, lessons from outcrop studies. **AAPG Bull.**, v. 72, p. 682-696, 1988.
- MIALL, A.D. **The Geology of Fluvial Deposits**. Berlin: Springer, 1996. 582 pp.
- PAIM, P.S.G.; GARCIA, A.J.V.; FACCINI, U.F.; LAVINA, E.L.C. Introdução. In: PAIM, P.S.G.; FACCINI, U.F.; NETTO, R.G. (Eds) **Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares - Estudo de casos**. São Leopoldo: UNISINOS, 2003. 239 p.
- POTTER, P. E.; FISK, H. N. *Megasedimentology - How to study, understand and explore sedimentary basins*. Laboratory of Sedimentology. Prepared for Wright State University, Dayton, Ohio and University of Cincinnati, Cincinnati, Ohio. [s.l.], 1992.
- PRYOR, W.A. Permeability-porosity patterns and variation in some Holocene sand bodies. **AAPG Bulletin**, v. 57, p. 162-189, 1973.
- RICHARDSON, J.G.; SANGREE, J.B.; SNEIDER, R.M. Braided Stream Reservoirs. **Journal of Petroleum Technology**, v. 12, p. 1499-1500, 1987.
- SCHANLEY, K.W.; McCABE, P.J. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. **AAPG Bull.**, v. 78, p.544-568, 1994.
- SCHERER, C.M.S. Sedimentologia e estratigrafia de Sistemas Fluviais e eólicos. Inédito, 2001. 92 p.
- SOARES P.C. Tectônica Sinsedimentar Cíclica na Bacia do Paraná: Controles. Curitiba, 1991. 148 p. Tese (Titularidade). Universidade Federal do Paraná.
- SOARES P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. **GSA Bulletin**, v. 89, p. 181 -191, 1978.
- SOLIMAN, M.M.; LAMOREAUX P.E.; MEMON, A.B.; ASSAAD, A.F.; LAMOREAUX, W. J. **Environmental hydrogeology**. Lewis Publishers, 1998. 386 p.

- TAYLOR, K.G.; GAWTHORPE, R.L.; VAN WAGONER, J.C.. Stratigraphic control on laterally persist cementation, Book Cliffs, Utah. **Journal of the Geological Society**, v. 152, p. 225-228, 1995.
- TÓTH, J. A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. **Journal of Hydrology**, v. 10, p. 164-176, 1970.
- TÓTH, J. Groundwater as a geologic agent: an overview of causes, processes, and manifestations. **Hydrogeology Journal**, v. 7, n. 1, p. 1-14, 1999.
- USGS. Water Resources in Califórnia/ UGTA - Death Valley Reg Flow System. Disponível em: <<http://ca.water.usgs.gov/cgi-bin/influx/projectsapp.pl>>. Acesso em 2005.
- VAIL, P.R.; POSAMENTIER, H.W. Principles of sequence stratigraphy. In: JAMES, D.P.; LECKIE, D.A. (eds.). **Sequences, stratigraphy, sedimentology; surface and subsurface**. Calgary, CSPM, 1988. (Memoirs, 15).
- WEBER, K.J. How heterogeneity effects oil recovery. In: Lake, L.W.; Carroll, B. (Eds.) **Reservoir characterization**. Orlando: Academic Press, 1986. p. 487-545.
- WEBER K. J., VAN GEUNS, L.C.. Framework for constructing clastic reservoir simulation models. **Journal of Petroleum Technology** v. 42: p. 1248-1253; 1296-1297, 1990.

### **3 CORRELAÇÕES CONFLITANTES NO LIMITE PERMO-TRIÁSSICO NO SUL DA BACIA DO PARANÁ: O CONTATO ENTRE DUAS SUPERSEQÜÊNCIAS E IMPLICAÇÕES NA CONFIGURAÇÃO ESPACIAL DO AQÜÍFERO GUARANI**

**Ana Paula Soares<sup>1</sup>; Paulo César Soares <sup>2</sup> e Michael Holz<sup>1</sup>**

(Artigo submetido à revista Pesquisas em Geociências – UFRGS em 2007)

(1)

PPGeo-UFRGS - Pesquisador CNPq  
Instituto de Geociências da UFRG  
Av. Bento Gonçalves, 9500, Campus do Vale,  
Caixa Postal 15001 91501-970, Porto Alegre RS, Brasil

(2)

PPGeol-UFPR, Professor Sênior  
Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra  
Caixa Postal 19001, 81531-990, Curitiba PR, Brasil

#### **3.1 Resumo**

O registro estratigráfico do Sistema Aquífero Guarani na Bacia do Paraná envolve depósitos do Triássico ao início do Cretáceo, amplamente conhecido como formações Pirambóia e Botucatu. O registro na parte sul da bacia difere das demais regiões, havendo uma concepção bastante difundida da inclusão da Formação Pirambóia na seqüência paleozóica superior. A correlação que se propõe para estas unidades tem implicações na configuração espacial e distribuição do aquífero. As relações espaciais do registro, incluindo o final do Permiano, são investigadas, revistas e reinterpretadas. A Formação Rio do Rastro registra um sistema de planície aluvial do final do Permiano em um progressivo suprimento e aridez nos ambientes deposicionais, incluindo campos de dunas em ambiente semi-árido; na porção sul da bacia estes campos de dunas são extensos e estão representados por um espesso registro, cobertos por depósitos fluviais da Formação Sanga do Cabral. A discordância no limite Permo - Triássico é reconhecida como resultado de um soerguimento generalizado, associado à orogenia Gondwanides e a mudanças climáticas, acompanhada por um progressivo suprimento e deformação sin-sedimentar. Acima da discordância, depósitos eólicos e fluviais da seqüência mesozóica apresentam uma divisão estratigráfico-estrutural organizada em 3 blocos: oeste, central

e leste. Três tratos de sistemas deposicionais foram identificados. O primeiro, em discordância sobre o Permiano, ocorre somente no bloco central, com depósitos fluviais e lacustres, preenchendo grábens (formações Formação Santa Maria e Caturrita); o segundo ciclo estende-se por toda a bacia com depósitos de sistemas fluvial e eólico úmido (formações Guará e Pirambóia, correlatas). Os depósitos fluviais e eólicos da Formação Guará recobrem em discordância a Formação Sanga do Cabral no Bloco Oeste. No bloco leste a unidade eólica fluvial correlata, denominada Formação Pirambóia, encontra-se em discordância sobre a Formação Rio do Rastro, com a ausência da Formação Sanga do Cabral e do primeiro ciclo (representado pelas formações Santa Maria e Caturrita). O terceiro trato registra campos de dunas da Formação Botucatu. As fácies eólicas neopermianas da Formação Sanga do Cabral, correlacionada por alguns autores com a Formação Pirambóia, não apresentam interdigitações e não constitui unidade hidroestratigráfica conectada ao Sistema Aquífero Guarani.

Palavras-Chaves:

Discordância Permo-Triássica, Sedimentação Mesozóica, Sistema Aquífero Guarani.

### 3.2 Abstract

*The stratigraphic record of the Guarani Aquifer System in the Paraná Basin involves deposits of Triassic to the Cretaceous age. The record in southern differs of the other areas of the basin and a quite confused conception of Pirambóia Fm, included in the Paleozoic sequence. The correlation that intends for these units has implications in the space configuration and distribution of the aquifer. The space relationships of this record are reinterpreted. The Rio do Rastro Formation, of late Permian age record alluvial plain system, in a progressive semiarid environment, including dune fields; in the southern part of the basin these dune field are extensive and is represented by thick record, covered again by extensive fluvial deposits of the Sanga do Cabral Fm at the PT boundary. The unconformity above records a generalized uplift, associated to the Gondwanides orogeny and to climatic changes, accompanied by progressive supply and sin-sedimentary deformation. Above the unconformity, aeolian and fluvial deposits of the Mesozoic sequence present division organized in 3 blocks: West, Central and East. Three depositional system tracts were identified. The first, unconformable over Permian rocks, occurs only in the Central Block, with fluvial and lacustrine deposits filling small rifts (Santa Maria and Caturrita fms). The second cycle extends over the whole basin*

*with fluvial deposits of systems and humid aeolian (formations Guar and Piramb); the fluvial and eolian Guar Fm lie unconformable over Sanga do Cabral Fm in the West Block. In the East Block the aeolian and fluvial unit identified as Piramb Fm correlative; it occurs unconformable over the Rio do Rastro Fm, omitting the Sanga do Cabral Fm and the rocks of the first cycle. The third system tract records super arid dune fields of the Botucatu Formation. The Late Permian aeolian facies of the Sanga do Cabral Fm, previously called by some authors as the Piramb Fm, doesn't present interfingers and doesn't constitute a hydrostratigraphic unit connected to the Guarani System.*

*Key Words:*

*Permian-Triassic Unconformity, Mesozoic Sedimentation, Guarani Aquifer System.*

### **3.3 Introduo**

Nos últimos anos, os arenitos predominantemente eólicos do Mesozóico na Bacia do Paraná adquiriram notoriedade e importância econmica e social em virtude da concepo do Sistema Aquífero Guarani (SAG).

Estes arenitos estendem-se por mais de um milhão de quilmetros quadrados, alcançando espessuras próximas de 800 m, dentro de um embaciamento estrutural muito apropriado para a formao de aquíferos. Distribuem-se nos territórios brasileiro, paraguaio, uruguaio e argentino, incluindo as unidades Santa Maria, Caturrita, Guar, Pirambú e Botucatu no Brasil; Taquarembó, no Uruguai; e Misiones, no Paraguai e na Argentina.

A determinao da configurao espacial das unidades que compõem o Sistema Aquífero Guarani constitui o propósito principal deste trabalho, aprofundando a base atual de conhecimento de seu arcabouço físico, qualificando suas propriedades geológicas e distribuio espacial, suas heterogeneidades e compartimentos, focalizando a área onde se explicitaram as divergências: o sul-sudeste da Bacia do Paraná, no Rio Grande do Sul, comparativamente com Santa Catarina (Fig. 1).

Os sedimentos fluvio-eólicos da Fm Pirambú e eólicos da Fm Botucatu são carentes de fósseis, gerando correlaes conflitantes, sendo atribuídas diferentes interpretaes para as unidades que envolvem o limite Permo-Triássico e a própria definio deste limite.

A Fm Pirambú, distribuída em grande parte da bacia, tem sido considerada parte da seqncia triássico-jurássica, na parte norte da bacia, e correlata  Fm Santa Maria (Almeida, 1950; Montardo 1982). Estes seriam partes de um mesmo sistema desértico,

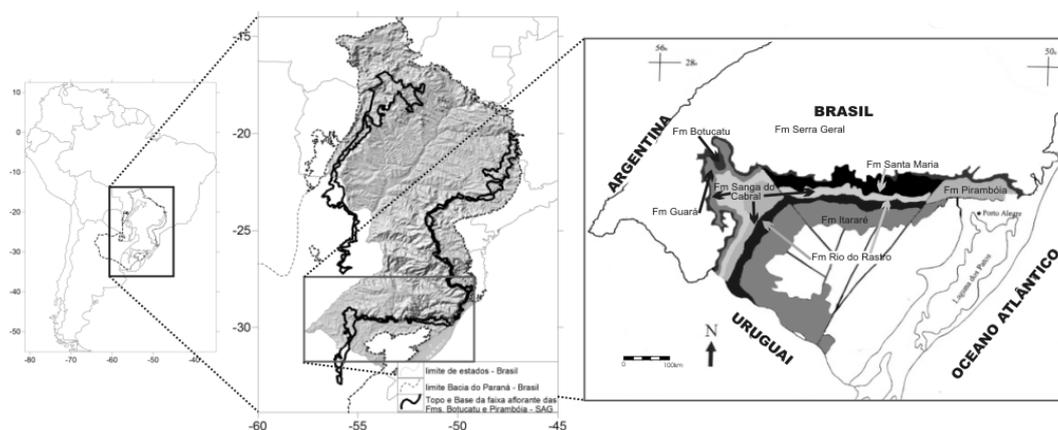


Figura 1. Localização da bacia do Paraná na América do Sul, localização da faixa aflorante do SAG no Brasil em Modelo Digital de Elevação e Mapa geológico da bacia do Paraná na região sul. Extensão das faixas aflorantes do intervalo estudado com divisão dos blocos oeste, central e leste. Modificado de Scherer, 2000.

passando de uma condição úmida para mais seca, superimposto pelo vulcanismo da Fm Serra Geral (Washburne, 1930; Almeida, 1950; Sangford & Lange, 1960; Gamermann, 1973; Soares, 1975). Alguns autores a consideram sotoposta, em discordância, à Fm Botucatu (Gordon Jr., 1947; Vieira, 1973; Lavina et al., 1993; Scherer, 2002), como parte da Seqüência Neo-Paleozóica.

Na parte central e oeste do Rio Grande do Sul afloram espessos pacotes de arenitos eólicos, dentro do pacote Neo-Permiano, sotopostos a depósitos fluviais da Fm Sanga do Cabral (base do Triássico), os quais foram, a partir da década de 70, correlacionadas (Figs. 2 e 3), por suas similaridades, aos arenitos Pirambóia (Gamermann, 1973; Soares, 1981; Lavina et al, 1992), caracterizando o maior hiato da Bacia do Paraná (Milani 1992; Milani et al. 1997; Scherer 2000). Entretanto, é questionado se a maior parte da Bacia do Paraná seria desprovida de registro de sedimentação por um longo período (Triássico a Jurássico inferior), com uma discordância de tal ordem separando dois registros desérticos, e preservando uma continuidade faciológica em muitos locais, tornando difícil a distinção entre uma unidade e outra.

As concepções conflitantes sobre a disposição e correlação neste intervalo permanecem até o presente, tornando-se mais significativas em se tratando do Sistema Aquífero Guarani, com relação à extrapolação das relações espaciais e transições entre os dois principais componentes do aquífero: as formações Pirambóia e Botucatu, no interior da bacia.

### 3.4 Métodos da Análise Estratigráfica

Na porção sul da bacia o registro do intervalo Mesozóico tem sido diferenciado em três blocos, limitados por importantes falhas regionais (Fig. 4). No presente estudo a

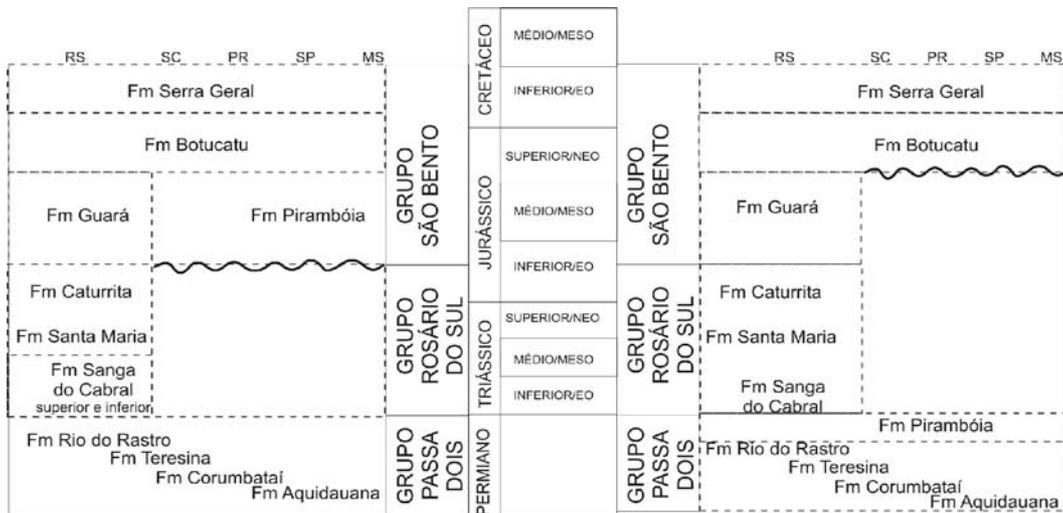


Figura 2. Quadro esquemático mostrando duas interpretaces para a distribuio cronoestratigráfica das Unidades do intervalo entre final do Permiano e início do Cretáceo na Bacia do Paraná-BR.

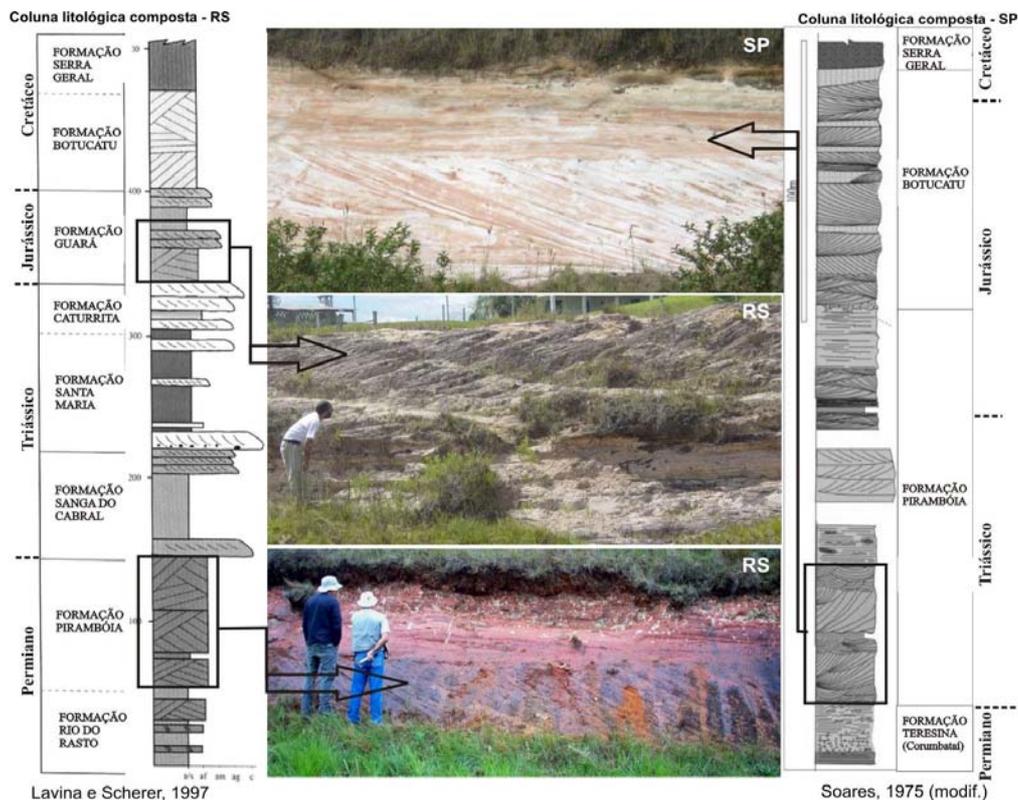


Figura 3. Coluna litológica composta de São Paulo ( modificado de Soares, 1975) e Rio Grande do Sul (modificado de Lavina e Scherer 1997) com fotografias de afloramentos (localizado na coluna). Elementos Arquiteturais de dunas e interdunas úmidas).

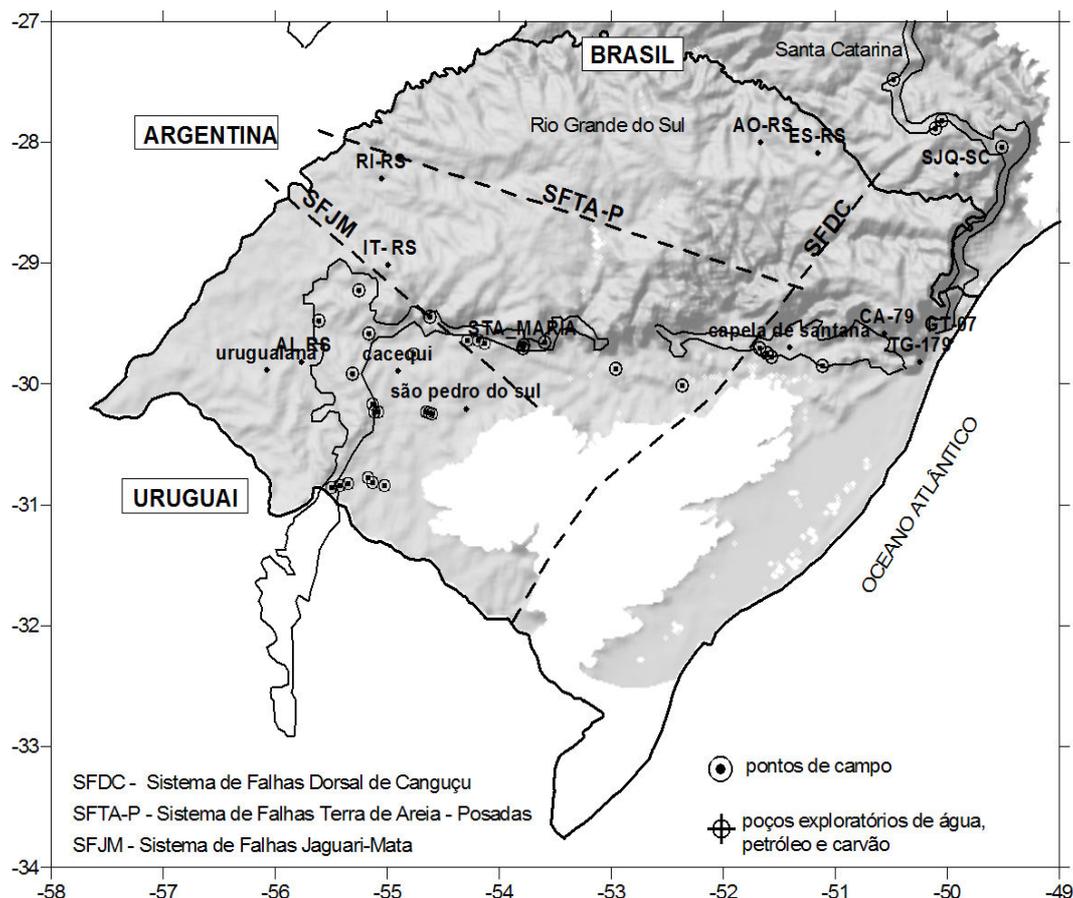


Figura 4. Mapa de modelo digital de elevação do Rio Grande do Sul e principais estruturas (Zerfass 2000). Localização dos dados utilizados na Análise Estratigráfica: pontos de campo: RS, SC e localização de poços exploratórios (PAULIPETRO; PETROBRÁS; CPRM)

distribuição das unidades envolvidas estão descritas primeiramente separadas e posteriormente correlacionadas. A análise estratigráfica é baseada em dados de afloramentos, seções medidas em campo e perfis de poços (Fig. 4).

Os dados de informações litológicas, geofísicas e estratigráficas foram associados aos mapas, organizados em sistema georreferenciado. A partir daí partiu-se para a análise de fácies e relações espaciais, correlacionando-se perfis de campo e de poços finalizando com a composição de seções estratigráficas regionais. Estes conjuntos de operações envolveram:

- Análise dos perfis litológicos e geofísicos dos poços para petróleo e água (CPRM, PETROBRAS e PAULIPETRO);
- Levantamento de perfis de campo distribuídos na porção aflorante da Bacia do Paraná, no seu flanco leste, em Santa Catarina, e na porção sul, no Rio grande do Sul;
- Reconhecimento de superfícies estratigráficas regionais marcadoras de eventos climáticos, tectônicos, erosivos, deflacionais, de mudança de suprimento, e de direção de transporte;

- Composição de seções estratigráficas regionais, identificação de litofácies, de elementos arquiteturais e de fácies elétricas.

### 3.5 Estratigrafia e Correlações Regionais

A análise faciológica de poços e afloramentos possibilitou consolidar uma concepção estratigráfica, mostrando complexa relação entre as unidades litoestratigráficas em questão. As diferentes composições e associações faciológicas foram comparadas com seções descritas e interpretadas por diversos autores, as quais são descritas, ilustradas e interpretadas a seguir:

#### 3.5.1 Formação Sanga do Cabral

No sul-sudoeste e centro-sul da Bacia do Paraná afloram cerca de 100 m de arenitos avermelhados, quartzosos, de granulação bimodal fina a média, com grãos foscos e arredondados. Esses arenitos apresentam estratificação cruzada tangencial de médio porte, indicando paleocorrentes predominante para sudeste. Intercalam-se com fácies de arenito avermelhados, granulometria fina a média, matriz argilosa e estratificação subhorizontal (Fig. 5). Constituem, respectivamente, depósitos de dunas e interdunas úmidas, os quais foram inicialmente interpretados, por Gamermann (1973), como fluviais e incluídos na seção tipo da Fm Rosário do Sul, sendo correlacionados, por similaridade litológica, com a Fm Pirambóia (Gamermann 1973; Soares 1975, Lavina 1989; Lavina et al. 1993).

Atualmente, esta unidade eólica é considerada Eo-Scitiana por situar-se acima dos depósitos de planície de inundação da Fm Rio do Rastro (Permiano) e abaixo dos depósitos fluviais da Fm Sanga do Cabral (Lavina 1983; Barberena et al. 1985). Posteriormente estes arenitos eólicos descritos acima foram incluídos, como unidade inferior, na Formação Sanga do Cabral por diversos autores (Lavina 1992, Faccini 2000).

Os arenitos superiores da Fm Sanga do Cabral (Andreis et al, 1980, 1982) são avermelhados, de granulometria predominantemente fina e lentes conglomeráticas com estratificação cruzada acanalada. Apresentam intercalações de siltitos e arenitos com estratificações plano-paralelas incipientes. Possui concreções carbonáticas como característica marcante. São depósitos de sistema fluvial entrelaçado, com canais rasos e largos (Fig. 6). Estes depósitos são mais espessos a oeste, assim como a unidade de arenitos eólicos.

Em subsuperfície a unidade eólica atinge 200 m de espessura em poços tubulares no Município de Cacequi, descritos como arenitos finos avermelhados, com grãos arredon-



Figura 5. Sistema Eólico do Permiano Superior, incluído no Rosário do Sul e correlacionado com o Pirambóia por diversos autores -Rodovia São Gabriel –Rosário do Sul. O perfil representa a coluna litológica composta do intervalo no sul da bacia, apresentada na figura 4, em destaque a porção referida na fotografia.



Figura 6. Formação Sanga do Cabral. Afloramento na BR 287, 10km a oeste do município de São Pedro do Sul. Com três metros de altura, o arenito é essencialmente arenoso, com a diferenciação granulométrica destacando no perfil. Arenito fino, matriz argilosa, geometria em canais; arenitos grossos e conglomeráticos, com concreções carbonáticas em delgadas lentes - NeoPermiano – Eo-Triássico - Sistema Fluvial, entrelaçado de baixa energia; transporte para norte. O perfil representa a coluna litológica composta do intervalo no sul da bacia, apresentada na figura 4, em destaque a porção referida na fotografia.

dados e bem selecionados, interpretada como Fm Pirambóia por Machado (2006). Neste trabalho são identificadas duas unidades dentro da Formação Sanga do Cabral, uma inferior (eólica) e uma superior (fluvial) (Fig. 7).

No poço AL-1-RS (Fig. 7) a seção equivalente é identificada entre as profundidades 270 e 880 m, alcançando notável espessura de 600 m. A porção superior atinge 400 m de espessura, sendo formada por arenitos vermelhos e rosados, finos a grossos, mal selecionados, interpretados como depósitos fluviais. Na porção inferior, ocorrem arenitos vermelhos rosados, finos e médios, bem selecionados interpretados como eólicos, com cerca de 200 m.

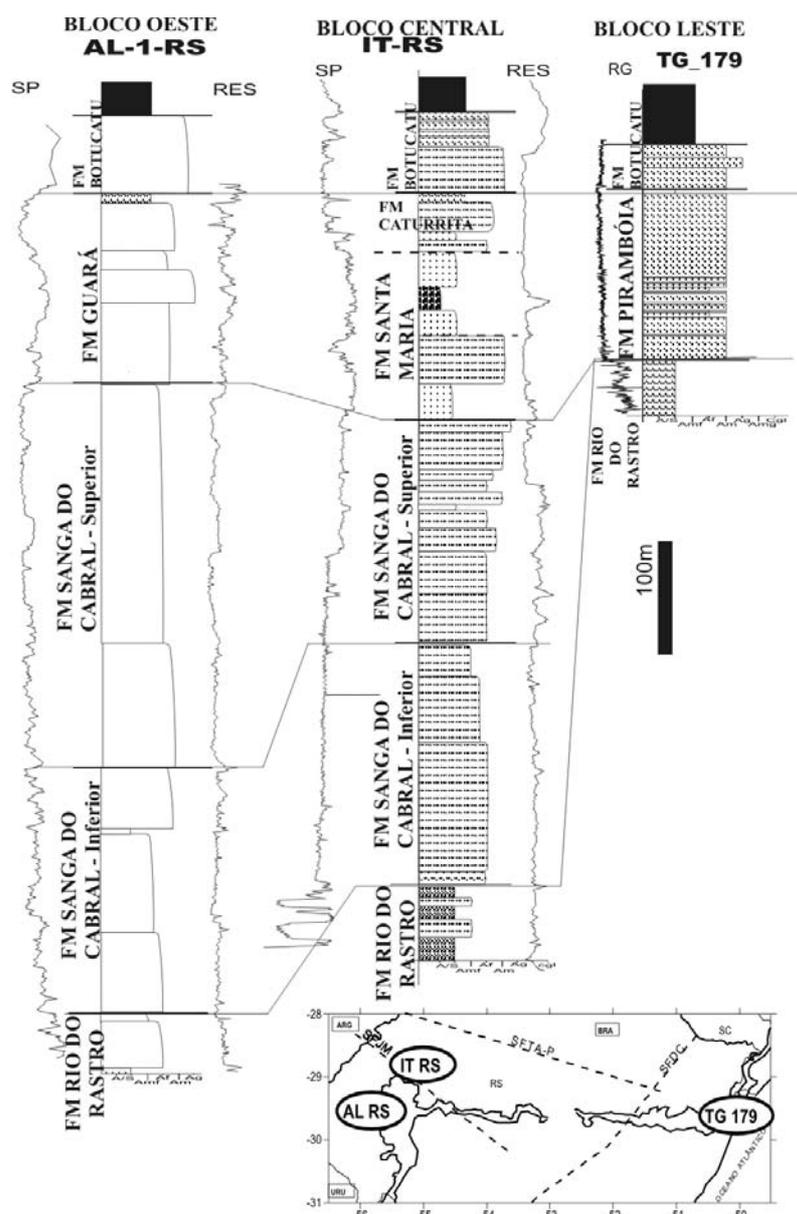


Figura 7. Seção estratigráfica de subsuperfície. Construída a partir dos poços exploratórios AL-RS, IT-RS e TG-179, representando os blocos Oeste (W), Central (C) e Leste (E). As linhas separam as unidades litoestratigráficas e suas correlações entre os blocos. Localização dos poços no mapa.

Acima da Fm Sanga do Cabral é identificada a seção correspondente às unidades Guará (Scherer & Lavina 2006), com 160 m, e Botucatu, com 70 m de espessura, sendo encontradas seções equivalentes, com menor espessura, nos poços RI-1-RS e IT-1-RS.

### 3.5.2 Formação Santa Maria - Bloco Central

A Fm Santa Maria é representada por uma sucessão de 100 m de arenitos e pelitos continentais, provenientes de sistema deposicional flúvio-lacustre. É portadora de fós-

seis de vertebrados (tecodôncios, esfenodontídeos, rincossauros, cinodontes, dicinodontes, dinossauros e peixes), invertebrados (conchostráceos e insetos) e vegetais (coníferas) de idade Ladiniana-Eonoriana (Faccini 1989).

Esta seqüência continental é composta por três unidades verticalmente empilhadas e com relações de interdigitação, exibindo da base para o topo a seguinte divisão litoestratigráfica: Membro Passo das Tropas (psamítica), Membro Alemoa (pelítica) e Formação Caturrita (psamítica).

A unidade Membro Passo das Tropas é formada por corpos espessos de até 5m de arenitos acinzentados de granulação grossa, conglomeráticos, feldspáticos, micáceos, intercalados com finas camadas de pelitos. Possuem estratificação cruzada e climbing ripples com direção de transporte para norte, nordeste e oeste. Alcança aproximadamente 40m de espessura, apresentando, com freqüência, fósseis vegetais meso-triássicos da flora *Dicroidium*. Esta unidade é constituída de depósito de canais de baixa sinuosidade e planícies aluviais, com menor contribuição de fácies finas (Fig. 8-a), representando o estabelecimento de um sistema fluvial proximal, estilo de canal multistorie (Faccini et al. 2000), implantado sobre o paleorelevo da Fm Sanga do Cabral.

O contato basal desta unidade é marcado por uma superfície erosional, uma desconformidade regional com hiato deposicional e paleontológico definido entre o Triássico Inferior e Médio (Faccini 1989; Schultz 1995). Exceto em pontos isolados, os limites do contato não são diretamente observáveis (Faccini 2000).

O contato superior do Membro Passo das Tropas é representado por interdigitação com os pelitos vermelhos lacustres do Membro Alemoa (Fig. 8-b), ampliando-se, gradativamente, a área submersa do ambiente, atestado por uma deposição essencialmente pelítica, de até 50 m.

Zonas de concrecionamento tipo caliche, em paleossolos, são comuns, indicando clima semi-árido, configurando uma unidade representativa do Triássico na bacia devido ao volumoso conteúdo de vertebrados fósseis (Barberena et al. 1985; Holz e Scherer 1998; Schultz et al. 2000).

A Fm Caturrita (Bortoluzzi, 1974) compreende corpos lenticulares de arenitos de granulação grossa a fina, freqüentemente com clastos de argila. Intercalados e sobrepostos ao pacote pelítico do Membro Alemoa da Fm Santa Maria. Predominam estratificações cruzadas exibindo paleocorrentes para nordeste. A presença de fósseis nesta unidade indica idade Neo-Triássica, podendo se estender ao início do Jurássico.

Esta unidade representa o assoreamento rápido do lago por um sistema fluvial anastomosado com canais múltiplos instalado no Triássico Superior. Com espessura variável

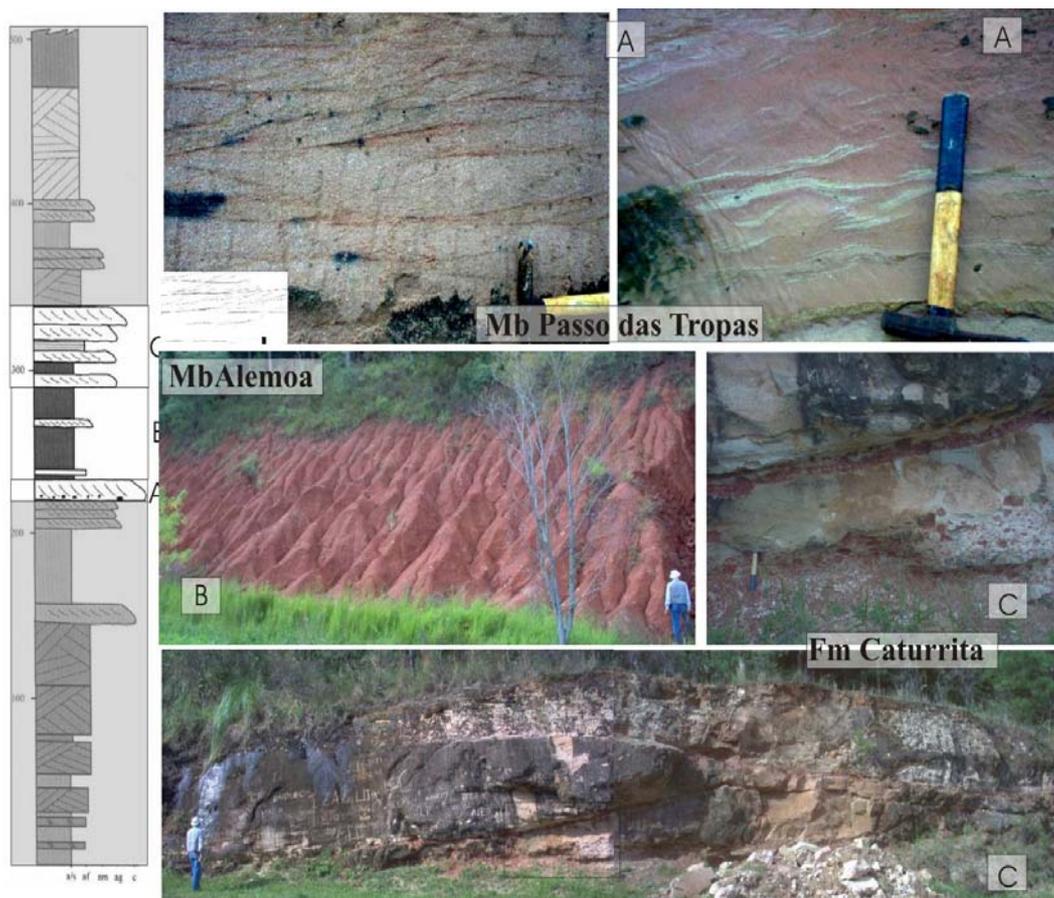


Figura 8. Formação Santa Maria Membros Passo das Tropas (a), afloramento próximo ao município de Santa Maria, detalhe das estratificações climbing ripples no arenito. Triassico Médio - Sistema Fluvial; Mb. Alemoa (b) Afloramento de 15m de altura, bem homogêneo, sendo composto por argilito-siltito vermelho alaranjado, possui concreções de  $\text{CaCO}_3$ ; Notar padrão geral do afloramento e característico do Mb Alemoa: padrão de ravinamento, devido a baixa condição de infiltração da rocha. Sistema Fluvio-lacustre - planície de inundação do Triassico Médio (trevo de entrada ao Município de Santa Maria); (c) Formação Caturrita Sistema Fluvial Triassico Superior: Corpo lenticular de arenito de granulização fina-média quartzoso, pouco feldspato e raramente micáceo; estratificação cruzada tangencial na base. Arenito de granulização fina, siltoso, estratificação cruzada tangencial na base; com intraclastos argilosos, avermelhados e brechados; possui icnofósseis;- começo da estrada no Município de Camobi, estrada para Silveira Martins(RS). Unidade destacada no perfil litológico geral esquemático.

e chegando a 60 m, os arenitos registram depósitos de rios semi-encaixados em amplas planícies, freqüentemente sujeitos à extravasamento de canal (Fig. 8-c). Indicam clima seco sob a influência de regimes de chuvas esporádicas e torrenciais.

#### *Relações estratigráficas e espaciais*

As formações Santa Maria e Caturrita afloram somente no bloco central do Rio Grande do Sul, limitado por falhas de borda de rifte (Zerfass 1998, Zerfass et al. 2004). O limite oeste é dado pelo "Sistema de Falhas Jaguari-Mata", de direção noroeste, e o leste pela reativação da "Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu" (Fer-

mandes et al. 1995), de direção nordeste, e idade pré-cambriana. O "Sistema de Falha Terra de Areia - Posadas", de direção noroeste, é um possível delimitador do rifte a norte (Fig. 4). As litofácies desta unidade ocorrem no sul e sudoeste (poços IT-RS e RI-RS), não se estendendo para norte e nordeste (poços ES-RS e AO-RS).

A Fm Caturrita é recoberta em discordância erosiva pela Fm Botucatu, destacada por superfície de deflação com acúmulo de seixos em delgada camada, sobreposta por arenitos eólicos. Localmente a Fm Botucatu está ausente e os basaltos da Fm Serra Geral assentando-se diretamente sobre a Fm Santa Maria. Esta relação de contato é significativa pela omissão de unidades que, fora da zona de preservação do Santa Maria, é marcada pela deposição das formações Guará, a oeste, e Pirambóia, a leste.

### 3.5.3 Formação Guará - Bloco Oeste

Aflorantes no bloco oeste do Rio Grande do Sul, encontram-se sobrepostas, em discordância, aos arenitos eólicos e fluviais da Fm Sanga do Cabral (Scherer et al., 2006). Espessam-se para oeste e se estendem para o interior e norte da bacia, conforme perfis dos poços Al-1-RS e IT-1-RS.

Na porção sul da área predominam arenitos finos, bem selecionados, de cor bege, grãos arredondados, com estratificação cruzada tangencial na base, em conjuntos de espessura de até 3 m. Intercalam-se com arenitos finos de estratificação plano-paralela a sub-horizontal, maciço e, por vezes, níveis centimétricos de pelito avermelhado e variegado.

A unidade é interpretada como depósito de um sistema eólico úmido, com dunas e lençóis de areia. As paleocorrentes eólicas indicam migração das dunas predominantemente para nordeste. A sucessão de fácies mostra um aumento da umidade para cima, evidenciadas pela presença das estruturas de adesão e paleossolos, voltando a ficar seco no topo (Fig. 9a).

Na porção norte do bloco oeste predominam arenitos bege e esbranquiçado, com granulometria grossa - média por vezes fino com matriz argilosa, compostos por principalmente por quartzo e subordinadamente por feldspatos, subangulosos e mal selecionados. Possuem estratificação cruzada acanalada, plano-paralela e maciça. Intercalam-se com pacotes centimétricos de pelitos e arenitos finos com climbing ripples. São depósitos fluviais atribuídos a rios entrelaçados, com direção de fluxo para sudoeste (Fig. 10).

No Uruguai, a unidade equivalente apresenta fósseis diversos, incluindo gastropodes, répteis *Meridiosaurus* sp., peixes e conchostráceos, com idade entre Triássico e Jurássico (Mones e Figueira, 1980; Santa Ana 2004; Scherer e Lavina, 2005).

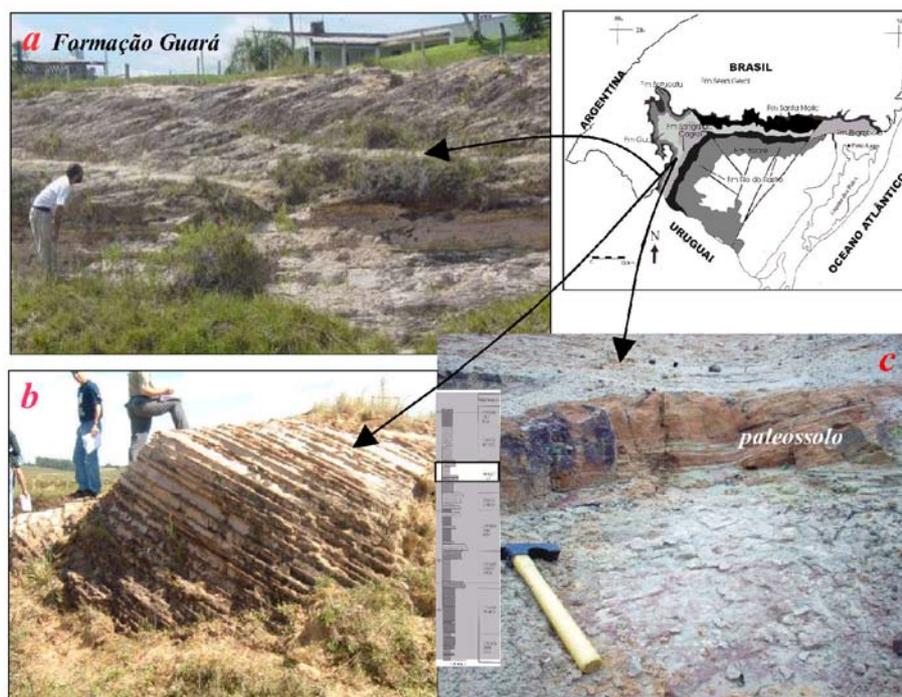


Figura 9. Formação Guarã no sudoeste do estado, onde predomina Sistema Eólico úmido. (A) Afloramento no Município de Santana do Livramento. Arenito esbranquiçado com estratificação cruzada, subhorizontal e maciço, fácies de duna e interduna e fluvial respectivamente. (B) Arenito bem selecionado com estratificação cruzada de grande porte. Possível identificar estruturas internas de fluxo de grão, cavalgantes e queda de grão, depósito de duna. (C) fácies de interduna com paleossolo.

O contato superior entre os arenitos das Fms Guarã e Botucatu é abrupto. Localmente, são encontradas grandes fraturas poligonais (Fig. 11) nas quais o arenito superior preenche o espaço gerado pela contração do arenito inferior. As cunhas de areia que revelam a exposição dos arenitos desérticos do topo da Fm Guarã são formadas pela contração termal em desertos frios, típicos de médias latitudes, gerando aberturas preenchidas por areia ("fentes en coin"; Campy e Macaire, 1989; Soares et al., 2007).

Esta estrutura permite inferir que o tempo de não-deposição entre as fácies não é muito prolongado por não haver feições erosivas, tendo ocorrido apenas parada na deposição; As associações de fácies indicam uma maior desertificação, alcançando clima super-árido.

#### 3.5.4 Formação Pirambóia - Bloco Leste

No bloco leste do Rio Grande do Sul ocorre extensa faixa de afloramentos de arenitos fluviais e principalmente eólicos, com cimentação parcial de sílica e limonita ou goethita, conferindo cor castanha amarronada, com pintas e manchas brancas e ocre.

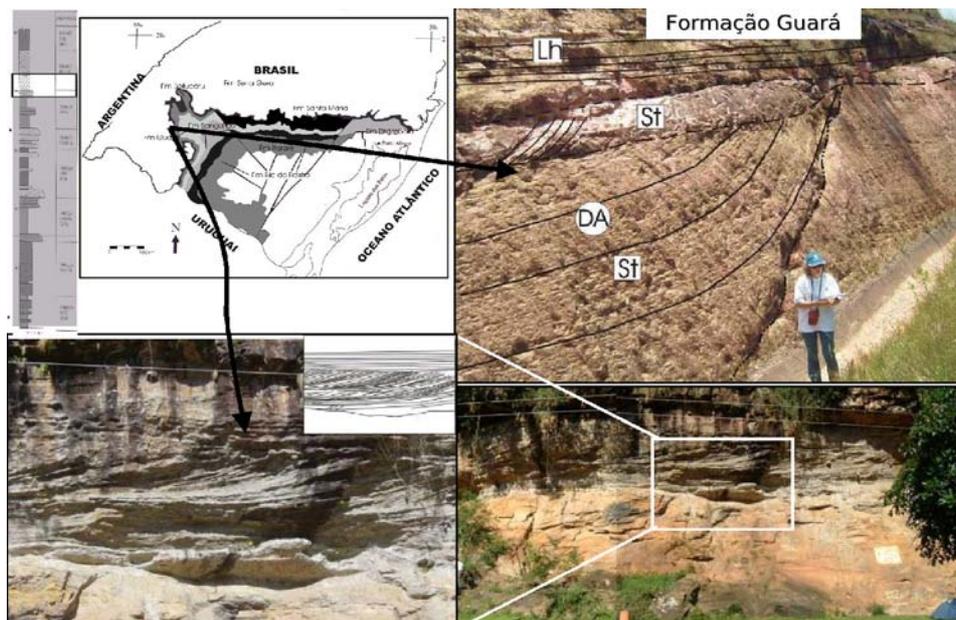


Figura 10. Formação Guarani, Jurássico - Sistema Fluvial . (a) Arenito com feição de canal, fácies internas (St) e externas (Lh) ao canal - afloramento próximo ao município de São Francisco de Assis / noroeste do Rio Grande do Sul-;(b) arenito com estratificação cruzada tangencial, fácies interna ao canal; Elemento arquitetural: acreção lateral (LA) - afloramento próximo ao município de Santiago / noroeste do Rio Grande do Sul .

Estão bem expostos na base e em escarpas, entre os municípios de Esteio e Santo Antônio da Patrulha (leste do RS), com seções completas expostas em Morungava, especialmente no Morro Vira Machado (próximo da capital do RS, Porto Alegre) (Fig. 14).

Com espessura inferior a 10 m, na parte inferior desta unidade, ocorrem arenitos fluviais de granulometria grossa, imaturos, feldspáticos, com clastos de lamito vermelho. Apresentam uma sucessão de sets centimétricos de estratificação cruzada acanalada intercalados com arenitos maciços. Paleocorrentes fluviais predominam para nordeste. O contato basal é erosivo diretamente sobre a Fm Rio do Rastro, mostrando, localmente, leve angularidade na discordância (Fig. 12). Esta relação de contato, com omissão da seção fluvial da Fm Sanga do Cabral e da Fm Santa Maria são importantes para a caracterização da discordância.

Sobrepostos aos arenitos fluviais (basais) encontram-se aproximadamente 70 m dos arenitos avermelhados, com maturidade mineralógica moderada, apresentando grãos de quartzo foscos e bem selecionados, com predomínio de estratificações cruzadas, intercaladas com estratificações sub-horizontais (Fig. 13). São depósitos de dunas, com interdunas úmidas, de sistema eólico, cujas estruturas indicam paleocorrentes para sudoeste e noroeste. Nos depósitos de interdunas ocorrem delgadas lâminas de lamito, exibindo estruturas de ressecamento, icnofósseis e estruturas semelhantes a impressões vegetais descritas por Nowatzi e Kern (2000).



Figura 11. Contato com fraturas poligonais (“fentes em coin”) dos arenitos maciços fluviais (base) da Formação Guará com arenitos eólicos (topo) da Formação Botucatu.

A correlação destes arenitos em perfis de diferentes poços (Fig. 14) mostra um contato basal da unidade Pirambóia como uma superfície erosiva bastante irregular, escavada sobre arenitos muito finos e pelitos da Fm Rio do Rastro.

A relação de contato entre o pacote predominantemente eólico, com dunas e interdunas úmidas, e o pacote de dunas e interdunas secas da Fm Botucatu é difícil de ser identificada. Em afloramentos ocorre uma transição para arenitos eólicos com granulometria um pouco mais fina, mineralogia mais madura e sets de estratificações cruzadas maiores.

Em poço, o perfil Raio Gama não mostra superfícies ou quebras que possam ser identificadas entre as unidades Botucatu e Pirambóia, sendo que o desaparecimento de depósitos de interdunas úmidas, as mudanças na cor, aumento do tamanho dos sets, aumento da maturidade textural e mineralógica, ou ainda o aumento de estruturas de grain flow (Dias e Scherer 2006), indicam a passagem para a Fm Botucatu.

A unidade fluvial e eólica, descrita neste bloco, possui diferentes interpretações na bibliografia, sendo denominada de Fm Pirambóia e correlacionada com a unidade eólica da Fm Sanga do Cabral, nos blocos oeste e central (Lavina 1993, Scherer 1998), ou

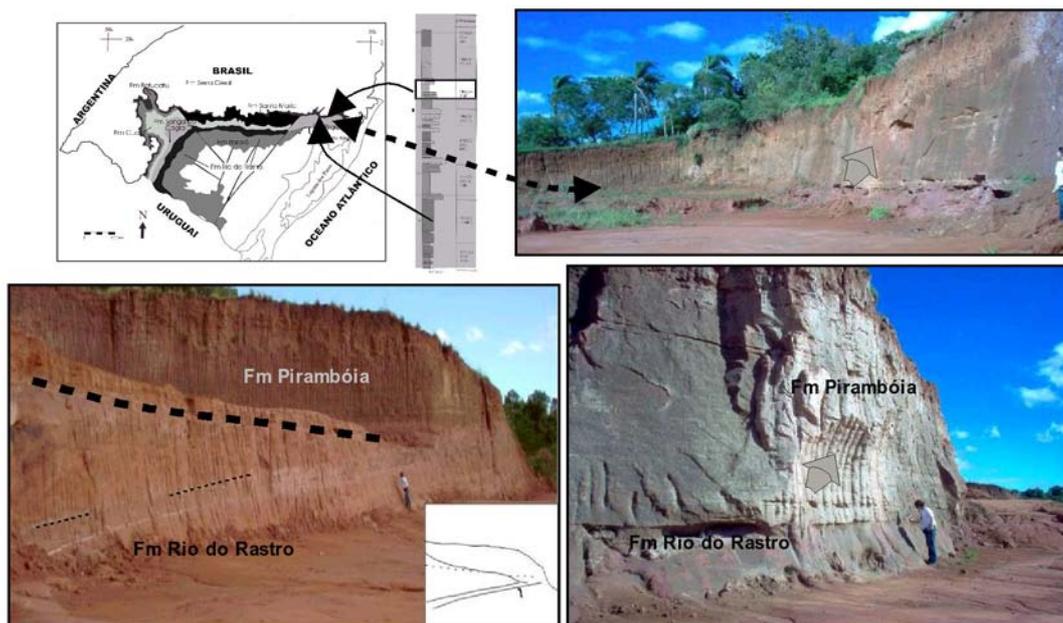


Figura 12. Bloco leste, município de Sapucaia do sul. Contato discordante entre arenitos fluviiais e pelitos da Formação Rio do Rastro. Triássico Médio? Superior?

ainda interpretada como uma porção eólica diferenciada e sugerida como uma unidade independente (Nowatzi & Kern 2000). Sua correlação com a Fm Sanga do Cabral depositada final do Permiano ou início do Triássico, implicaria que a Fm Pirambóia teria sido depositada no final do Permiano. Contrariamente, a correlação aqui proposta (Figs. 14, 15 e 16) indica que esta unidade é discordante sobre as formações Rio do Rastro e Sanga do Cabral e correlata a Formação Guarú no bloco oeste. Apresenta continuidade física com a unidade Pirambóia da parte sudeste e central da bacia, considerada de idade possivelmente jurássica.

### 3.5.5 Formação Botucatu

Os arenitos eólicos da Fm Botucatu, assim como as formações Guarú, Caturrita e Pirambóia (blocos oeste, centro e leste, respectivamente) sotopostas, configuram depósitos essencialmente continentais, incluindo sistemas fluviais e eólicos.

A Fm Botucatu apresenta espessura bastante variada no Rio Grande do Sul, desde ausente (bloco central) até 100 m, dada uma seqüência de derrames de lava que conserva a duna previamente ativa, por vezes preservando sua morfologia (Scherer 1998, Scherer 2000, Holz et al. 2006), caracterizando a idade do final da deposição da Fm Botucatu como a mesma do início do vulcanismo da Fm Serra Geral, em cerca de 139 Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ; Renne et al. 1992).



Figura 13. Arenitos avermelhados da Formação Pirambóia do Bloco LESTE, Município de Gravataí, região metropolitana de Porto Alegre, RS. Sistema Eólico úmido com dunas e interdunas. Perfil litológico mostrando a localização da Formação Pirambóia na coluna esquemática do intervalo Mesozóico do estado do RS – ver figura 4.

A morfologia preservada é tanto a deposicional como a de deflação, que ocorre acima do nível freático, sendo a ausência da Fm Botucatu interpretada como ausência de subsidência, enquanto as areias dunares acumuladas não são soterradas em níveis abaixo do nível freático. Este é o caso do bloco central, onde a freqüente ausência dos depósitos eólicos pós-triássicos deve ser interpretada como área não subsidente e cobertura vulcânica sobre uma superfície erosiva.

### 3.6 Discussão dos Resultados

A discordância que separa o Mesozóico do Paleozóico na bacia, constitui uma superfície aplainada cortando rochas do Ordoviciano ao Permiano superior, e do embasamento Pré-Cambriano, como observado no Paraguai (Fm Missiones).

No norte da bacia, (Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul) a Fm Pirambóia assenta-se, em discordância angular de baixo ângulo, sobre siltitos de tonalidades vermelha e arroxeadas, intercalados com arenitos muito finos, de idade Permiana, denominada Fm Estrada Nova (Corumbataí). A presença de paleossolo, com brecha de silixitos, indica que ocorreu um processo de silificação supergência dos calcáreos, anterior à deposição da Fm Pirambóia. No Paraná, abaixo deste contato, é possível identificar paleossolos com marcas de raízes (Fig. 15).

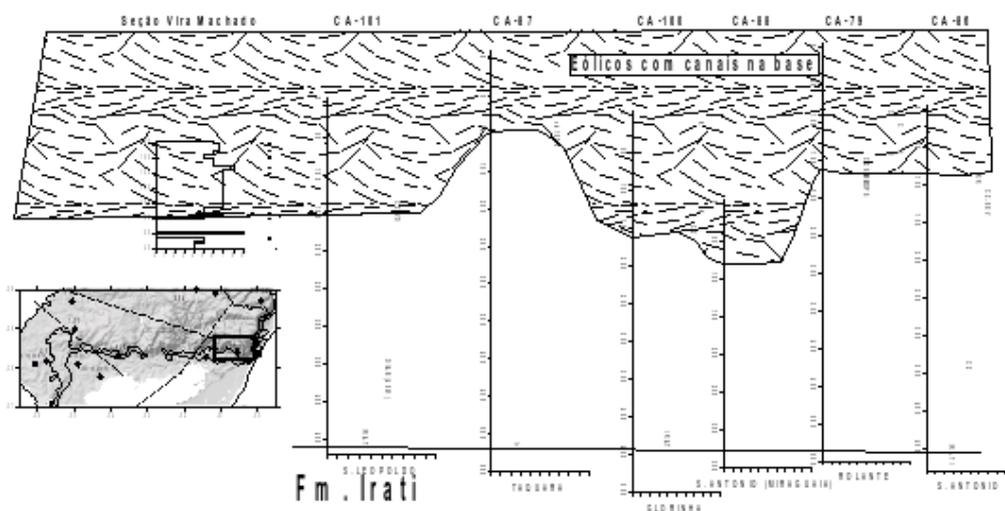


Figura 14. Seo estratigráfica esquemática composta por poços exploratórios de carvão (fonte CPRM-RS). Datum no topo da Formao Irati (superfície de máxima inundao). A seo mostra o caráter irregular na base dos arenitos eolicos com canais fluviais na base da Formao Piramboia, bloco Leste.

Uma característica importante do topo da seqncia permiana (até o Scitiano)  sua alterao supergênica intensa, com oxidao dos minerais de ferro, argilizao dos feldspatos e silicificao dos carbonatos, pretéritos  deposio das seqncias mesozóicas. A cor vermelha intensa das unidades como Sanga do Cabral e Rio do Rastro, na parte sul da Bacia, bem como Rio do Rastro-Estrada Nova-Corumbataí-Aquidauana (MS), na parte nordeste e oeste-noroeste, pode ser interpretada como resultado do intenso intemperismo de idade eo-triássica, associado ao paleo-clima seco e quente.

Os arenitos eolicos permianos da Fm Sanga do Cabral apresentam características epigenéticas de forma similar aos arenitos eolicos da Fm Rio do Rastro em Santa Catarina (Serra do Espigão, Fig. 19), representando eventos de maior aridez na bacia. Esta aridez foi reduzida durante o ciclo fluvial da Fm. Sanga do Cabral e durante o processo de exposio e erosão que se seguiu.

A retomada da sedimentao no novo ciclo geotectônico que se iniciou no Mesotriássico, fez-se apenas localmente, em riftes, e sob condioes climáticas diferentes, sendo mais úmidas e frias, no sistema fluvial Passo das Tropas, com sedimentos acinzentados, indicando fonte com solos feldspáticos e não lateritizados.

O afogamento deste sítio deposicional, com a deposio dos pelitos do Membro Alemoa, ocorreu em condioes climáticas áridas, com enriquecimento dos sedimentos em carbonato de cálcio e formao de abundantes paleossolos com caliche, facilitando a fossilizao. Estes pântanos e lagos rasos, de clima rido, foram progressivamente associados por rios anastomosados da Fm Caturrita até o início do Jurássico.

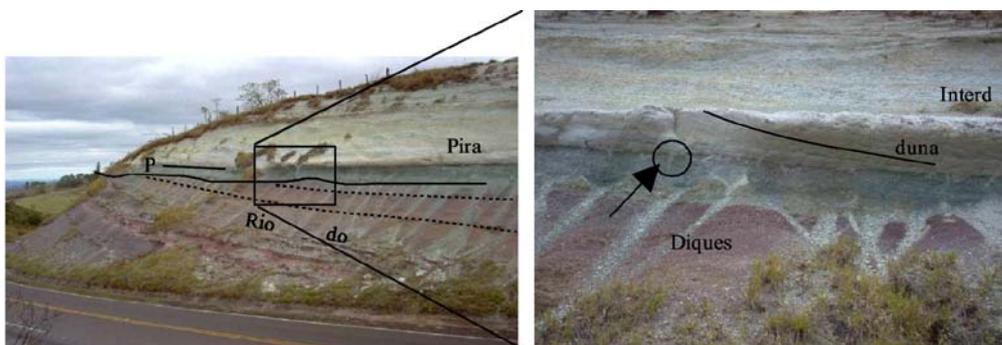


Figura 15. Exemplo de contato entre as Formações Pirambóia (arenito branco, fácies de duna e interduna úmida) e Rio do Rastro (pelito roxo e arenito intercalado com arenito – planície de inundação) - estado do Paraná – notar discordância angular reforçada por linhas tracejadas, paleosolo e marcas de raiz na foto de detalhe.

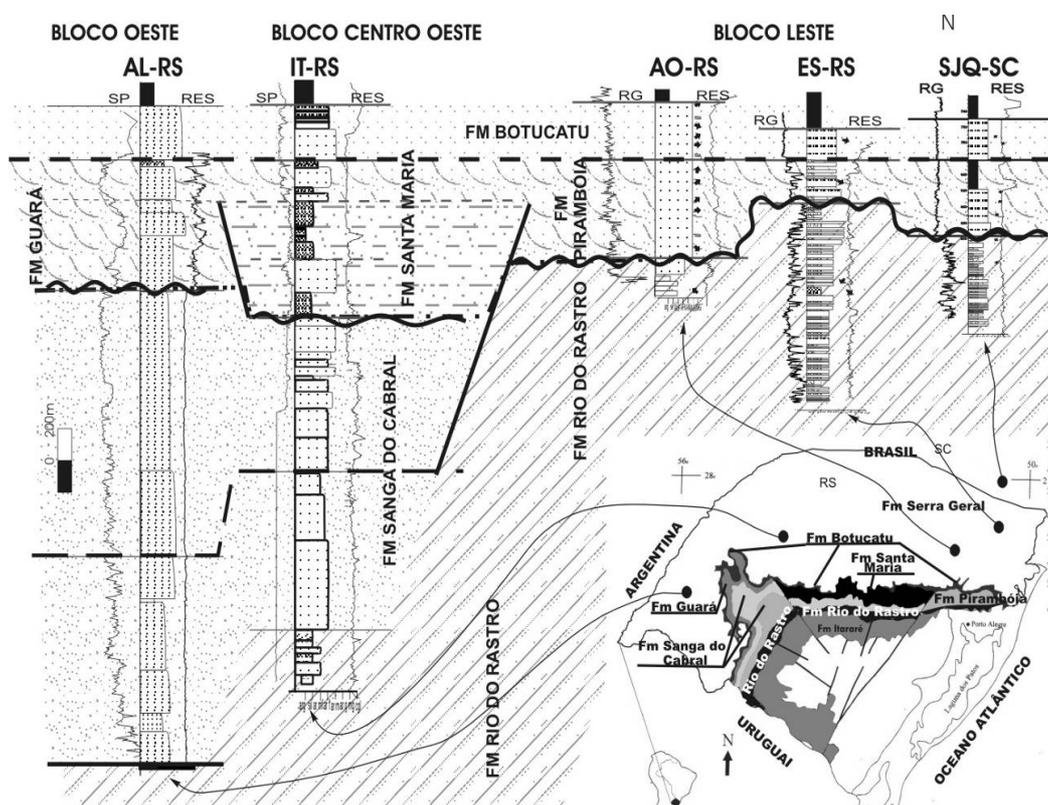


Figura 16. Correlação em subsuperfície das unidades Neopermiana - Mesozóicas. As formações Guará (Bloco E), Caturrita (Bloco C) e Pirambóia (Bloco W) estendem-se de forma contínua, sotopostas à Formação Botucatu, em continuidade física com a Formação Pirambóia em Santa Catarina. Mapa geológico RS – Modificado de Scherer, 2000.

Após o preenchimento do rifte de Santa Maria e, possivelmente, do Uruguai-Alegrete-Itacurubi, a oeste, inicia-se a sedimentação fluvio-eólica, progressivamente mais árida, com formação dos campos de dunas da unidade Guará e Pirambóia, localmente entremeados de sistemas fluviais entrelaçados.

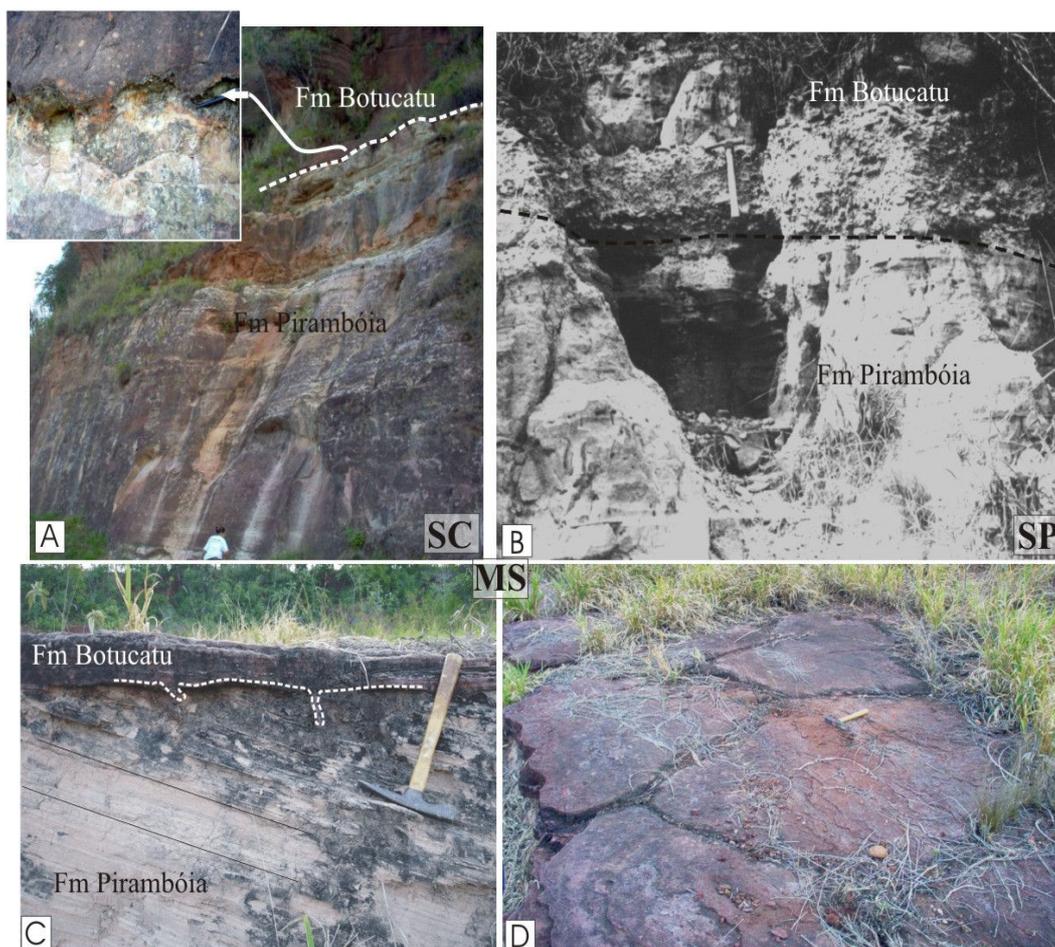


Figura 17. Fotografias de afloramentos do contato entre as Formações Pirambóia (base) e Botucatu (topo) nos estados de Paraná (a), São Paulo (b) e Mato Grosso do Sul (c). Em (a) o contato é evidenciado pela diferença granulométrica (ver detalhe). Na foto (b) o contato é erosivo, dado com a fácies fluvial (arenito maciço, base) da Formação Pirambóia com a fácies conglomerática torrencial (topo) da base da Formação Botucatu. Nas fotos (c) e (d) o contato se dá por fraturas poligonais, ou “fentes em coin”, mostrados em perfil e planta.

As seções levantadas e mapeamentos pretéritos nas unidades do Permo-Triássico e Juro-Cretácicas, no sul da Bacia do Paraná, não permitem correlações diretas entre os setores oeste, central e leste. As idades de início e fim de deposição não são claras, sendo possível identificar as discordâncias e correlacioná-las às unidades sotopostas e sobrepostas. Esta incompatibilidade registra uma atividade tectônica diferenciada no Triássico-Jurássico, caracterizando os três blocos como entidades estruturais.

No bloco leste, a seção é comparável à dos poços no sudeste da bacia (Fig. 16), sendo as unidades correspondentes às formações Pirambóia e Botucatu, em Santa Catarina, diferenciadas pela granulometria e cor, mas com relação de contato transicional nos municípios de São Joaquim e Lages, em Santa Catarina.

A Fm Pirambóia ocorre, tanto no bloco leste como no norte da bacia, logo abaixo da Fm Botucatu, tal como observado nos poços de Torres (RS), em afloramentos na região de

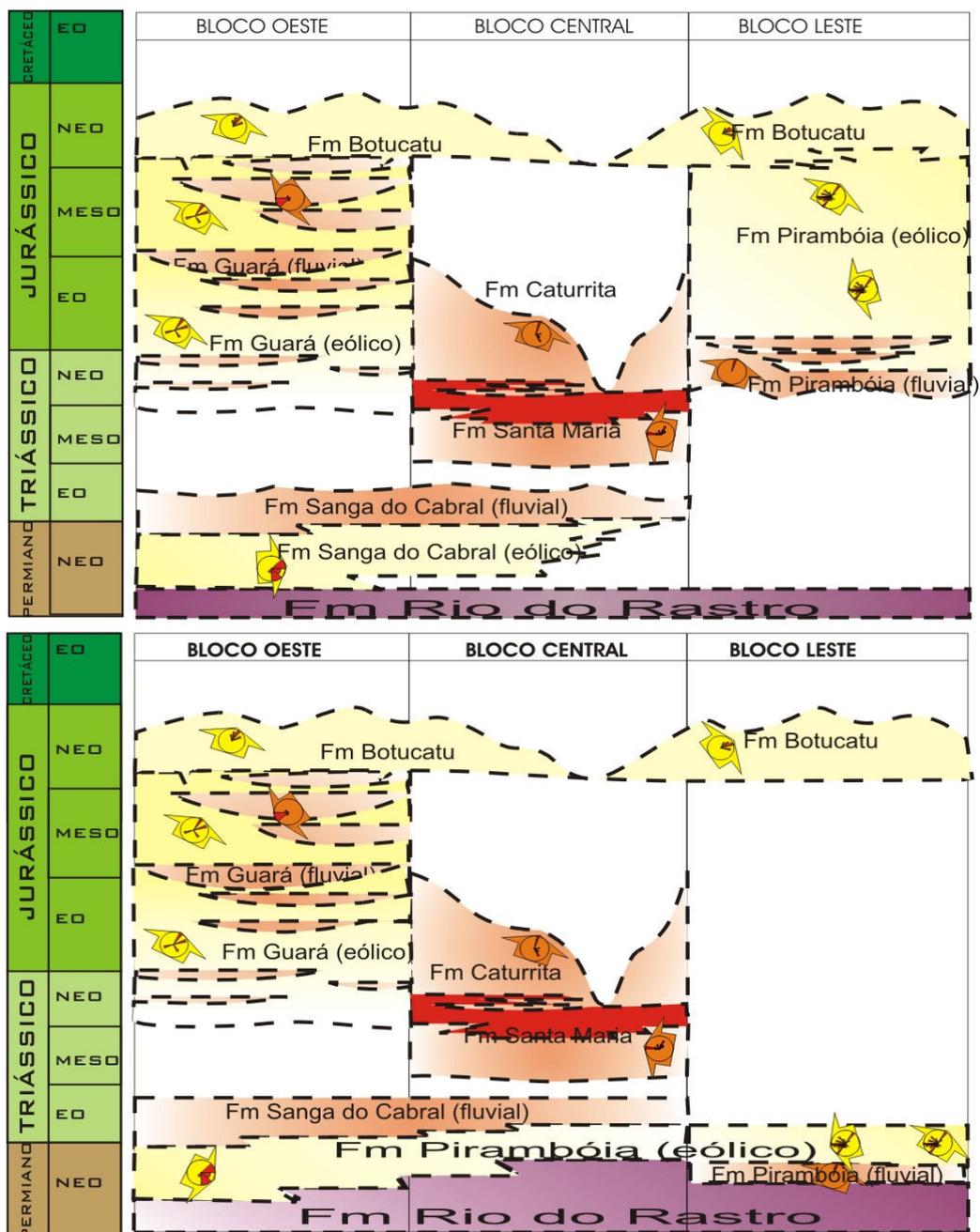


Figura 18. Diagrama cronoestratigráfico esquemático da interpretação dada ao intervalo Permo-Triássico nos blocos oeste, central e leste, sul da bacia do Paraná, comparando duas propostas: (A) apresentada neste trabalho, onde a Formação Pirambóia é correlata à Formação Guará, com contato gradacional e/ou pequeno hiato deposicional com a Formação Botucatu. (B) apresentada por diversos autores (opt.cit.), onde a Formação Pirambóia é considerada como depósito permiano, interdigitada com Formação rio do Rastro e com grande discordância com a Formação Botucatu.

São Joaquim e Lages, e estados do Paraná e São Paulo, mostrando relações de contato discordante entre a seqüência de arenitos eólicos Pirambóia-Botucatu e a Fm Rio do Rastro, presença de fendas de contração e contato transicional entre as duas unidades eólicas (Fig. 17).

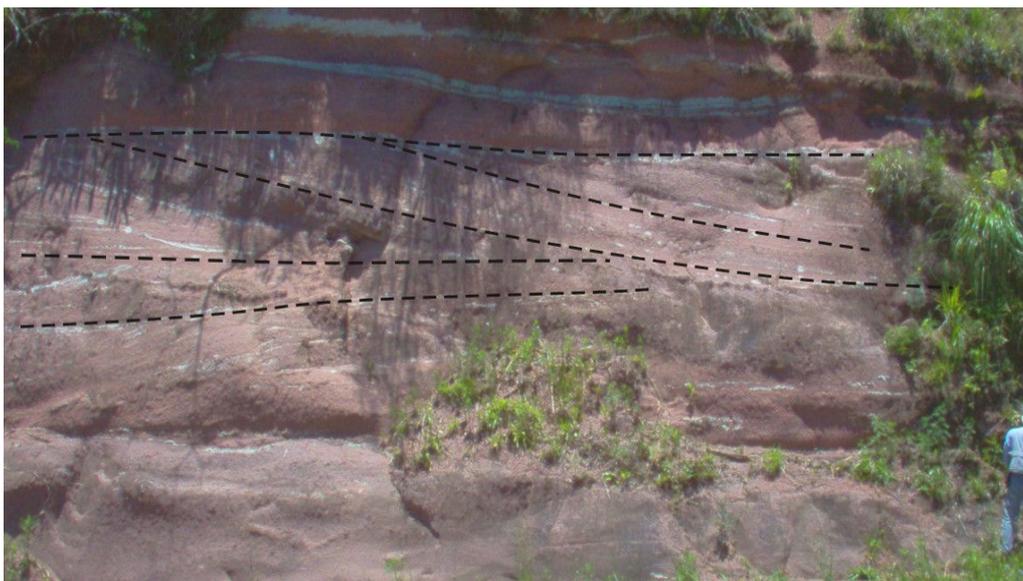


Figura 19. Arenitos avermelhados com estratificação cruzada de grande porte, fácies de duna em sistema eólico, topo da Formação Rio do Rastro. Serra do Espigão, estado de Santa Catarina.

Dessa forma, considera-se o pacote de arenitos de sistema eólico úmido do bloco leste, mapeados como Fm Pirambóia (Faccini, 2000; Scherer & Lavina 2006), como a mesma unidade Pirambóia (também de sistema eólico úmido), a qual se associa com a Fm Botucatu, em discordância sobre o Permiano e unidades anteriores, na maior parte da bacia.

A ausência de registro do sistema fluvial entrelaçado da Fm Sanga do Cabral no bloco leste corrobora com a interpretação de não correlação do registro desértico úmido presente neste bloco com aquele do Permiano (Fig. 18).

A ocorrência de arenitos eólicos intercalados na seção permiana, nos blocos central e oeste equivalem às intercalações de fácies dunares nos depósitos fluviais da Fm Rio do Rastro na serra do Espigão, em Santa Catarina (Fig. 19).

No bloco oeste, a Fm Guará é correlacionada com a unidade inferior da Fm Taquarembó (Jurássico) no Uruguai, as quais apresentam fósseis do final do Jurássico, na transição para Fm Botucatu (Perea e Martinez, 2004). São discordantes com as unidades, sotopostas, Sanga do Cabral e Buena Vista, e concordantes ou com pequena discordância com a Fm Botucatu, sobreposta.

Os depósitos fluviais com variações laterais para eólicos da Fm Guará representam um tempo e um paleoambiente equivalente ao da Fm Pirambóia do Estado de São Paulo, incluindo os fósseis de ostracodes e conchostráceos (facies Santana, de Almeida, 1950) e são estratigraficamente comparáveis em suas relações de contato.

No bloco Central, a sedimentação e preservação das Fms Santa Maria e Caturrita, a não sedimentação ou não preservação das Fm Pirambóia e até a Fm Botucatu, revelam

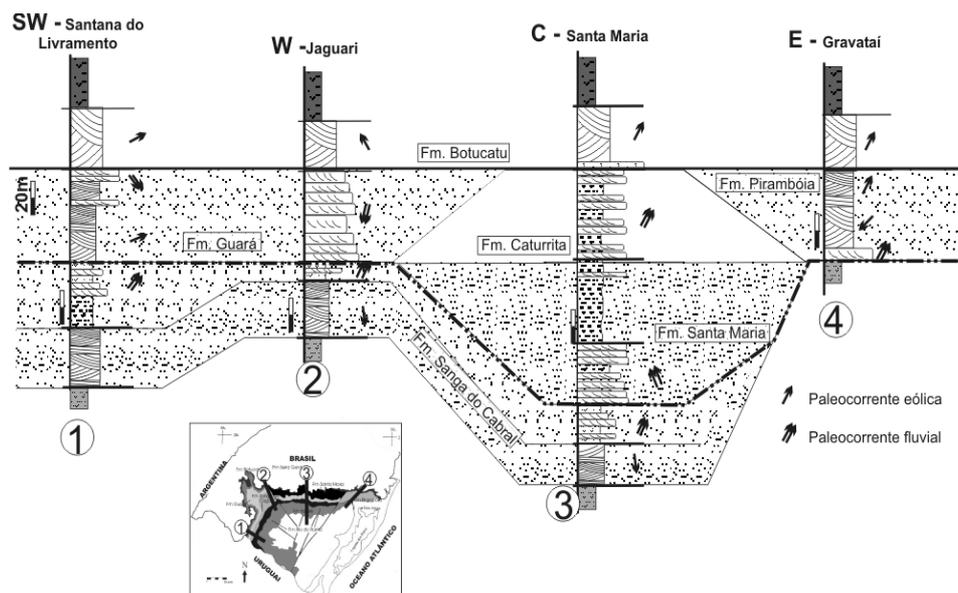


Figura 20. Seção geológica esquemática, formada por seções colunares compostas com base em diversos autores (Scherer e Lavina 1997, Montardo 1982, Faccini 2000), campo e poços. Relações espaciais entre as diferentes fácies e diferentes blocos.

uma atividade tectônica diferenciada, sendo possível determinar-se uma correlação entre o final da unidade Caturrita com as formações Guará e Pirambóia, por suas condições paleoambientais. Entretanto, as informações paleontológicas, até agora conhecidas e já referidas, não favorecem esta correlação, e os elementos de relação de contato levam a interpretação de que estas unidades não se correlacionam, mas são continuações físicas dos depósitos eólicos da Fm Pirambóia, no restante da bacia (Fig. 20).

Estas correlações implicam na extensão e conectividade destes depósitos areníticos continentais, sotopostos a Fm Botucatu, formando o aquífero Guarani. Os depósitos eólicos do Permiano ou porção inferior da Fm Sanga do Cabral, não são correlatos àqueles arenitos eólicos úmidos do bloco leste (Fm Pirambóia), não pertencendo ao Sistema Aquífero Guarani. A Fm Pirambóia está fisicamente separada pelos depósitos fluviais da porção superior da Fm Sanga do Cabral, sendo considerada um aquícluído e não correlacionada fisicamente às unidades hidroestratigráficas que compõe a parte basal do aquífero: formações Guará, Santa Maria, Caturrita e Pirambóia (Soares et al. 2007).

### 3.7 Conclusão

No final do Permiano deu-se o início de uma mudança climática, associada com o início da Orogenia do final do Gondwana e com deformação sin-sedimentar na bacia, cujas estruturas tectônicas são evidentes em afloramento, mostrando a deformação do

Permiano Superior. Dunas isoladas desenvolveram-se em ambiente semi-árido, adjacentes aos rios, deltas e planícies aluviais (Fm Rio do Rastro).

A discordância permo-triássica marca um ciclo de erosão que desgasta irregularmente as rochas do Permiano, deixando o registro de um espesso manto de lateritização e paleorigolitos que se estendem até o norte da bacia, refletindo o clima quente e árido durante o soerguimento.

No Triássico Médio começa o fraturamento no interior da bacia, registrado no bloco central do Rio Grande Sul, Uruguai e, possivelmente, no bloco central da Bacia de Paraná. As pequenas sub-bacias são preenchidas por depósitos fluviais, carregando a rica paleofauna vertebrada de idade triássica superior (Fm Santa Maria).

Durante esse intervalo de tempo, o deserto é estendido progressivamente ao continente inteiro e, na Bacia do Paraná, ficam registrados na Fm Pirambóia e correlatos as dunas de areia com interduna úmida e rios mais secos, com o soerguimento da área fonte a leste, e engrossamento dos sedimentos no topo.

Após o Jurássico Médio, uma deflação generalizada é marcada pelo pavimento conglomerático e pela mudança das correntes do vento. Em um deserto extremamente árido, areias supermaturas ficaram preservadas em extensos campos de dunas e ergs, registrados pelas rochas da Fm Botucatu, estendidas por toda a bacia e preservadas por sucessivos derrames de lava da Fm Serra Geral.

No sul da Bacia do Paraná, os depósitos triássico-jurássicos eólicos e fluviais apresentam diferentes arranjos estratigráficos nos blocos oeste, central e leste. No bloco leste os arenitos eólicos, chamados de Fm Pirambóia, não se correlacionam com os arenitos eólicos da base da Fm Sanga do Cabral dos blocos central e oeste, sendo discordantes à Fm Rio do Rastro. A Fm Sanga do Cabral não está presente neste bloco. Os arenitos eólicos e fluviais desta unidade desaparecem para leste e para o interior da bacia, espessando-se para oeste.

No bloco central, a Fm Caturrita, com depósitos fluviais sotopostos à Fm Botucatu, encontra-se em posição física equivalente às formações Guará (oeste) e Pirambóia (leste).

A conclusão deste trabalho é de que as formações Pirambóia e Guará são a mesma unidade genética, com idade entre o Triássico Superior e Jurássico Médio, sendo ambas correlacionáveis com a Fm Pirambóia do norte da bacia, podendo comportar pequenos hiatos ou discordância com a formação Botucatu, mas com persistência das principais condições do ambiente.

Desta forma, as formações Guará, Caturrita e Pirambóia são correlacionáveis, enquanto as fácies eólicas neopermianas não são correlacionáveis à Fm Pirambóia. Isso

implica que os arenitos permianos da base da Fm Sanga do Cabral não apresentam interdigitação com o Sistema Aquífero e desta forma não constituem unidades hidroestratigráficas conectadas às formações Pirambóia e Botucatu no norte da bacia.

### 3.8 Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. 1950. Uma fauna de crustáceos bivalvos do Arenito Botucatu no Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, boletim 134, p: 1-38.
- ANDREIS, R. R.; LAVINA, E. L.; MONTARDO, D. K & TEIXEIRA, A. M. S., 1982. Considerações sobre os troncos fósseis da Formação Caturrita (Triássico Superior) no município de Mata, RS- Brasil. In: 32º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador (BA), Anais, v.4: 1284-1295.
- ANDREIS, R. R., BOSSI, G.E., MONTARDO, D. K. 1980. O grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31., Camboriú, 1980. ANAIS. Camboriú, SBG, v.2, p.659-673.
- BARBERENA, M. C., ARAUJO, D.C., LAVINA, E. L., AZEVEDO, S.A.K. 1985. O estado atual do conhecimento sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil Meridional. In: CONGR. BRAS. PALEONT., 8 , Rio de Janeiro, 1983. Coletanis de trabalhos Paleontológicos, Serv. Geol., Seção Paleontologia e estratigrafia, Brasília, v. 27 (2), p. 21-28.
- BORTOLUZZI, C.A. 1974. Contribuição a geologia da região de Santa Maria, Rio Grande do Sul. Pesquisas, v.4 (1), p.7-86.
- CAMPY M. & MACAIRE J. J. 1989 - Geologie des formations superficielles. Masson, Paris, 433pp.
- CPRM- Serviço Geológico do Brasil. Sistema de Informação de Águas Subterrâneas. Agência Brasileira de Cooperação Agência Canadense de Desenvolvimento Internacional. <http://www.siangas.cprm.gov.br>
- DIAS, K.; SCHERER, C.. 2006. Cross-bedding set thickness and stratigraphic evolution of wet aeolian systems: an example from the upper Permian Pirambóia Formation (Parana basin). *Sedimentology* (submetido em 2006)
- FACCINI, U.F. 1989. O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais Curso de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre. 121p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- FACCINI, U.F., PAIM, P.S.G., LAVINA, E. L., GARCIA, A. J.V. 2000. Geometry, architecture and heterogeneity of the Passo das Trapas aquifer : 3D reconstruction from out crop and shallow subsurface data. In: 31º International Geological Congress, SBG - IUGS, Rio de Janeiro. Abstracts 2000.
- FACCINI, U.F. 2000. Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus Espaço de Acomodação. Porto Alegre. 300p. Doutorado.

- Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.
- FERNANDES, L.A.D.; KOESTER, E. ; SOLIANI JR, E. 1995. Evolução do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes Dorsal de Canguçu no Cinturão Dom Feliciano durante o Neoproterozóico: uma discussão. In: 5 Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Gramado(RS). Boletim de resumos expandidos, 1995. v.5. p.30-32
- PEREA, D. y MARTINEZ, S. 2004. La Formacion Taquarembó. Su fauna y su edad Jurássico Tardio - Cretácico Temprano. Livro - Cuencas Sedimentarias de Uruguay - Geologia, paleontologia y recursos naturales - Mesozoico. Eds. Veroslavsky G.; Ubilla, M.; Martinez, S. 2ª edição. 2004
- GAMMERMAN, N. 1973. Formação Rosário do Sul. Pesquisas, v.2, p.5-36.
- GEF - Banco Mundial - OEA. 2001. Projeto Proteção Ambiental e Gerenciamento Sustentável Integrado do Sistema Aquífero Guarani. Argentina - Brasil - Paraguai - Uruguai.
- GORDON JR, M. 1947. Classification of the Gondwanic rocks of Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. DNPM Div. Geol. Min., Notas Prel. E Estudos, v.38, p.1
- HOLZ M. & SCHERER C.M.S. 1998. Sedimentological and paleontological evidence of paleoclimatic change during the Southbrazilian Triassic: the register of a global trend towards a humid paleoclimate. Zentralblattfür Geologie und Palaeontologie, Teil 1 (7-8), 1998(3): 1589-1611.
- HOLZ M., SOARES A.P., SOARES P.C. Preservation of aeolian dunes by pahoehoe lava: an example of aeolian Botucatu Formation (Jurassic) in Mato Grosso do Sul state, western margin of the Paraná Basin in South America. Journal of South American Earth Science - submetido em 2006.
- LAVINA E.L. & FACCINI U.F. 1993. Formações Pirambóia e Sanga do Cabral: um episódio de desertificação na Bacia do Paraná ao final do Permiano? In: Simp. Cronoestratigrafia Bacia Paraná, 1, Bol. Res. Expandidos, p. 94-95.
- LAVINA, E. L. C.; FACCINI, U. F.; RIBEIRO, H. J. S. 1993. A Formação Pirambóia (Permo-Triássico) no Estado do Rio Grande do Sul. Acta Geológica Leopoldensia. N ° 38. vol. XVI. P. 179-197.
- LAVINA, E.L. 1983. Procophon pricei sp.n. um novo réptil procolofonídeo do Triássico do Rio Grande do Sul. Iheringia, Serv. Geol. FZB
- LAVINA, E.L. 1989. Formação Pirambóia: um episódio de desertificação da bacia do Paraná ao Final do Permiano? In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 1., Rio de janeiro, 1989. Boletim de Resumos... Rio de Janeiro, SBG, p.8
- LAVINA, E.L. 1992. Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano- Scitiano) da Bacia do Paraná. Porto Alegre. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 512p.
- MACHADO, J.L.F.. 2006. Compartimentação Espacial e Arcabouço Hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul. Tese de doutorado. UNISINOS - São Leopoldo-RS.

- MILANI E.J; FACCINI U. F.; SCHERER C. M.; ARAUJO L. M.; CUPERTINO J. A.; 1997. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Parana basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. In: Sedimentary Basins of South America, A- J. Amos (ed.), in press.
- MILANI, E.J., 1992, Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná basin, Se Brazil, in M.J. de Wit and I.G.D. Ransome,, eds, Inversion tectonics of the cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of southern Africa: Rotterdam, A.A.Balkema, p. 101
- MONES, A. & FIGUEIRA, A. 1980. A geo- paleontological synthesis of the Gondwana Formations of Uruguay. In: CRESWELL, M.M. & VIELLA P. (eds) . Gondwana Rotterdam, A.A.Balkema, New York, p.47-52.
- MONTARDO, D. K. 1982. Estudo Geológico dos Sedimentos do Gondwana Superior na Região de Candelária a Santa Cruz do Sul, Rio Grande do Sul. Dissertação de mestrado. Porto Alegre. 141 p. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- NOWATZI, C. H. & Kern, H. P. 2000. The Eolianites between Sanga do Cabral and Botucatu Formations in Rio Grande do Sul State, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências. Vol 72 n.2 Rio de Janeiro.
- RENNE, P.R., ERNESTO, M., PACCA, I.G., COE, R.S., GLEN, M.J., PRÉVOT, M., PERRIN, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-cretaceous boundary. Science, V. 258, p.975-979,
- SANGFORD, R.M. & LANGE, F.N. 1960. Basin study approach oil evaluation of Parana miogeosyncline of South Brasil. AAPG Bull, v.44 (8), p.1316
- SANTA ANA, H. 2004. Cuencas Sedimentarias de Uruguay. Geologia, paleontologia y recursos naturales - Mesozoico
- SCHERER, C.M.S. 1998. Análise Estratigráfica e Litológica da Formação Botucatu (Eocretáceo da Bacia do Paraná) no Rio Grande do Sul. Tese de doutoramento, 230p. Porto Alegre. Instituto de Geociências. Universidade federal do Rio Grande do Sul.
- SCHERER, C.M.S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: Morphology and origin. Sed. Geology. Sedimentary Geology, Volume 137, Number 1, 1 December 2000 , pp. 63-84(22).
- SCHERER, C. S. 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. Sedimentology (2002) 49, 97-116.
- SCHERER, C.M.S., Lavina, E. L.C. 2005 Stratigraphic evolution of a fluvial-eolian succession: The example of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Guarú and Botucatu formations, Paraná Basin, Southernmost Brazil. Sedimentology, Volume 52 Issue 6 Page 1323 - December
- SCHERER, C.M.S.; Lavina, E.L.C. 2006. Stratigraphic evolution of a fluvial-eolian succession: The example of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Guarú and Botucatu formations, Paraná Basin, Southernmost Brazil. Gondwana Research 9 (2006) 475-484

- SCHULTZ, C. L.; SCHERER, C. M. S. e BARBERENA, M. C.. 2000. Biostratigraphy of southern brazilian middle-upper triassic. *Revista Brasileira de Geociências* 30(3): 495-498.
- SCHULTZ, C.L. 1995. Subdivisão do Triássico do RS com base em macrofósseis: problemas e perspectivas. *Com. Mus. Ciênc Tecnol. UBEA/PUCRS, Ser. Ciências da Terra*, 1: 25-32.
- SOARES, A. P.; SOARES, P. C.; HOLZ, M. Heterogeneidades Hidroestratigráficas No Sistema Aquífero Guarani. Submetido RBG- setembro de 2007.
- SOARES, P.C. 1975. Divisão Estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo, *Rev. Bras. Geoc.* v5(4), p.251.
- SOARES, P.C. 1981. Estratigrafia das formações jurássico-cretácicas na Bacia do Paraná - Brasil. In: Volkheimer, W. & Musacchio, E.A., *Cuencas sedimentarias del Jurássico y Cretácico de America del Sur. Comite Sudamericano del Jurássico y Cretácico.* Buenos Aires. p.271-302.
- VIEIRA, A.J. 1973. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro sul de São Paulo. In: 27º Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, 1973. *Anais...*, Aracaju, SBG, V.3, p.259-277.
- WASHBURNE, C.W. 1930. Petroleum geology of the State of São Paulo. *Bol. Com. Geogr. Geol.*, v22, p.1-282.
- ZERFASS H. 1998. Estratigrafia da sedimentação Meso e Neotriássica no Município de São Pedro do Sul, RS: facilogia, análise de proveniência e historia diagenética curso de geologia, UNISINOS, Monografia de conclusão de curso, 181p.
- ZERFASS, H.; CHEMALE JR., F.; SCHULTZ, C. L.; LAVINA, E.. 2004. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. *Sedimentary Geology* 166 (2004) 265-292.

## 4 HETEROGENEIDADES HIDROESTRATIGRÁFICAS NO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI

Ana Paula Soares<sup>1</sup>, Paulo César Soares<sup>2</sup> e Michael Holz<sup>1</sup>

Artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências em 2007

(1)

Instituto de Geociências UFRGS – pesquisador CNPq

(2)

PPGeol-UFPR. Professor Sênior

### 4.1 Resumo

O principal aquífero regional da América do Sul, Sistema aquífero Guarani, é composto principalmente das formações psamíticas Pirambóia e Botucatu (Brasil), Misiones (Paraguai e Argentina) e Taquarembó (Uruguai), com uma espessura máxima de 600m, de idades Triássica e Jurássica. Tais unidades sobrepõem discordantemente diferentes formações Paleozóicas e são cobertas por basaltos do Cretáceo. O aquífero não é um conjunto de arenitos homogêneos, mas composto da associação de fácies cujos elementos arquiteturais e geometria permitem subdividi-lo em unidades de fluxo. Estas unidades têm diferentes condutividades hidráulicas e, como consequência, um comportamento hidrodinâmico e hidroquímico diferencial. A análise estratigráfica usando dados do campo e registros de poços exploratórios permite construir um modelo de sistemas deposicionais e distribuição espacial das propriedades dos reservatórios. O aquífero é dividido em três unidades de fluxo principais: duna (DU), interdunas (ID) e canais (CH); e secundariamente: crevasse (CR), lacustre e planície de inundação (FF). Cada uma tem características faciológicas e distribuição granular que permitem inferir a permeabilidade efetiva. A unidade DU da Formação Botucatu apresenta a condutividade hidráulica média numa ordem de magnitude maior que a unidade interduna da Formação Pirambóia, significando dez vezes o potencial da velocidade do fluxo da água. A unidade interduna úmida, intercalada com a unidade duna, da Formação Pirambóia pode ser considerada um aquífero. Em afloramentos o topo da fácies interduna representa zona de descarga de água. As distribuições espaciais das unidades têm um efeito direto na qualidade e no fluxo da água dentro do aquífero regional.

*Palavras-chaves:* Heterogeneidades, Hidroestratigrafia, Sistema Aquífero Guarani.

## 4.2 Abstract

*The main regional aquifer of South America is the Guarani Aquifer System (SAG), it is made up mainly of the psamitic Pirambóia and Botucatu formations (Brazil), Misiones (Paraguay and Argentina) and Taquarembó (Uruguay), with a maximum thickness of 600m. The aquifer system lies unconformable over different Paleozoic formations and is covered by extensive basaltic flows of Early Cretaceous age. The aquifer is not a homogeneous blanket sandstone, but composed of facies association whose geometry and architectural elements allow to subdivide it in flows units. These units have different hydraulic conductivity and as consequence different hydrodynamic and hydrochemical behavior. Stratigraphic analysis using field and well data allows to construct a model of depositional systems and reservoirs properties distribution. The aquifer is divided in three main flow unities: dune (DU), interdune (ID) and channel (CH); and secondary, two others: crevasse (CR), and lacustrine and flood plain (FF). Each one have facies characteristics, and the grain distribution allow to infer the effective porosity and permeability. Botucatu DU presents average hydraulic conductivity one order of magnitude greater than Pirambóia interdune, meaning ten times the potential of water flow velocity. The humid interdune blanket sands below Botucatu and interbedded in the Pirambóia dunes may be considered a strong aquitard. The space distributions of the unities have a direct effect in quality and flow of water inside the regional aquifer. The data and results lead to the recognition of five main regional stratigraphic domains around the Paraná basin.*

*Keywords: heterogeneity; hydrostratigraphy; Guarani Aquifer System.*

## 4.3 Introdução

Os arenitos da Formação Botucatu constituem os melhores reservatórios do Sistema Aquífero Guarani (Araújo *et al.* 1995), na Bacia do Paraná. Predominam extensos *ergs* associados a sub-ambientes desérticos, indicados por depósitos de *wadis*, com fácies rudácea basal e depósitos lacustres. A unidade estratigráfica sotoposta, Formação Pirambóia é composta de fácies arenosas, rudáceas e mais raramente pelíticas, eólicas, fluviais e lacustres.

As idades atribuídas a estas unidades, bem como suas relações de contato com as unidades acima e abaixo são conflitantes. Às unidades subjacentes mais jovens, formações Rio do Rastro e Santa Maria, atribui-se idade permiana a eo-triássica (Rohn 1994); à unidade sobrejacente, Formação Serra Geral, atribui-se idade eocretácica (130-140 Ma; Turner *et al.* 1994).

O conhecimento detalhado das heterogeneidades dos aquíferos é fundamental para a predição da circulação e armazenamento da água. A geometria externa e a compartimentação interna, dadas pelas estruturas sedimentares e litossomas, constituem a arquitetura do reservatório.

Os principais parâmetros que influenciam nos valores de porosidade inicial em arenitos-reservatórios são associados à distribuição granulométrica: tamanho médio e seleção. Outros parâmetros como arredondamento, esfericidade e orientação dos grãos, podem modificar parcialmente o papel da seleção e do tamanho médio.

A composição mineralógica (Paim *et al.* 2003), empacotamento e mineralização diagenética contribuem significativamente na porosidade efetiva, tanto por compactação como por dissolução de minerais instáveis e reprecipitação de outros minerais durante sua história de soterramento e re-exposição.

Aqueles parâmetros primários são refletidos nos padrões de distribuição das fácies e dos sistemas deposicionais, o que permite o estabelecimento de um modelo hidroestratigráfico. Este, por sua vez, conduz uma delimitação determinística da condutividade hidráulica, pré-requisito para acurada predição da história do fluxo e transporte por solução (Galloway & Hobday 1996). Entretanto um elevado grau de inferência espacial está sempre presente, em parte estocástica e em parte controlada por fatores paleoambientais previsíveis.

A análise estratigráfica fornece um arcabouço de correlação nas quais as litofácies podem ser mapeadas e interpretadas, permitindo inferir os fatores paleoambientais; foca atenção na presença e distribuição das superfícies estratigráficas, de diferentes ordens de grandeza, nos estratos e suas relações, que resultam nas unidades do fluxo, com diferentes respostas hidráulicas, reduzindo-se assim a inferência estatística entre unidades de diferentes populações.

Por ser uma unidade de extensão regional (aproximadamente 1.200.000 km<sup>2</sup>), o SAG é pouco conhecido enquanto aquífero, muitas vezes sendo considerado como um sistema homogêneo. É necessário conhecer suas discontinuidades geológicas e dinâmicas, para o gerenciamento da exploração dos recursos hídricos, direcionamento de investigações locais ou estabelecimento de estratégias de preservação mais eficientes.

As heterogeneidades litofaciológicas, diagenéticas, epigenéticas, além da estruturação regional por falhas, flexuras e intrusões, tornam o aquífero complexo. Controlam a distribuição zonal de heterogeneidades associadas a restrições de fluxo, à mistura e ao tempo de residência da água (Rosa Filho *et al.*, 1987). Expressivas descontinuidades hidráulicas e hidroquímicas no SAG são conhecidas, porém algumas incertezas exigem novas explicações para questões geológicas associadas, de tal forma que predições e inferências possam ser menos imprecisas. Quais são as unidades estratigráficas, como estão distribuídas e quais fatores controlam o comportamento como reservatório? Estas são as questões que se buscou responder com este trabalho.

Uma visão estratigráfica orientada ao estudo hidrogeológico pode contribuir para a caracterização do sistema aquífero num contexto global tanto do ponto de vista da hidráulica como da hidroquímica do SAG. Um novo enfoque para um velho problema é especialmente importante, considerando que grande parte da água potável acessível no atual estágio tecnológico encontra-se armazenada na forma de águas subterrâneas.

As ferramentas de análise da estratigrafia moderna, aplicadas ao estudo de aquíferos, devem trazer os mesmos benefícios que a exploração/exploração de hidrocarbonetos experimentou. A sua aplicação na predição de propriedades do aquífero é o principal propósito deste trabalho. Especificamente, dois objetivos são claros:

- *caracterização* do arcabouço estratigráfico e estrutural, refletindo o potencial de conexões e o grau de compartimentação e isolamento de partes do sistema;
- *avaliação* do significado destes compartimentos e conexões na dinâmica do sistema.

#### **4.4 Metodologia**

O estudo da bibliografia sobre o SAG, revela uma história longa de avanços no conhecimento estratigráfico, da evolução diagenética, da estrutura e do fluxo, destacando-se os trabalhos de Araújo *et al.* (1995), Rosa Filho *et al.* 2003 e França *et al.* (2003), que abordaram o aquífero na escala de bacia. Regionalmente diversos trabalhos contribuíram para compreensão do arcabouço regional do sistema aquífero, desde o reconhecimento de diferentes fácies (Almeida, 1954; Faccini 2000; Scherer 1998; Soares 1973), de direções de paleoventos (Bigarella e Salamuni, 1962; Assine 2004; Gianini *et al.* 2004), de diferentes unidades estratigráficas (Gamermam, 1973; Bortoluzzi *et al.* 1987; Soares e Landim 1973; Soares 1981; Scherer, 1998), da organização estrutural (Soares 1974, 1992; Zalán 1986), da evolução diagenética (Caetano-Chang *et al.*, 1991; França *et al.* 2003).

Dados originais foram trabalhados a partir das seguintes fontes (Figura 1-B):

- perfis de poços exploratórios de petróleo em toda a bacia do Paraná (PETROBRAS e PAULIPETRO) e para carvão (CPRM), no Rio Grande do Sul: descrição litológica, perfis geofísicos (raio gama, resistividade e potencial espontâneo), *dip-meter* e de velocidade de perfuração; (Figura 10-A).
- poços para água subterrânea (companhias de saneamento: CORSAN-RS, SANEPAR-PR, CETESB-SP, SANESUL-MS, Agência Nacional de Águas - ANA e Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais – CPRM);
- Banco de dados através do Sistema de Informação de Água Subterrânea – SIA-GAS; CPRM, com grande volume de dados litológicos e hidrogeológicos;
- Mapas geológicos locais, estaduais e regionais, em especial o Mapa Geológico do Mercosul, na escala 1:2.500.000 (DNPM/CPRM/DINAMIGE 1998).
- Trabalhos de campo, distribuídos em diversas campanhas nas faixas de afloramentos do SAG incluído São Paulo, Mato Grosso do Sul, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul e leste do Paraguai (Figura 1-A). Os procedimentos de campo foram realizados conforme Tabela 1, orientados pelas recomendações de Krause *et al.*, 1987 (modificado por Paim *et al.* 2003 ).

Tabela 1. Atributos reconhecidos nas distintas escalas de heterogeneidade de reservatório (modificado de Paim *et al.* 200, adaptado de Krause *et al.*, 1987)

	<b>Elementos Geológicos</b>	<b>Macroescala</b>	<b>Megaescala</b>
<b>Caracterização do Reservatório</b>	Mineralogia	Variações composicionais => Associações de Fácies	Variações Composicionais Regionais
	Granulometria e Seleção Granulométrica	Distribuição Através da Unidade Hidroestratigráfica => Associação de Litofácies	Tendências Regionais => Sistemas/Ambientes Depositionais
	Rede de Poros	Distribuição e controle da porosidade em relação às associações de litofácies	Tendências Regionais
	Continuidade Litológica	Estratificação e geometria das litofácies, definindo sentido preferencial de fluxo	Arquitetura estratigráfica definindo a distribuição regional de litofácies
	Fraturas e Falhas	Distribuição e Orientações	Tendências regionais definindo blocos
	Interações Rocha-Fluido	Definições de frentes diagenéticas de dissolução ou cimentação	Tendências regionais de distribuição de condições permoporosas

Foram realizadas análises dos dados estruturais, descrição de fácies, relações de contato e caracterização da geometria externa dos corpos reservatórios que permitiram comparar as unidades. Verificaram-se as variações regionais e características de arquitetura

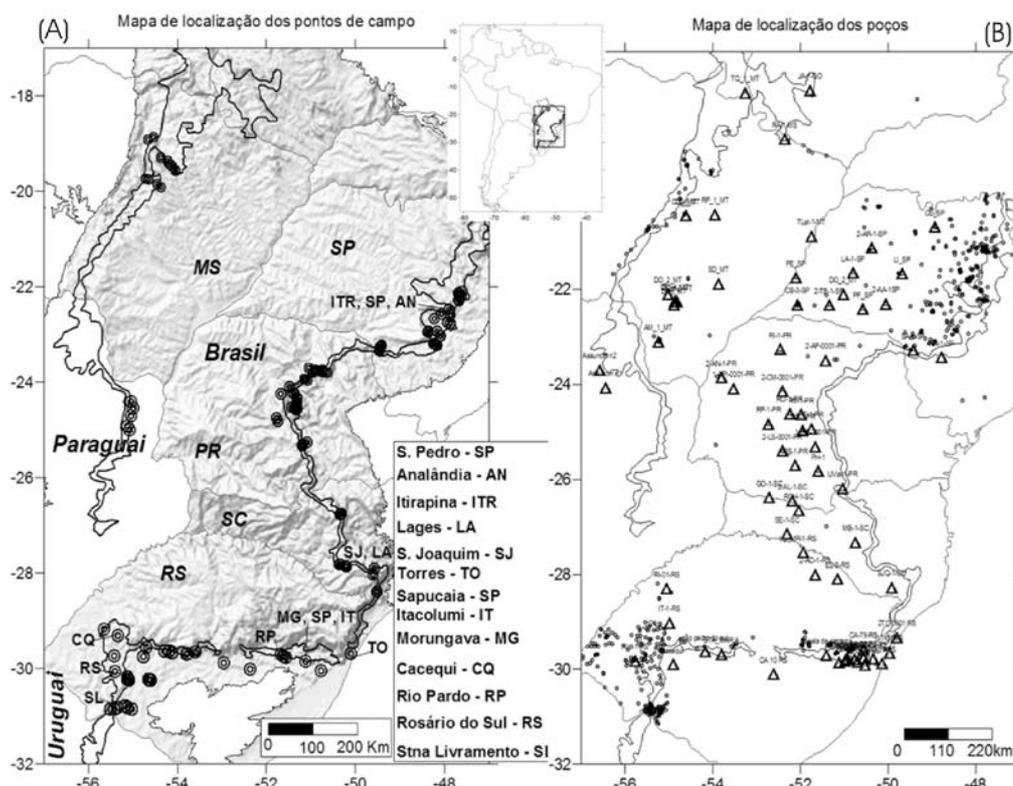


Figura 1. Bacia do Paraná: (A) localização de pontos investigados no campo. (B) poços de petróleo (representado por triângulos no mapa) e água (do banco de dados do SIAGAS-CPRM, representados por pequenos círculos).

tura das fácies, bem como a relação espacial e geométrica entre os diferentes sistemas deposicionais.

O trabalho com os perfis de poços incluiu a interpretação de fácies, correlação, caracterização de topo e base das unidades e a leitura de propriedades elétricas. Propriedades faciológicas e elétricas do reservatório e dos fluidos, discontinuidades estratigráficas e diagenéticas, direção de mergulho e corrente (*dip meter*) foram trabalhadas e processadas de forma a obter informações sobre porosidade e propriedades das rochas e da água hospedada.

As informações resultantes das análises foram integradas de forma a obter-se a inter-relação das variáveis espaciais e possível relação com os atributos do sistema aquífero, integrando informações de superfície e subsuperfície.

O reconhecimento de superfícies estratigráficas regionais, marcadoras de eventos climáticos, tectônicos, erosivos, deflacionais, de mudança de suprimento e direção de transporte; foram recursos usados sistematicamente. A identificação de litofácies, elementos arquiteturais e fácies elétricas; foram usados na definição e delimitação de unidades hidroestratigráficas e na interpretação da história deposicional.

#### 4.5 Arcabouço Estratigráfico do SAG

Os aquíferos do SAG dispõem-se segundo três estilos de arranjo de fácies, no sentido de Weber e Van Geuns (1990). A unidade hidroestratigráfica Botucatu é do tipo tabular, contínua, *Layer Cake*, formada por amalgamação lateralmente contínua de corpos dunares. A unidade Pirambóia é caracterizada pelo estilo de variação lateral, amalgamada, irregular (quebra cabeça ou *jigsaw puzzle*), formada por combinação fácies eólica duna e interduna, fluviais e lacustres. Um terceiro tipo; o descontínuo, em cordões, ou labiríntico (*labirinth*) são típicos dos aquíferos das unidades inferiores, Formação Santa Maria, no Rio Grande do Sul, formado pela presença de corpos formados em canais fluviais englobados por lamitos da planície aluvial.

Recentemente tem-se verificado a ocorrência de variações regionais significativas, tanto faciológicas como nas relações de contato. Em virtude disto, as unidades componentes do SAG são descritas por regiões, afim de ressaltar as diferenças e caracterizar a compartimentação estratigráfica influente no sistema hidrogeológico. Cinco compartimentações são consideradas: Noroeste e Oeste (SAGNW-W), Nordeste e Centro Leste (SAGNE-E), Sudeste (SAGSE), Sul (SAGSUL) e Interior (SAGIN).

##### 4.5.1 SAGNW-W

A Formação Pirambóia possui aproximadamente 250m de espessura. São fácies areníticas de cor creme e castanho claro, granulometria variando entre grossa e fina, com matriz lamítica em torno de 10%. Predominam arenitos médios, composto de quartzo, feldspato (<10%) e minerais opacos (traços), com grãos foscos e subarredondados; cimentação e concreções carbonáticas são comuns em zonas descontínuas (Figura 2-E,-F).

Estratificação cruzada de baixo ângulo caracteriza o elemento de interduna úmida, intercaladas com estratificações cruzadas tabulares de duna. Nota-se um aumento da espessura dos sets em direção ao topo, variando de 0,5 a 5m. A direção de mergulho predominante é para nordeste e sudoeste.

Em subsuperfície, próximo ao depocentro da bacia, acrescentam-se arenitos de granulometria grossa e mal selecionados, com intercalações pelíticas. São depósitos de canal e *crevasse* do sistema fluvial. Paleocorrentes, identificadas em perfis *Dip meter*,

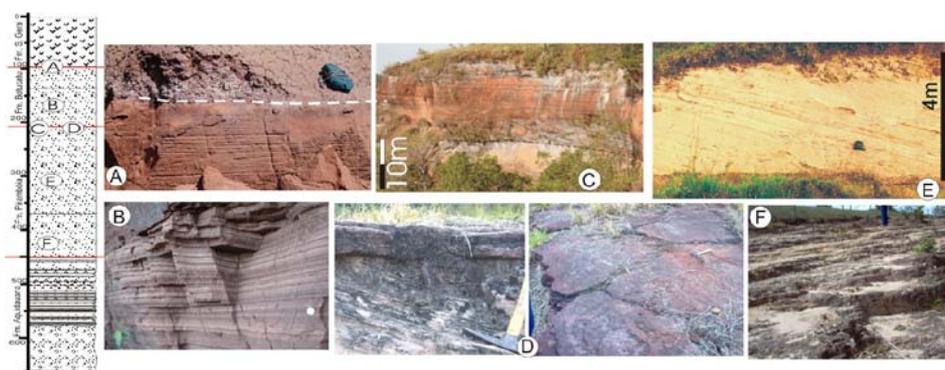


Figura 2. (A) contato entre basalto da Formação Serra Geral e arenito da Formação Botucatu; (B) Arenito com estratificação cruzada da Formação Botucatu; (C) contato entre Formações Pirambóia e Botucatu, evidenciado por fraturas poligonais (em perfil e planta). (D) Contato entre as Formação Pirambóia e Botucatu; (E) arenito com estratificação de baixo ângulo – base Formação Pirambóia; (F) arenito fino (Pirambóia) com estratificação cruzada, notar concreções de carbonato.

predominam para sul. As fácies de interduna são predominantemente lençóis de areia, com raros depósitos subaquosos, o que permite interpretar como região de deserto seco, sem lençol freático aflorante, o que a torna mais semelhante a Formação Botucatu.

A Formação Botucatu é composta por arenito castanho e creme avermelhado, com espessura muito variável, desde 0 a 70 m. Possui granulometria grossa e fina, bimodal, grãos arredondados, selecionados, esféricos e foscos, com matriz quase ausente. Compostos por quartzo e subordinadamente por feldspato e opacos.

Os grãos são cobertos por película de óxido de ferro e muitas vezes ocorrem cimentação carbonática posterior ao ferro, causando completo fechamento dos poros. Localmente, o arenito está muito fraturado e silicificado na faixa de afloramento.

Apresenta estratificação cruzada tabular e tangencial na base (Figura 2 – A e B), com *sets* de até 8m que compõem fácies de duna e interduna seca, e estratos rítmicos, bem delineados, com direções de paleocorrente para NE.

O contato das formações Pirambóia e Botucatu é identificado por uma superfície que delimita a diferenciação de cor e granulometria dos arenitos (Figura 2–C). Fendas na superfície arenosa do topo da Formação Pirambóia (Figura 2-D), recobertas pelos arenitos eólicos Botucatu, revelam longa exposição das areias desérticas. Estas fendas são interpretadas como sendo formadas pela contração termal noturna em desertos frios, típicos de médias latitudes, formando aberturas que vão sendo preenchidas por areia (*“fentes en coin”*, Campy e Macaire, 1989) e indicam um evento de mudança climática antecedendo a cobertura por areias eólicas de ambiente super-árido da Formação Botucatu, e uma supersuperfície marcadora de linha de tempo, que justapõe fácies heterogêneas.

O contato com a unidade basáltica da Formação Serra Geral ora corta a estratificação, em superfície de deflação, e ora acompanha a superfície deposicional, chegando a preservar feições geométricas da duna ativa (Holz *et al.* 2007). Na região, a espessura do basalto varia de 0 a 350m.

A correlação entre os poços da região (Figura 3) mostra claramente que de norte para sul, as unidades Aquidauana, Passa Dois (Corumbataí e Teresina) e Rio do Rastro (Serri-

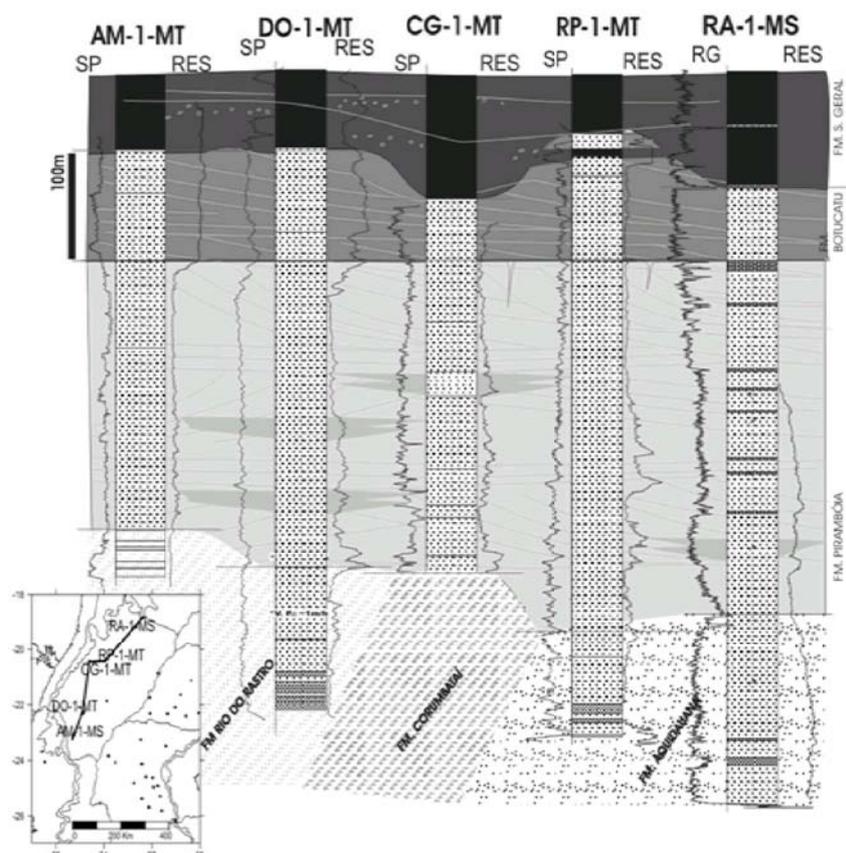


Figura 3. Seção estratigráfica de poços a noroeste do SAG, estado do Mato Grosso do Sul, nivelada

nha e Morro Pelado, seqüência permocarbonífera da Bacia do Paraná) fazem contato com a unidade Pirambóia através de uma discordância angular. Os contatos basais apresentam quebras notáveis nos perfis de resistividade. Em campo, algumas características como brechas, lateritas, silexitos e paleossolos indicam exposição e longo tempo envolvido na superfície de discordância que precedeu a deposição dos depósitos desérticos.

Ressaltam-se ainda características diferenciais entre os arenitos das formações Botucatu e Pirambóia: (1) valores de raio gama menores, resultado do menor teor de feldspato e de argilas; (2) valores resistividade maior, revelando o caráter mais limpo dos arenitos e águas menos salinizadas; (3) valores maiores de SP, indicando a maior porosidade saturada em água.

#### 4.5.2 SAGNE-E

Nesta porção as unidades confinantes sotopostas são da Formação Teresina ou Corumbataí (Figura 4-I) e Grupo Rio do Rastro, este mais a sul. No extremo nordeste o SAG sobrepõe-se em discordância diretamente sobre a Formação Aquidauana, estendendo-se até alcançar o embasamento Cristalino, com omissão da Formação Pirambóia (Soares e Landim, 1973).

O limite basal do SAG é formado por um contato discordante, evidenciado pela presença de brechas de sílexito, representando um hiato no qual ocorreu a silicificação dos calcários coquinóides da Formação Teresina. Estão presentes paleossolos com marcas de raiz e leve angularidade nos acamamentos (Figura 4-H) e penetração de areia eólica em juntas dos siltitos. Na faixa aflorante, o contato é bem marcado pela quebra de relevo. Em subsuperfície a quebra e mudança de padrões nos perfis elétricos são evidentes.

Sobre o paleorelevo esculpido na discordância, instalou-se o sistema eólico da Formação Pirambóia, composto por fácies genéticas de dunas e interdunas úmidas, lateralmente associados a espessos pacotes de depósitos fluviais.

Na parte inferior predominam arenitos de cor creme, bimodais, variando entre muito fino a médio, de regular seleção, grãos subarredondados, com matriz, em torno de 10%. Arenitos com estratificação cruzada tangencial (*sets* de até 3m) truncados por superfícies de deflação planas (2ª ordem) (Figura 4-F). Os depósitos de lençóis de areia possuem estruturas de adesão e bioturbações, pequenos canais e pelitos lacustres, portadores de ostracodes e conchostráceos (Fácies Santana, de Almeida, 1954), com até 20 cm de espessura. São acumulações eólicas em dunas com paleocorrente multimodal, preferencialmente para norte e sudoeste;

Localmente a Formação Pirambóia apresenta depósitos fluviais de deserto (*oueds* ou *wadis*), exibindo principalmente fácies de barras de canais rasos, resultante de rede de canais de sistema entrelaçado. São barras com geometria de corpos em lençol, multiepisódicos, representadas por estratos espessos de arenitos sub-arcósios, de granulometria grossa e conglomeráticos, mal selecionados e subangulosos, com repetidos *sets* de estratificação de pequeno porte (Figura 4-E).

Exemplos típicos destas fácies ocorrem em São Pedro, Analândia e Itirapina (SP, AN e ITR - localização Figura 1), onde chega a alcançar uma centena de metros de

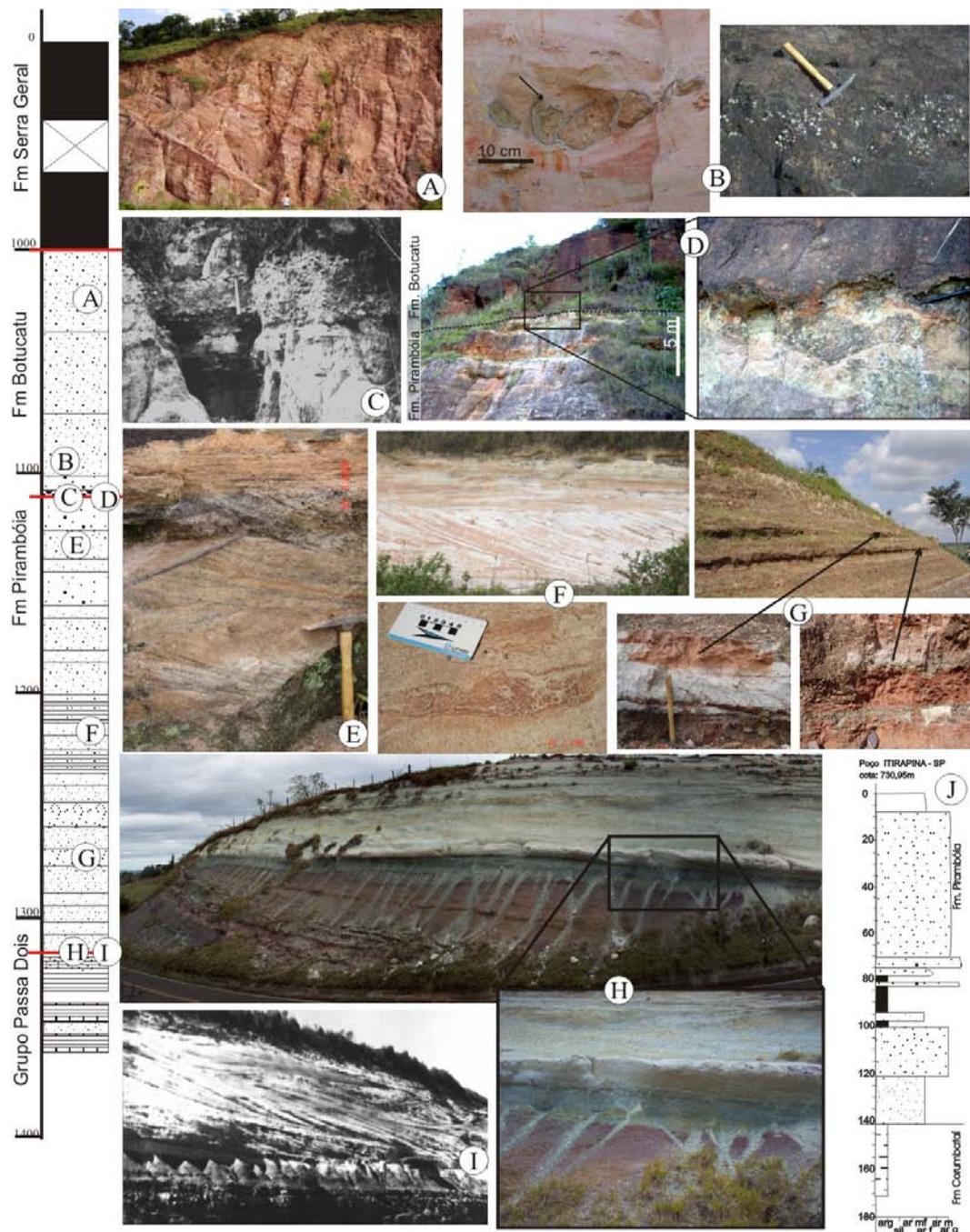


Figura 4. Coluna estratigráfica regional composta para a parte central do estado de São Paulo. (I) Arenitos dunares da formação Pirambóia assentam-se em discordância, com paleossolo litólico e brecha silicítica, sobre a Formação Corumbataí em São Paulo (rodovia Castelo Branco); ou (H) sobre paleossolo esverdeado, com cunhas de areia, no grupo Rio do Rastro (Morro Pelado), no Paraná (Sapopema), em superfície discordante com leve angularidade. Fácies de duna, com estratos cruzados (F) sotopostos a fácies de interduna, com acamamento subhorizontal de areias maciças e bioturbação; leitões pelíticos (G) na interduna (Serra de Santana, São Paulo) portadores de conchostráceos e ostracodes. Arenitos grossos fluviais (E), conglomeráticos (C) do Pirambóia, superposto por banco conglomerático da base do Botucatu (D, Serra de Franca), contatos abruptos entre arenitos eólicos de ambas formações, marcados pela presença de clastos de argila e bolsões de seixos de quartzo (B) e arenitos eólicos Botucatu (A). A seção foi composta com base em seções de Soares, 1975; informações da Serra de Santana, e poço de Itirapina, S.P (perfil a direita) foram usadas para posicionar os arenitos fluviais da foto E.

espessura. Também está presente no sul de São Paulo, estendendo-se até a parte central do Paraná (rodovia do Café) e oeste de Santa Catarina (RCH-1-SC).

Paleocorrentes nos canais estão preferencialmente orientadas para sudoeste e oeste, conforme já verificado por Assine *et al.* (2004). Depósitos de planície aluvial *e crevasse*, representados por pelitos intercalados com arenitos médios quartzosos e maciços são pouco frequentes (Figura 4-G).

A distribuição das espessuras da Formação Pirambóia é variável, desde 80 a 300m de espessura aflorante. Tende a diminuir a espessura para nordeste onde desaparece entre o Aquidauana e o Botucatu, e para sul em direção à charneira do Arco de Ponta Grossa, no estado do Paraná, com apenas 20 m de espessura (Figura 9-A). De uma forma geral há uma tendência a espessar para oeste, especialmente em direção a calha da bacia. A variação de espessura é relativamente grande, evidenciando uma atividade sin-tectônica na parte inferior (Artur e Soares, 2002).

O contato com a Formação Botucatu varia conforme o local. Por vezes assenta-se sobre a Formação Pirambóia com superfícies erosivas da fácies torrencial conglomerática (Figura 4-B). Isso ocorre quando a passagem é entre elementos fluviais de ambas as unidades. Outras vezes a passagem ocorre entre elementos de sistema eólico, mudando cor e granulometria, teor de matriz (Figura 4-D), tamanho dos *sets* e mergulho da estratificação cruzada.

Em diversos locais a base da Formação Botucatu é composta por arenitos conglomeráticos com grânulos e seixos de quartzo sub-arredondados (Figura 4-C) de até 8 m de espessura. Por vezes, apresentam abundantes clastos argilosos decimétricos (Figura 4B).

Os arenitos eólicos da Formação Botucatu são avermelhados, bimodais, com granulometria grossa e fina, bem selecionados, foscos e arredondados. Possui estratificação de grande porte, com *sets* de até 20m (Figura 4-A), resultado da migração de grandes dunas. Eventualmente intercalados com interdunas secas, truncadas por superfícies inclinadas. As paleocorrentes são polimodais, sendo preferencialmente para norte-noroeste e sudoeste, provavelmente indicando domínios eólicos de inverno e de verão. A espessura varia localmente entre 80 e 120m (Figura 9-B), revelando uma causa morfológica da topografia dunar e a intercalação precoce dos derrames basálticos da Formação Serra Geral, que recobrem os arenitos dunares em diferentes níveis, ora em superfícies erosivas, ora deposicionais.

O conjunto de derrames chega a ter mais de 1600m de espessura na parte central (PE-1-SP). Localmente em altos estruturais, os basaltos foram inteiramente removidos antes da deposição do Grupo Bauru (Soares, 1974).

### 4.5.3 O SAGSE

No Sudeste da Bacia a Formação Rio do Rastro limita o SAG na base com grande espessura nesta região. Predominam tonalidades arroxeadas, esverdeadas e avermelhadas, revelando uma condição supergênica progressivamente oxidante. A Formação Pirambóia recobre esta unidade em discordância, evidenciada por brechas e paleossolos (Figura 5-C).

Na região, a unidade Pirambóia é formada por arenitos esbranquiçados, predominando granulometria muito fina e média, friáveis, com matriz lamítica e cimentação parcial por argila e calcedônia. Esta unidade tem espessura média de 80m, variando de 30 a 200m, com espessamento para oeste, próximo à calha da bacia (Figura 9-A).

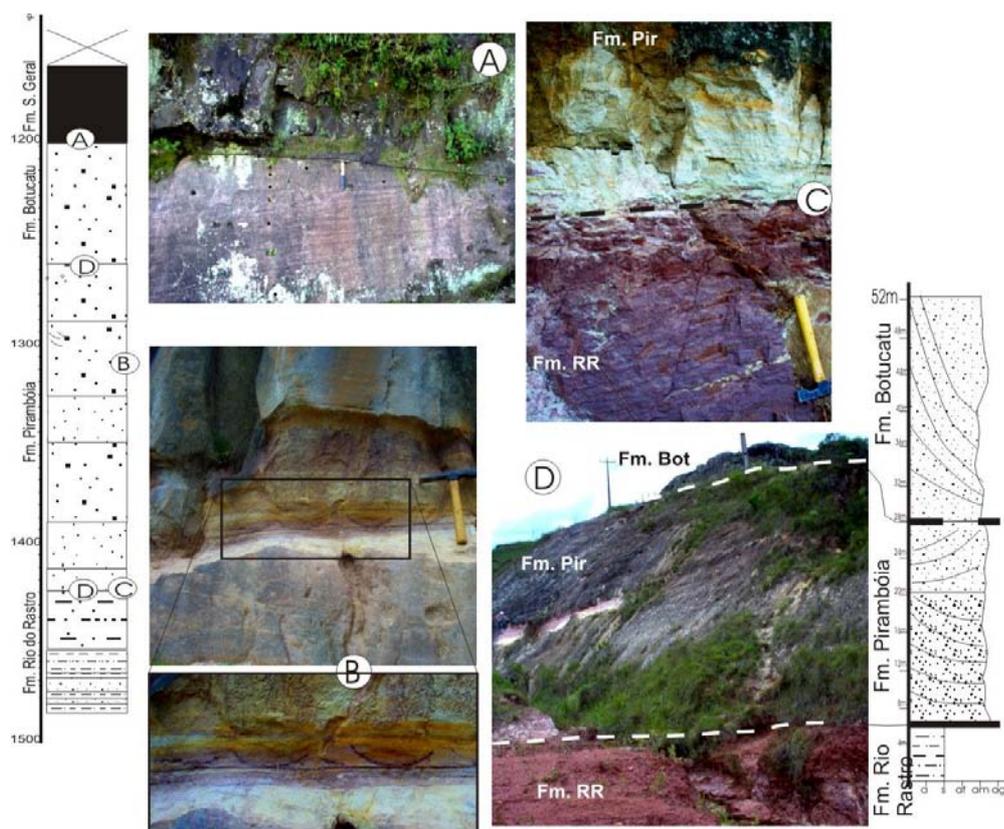


Figura 5. Relações entre as unidades Serra Geral, Botucatu, Pirambóia e Rio do Rastro no Estado de Santa Catarina. A esquerda perfil litológico na Serra do Rio do Rastro (A) Contato Formação Serra Geral, recobrindo uma superfície de deflação da Formação Botucatu – Serra do Rio do Rastro. (B) Fácies de interduna da Formação Pirambóia, com destaque para lâminas encurvadas em pelitos, formadas por ressecamento e contração (idem); (C) contato entre as fins. Pirambóia e Rio do Rastro com registro de paleosolo litólico. (D) Corte com destaque para espessura localmente reduzida da formação Pirambóia, conforme o perfil litológico (Lages, rodovia para São Joaquim, SC).

Estratificações cruzadas de pequeno porte e baixo ângulo indicam paleoventos predominantes para norte e sudeste. Aumentam o tamanho dos *sets* e ângulos de mergulho em direção ao topo. Intercalam-se arenitos com estratificação plano-paralela, estruturas de corrugação, gretas de contração (Figura 5-B) e bioturbações. Estas feições revelam a presença de água na fácies de interduna.

Na parte oeste apresenta características de depósitos fluviais, com intercalações de pelitos e arenitos, observadas em poços (GO-1-PR). A passagem para a Formação Botucatu é gradacional, ressaltadas no relevo (Figura 5-D), com mudança de cor para castanho e rosado, e de granulometria fina para média, bem selecionada, com menor teor de matriz.

Assim como noutras regiões, a Formação Botucatu é exposta numa faixa estreita e contínua, com espessura média de 50m. Constituída por arenitos rosados, grãos bem selecionados, foscos e quartzosos, com granulometria fina e média, bimodais, com pouca matriz; grãos soltos e mais raramente silicificados. Os *sets* de estratificações cruzadas tangenciais chegam a 15m de altura.

#### 4.5.4 O SAGSUL

A região apresenta a maior complexidade faciológica e estratigráfica. São incluídos os depósitos equivalentes às formações Pirambóia, Santa Maria e Guará, com extensão à formação Taquarembó. Todas são recobertas pela Formação Botucatu, e sobrepostas às formações Rio do Rastro e Sanga do Cabral (Permiano ou Permo-Triássico).

No oeste e centro do Rio Grande do Sul, abaixo dos reservatórios do SAGSUL e sobre fácies de planícies aluviais da Formação Rio do Rastro, ocorre espesso pacote de arenitos eólicos de ambiente desértico (80m). Acima dos arenitos eólicos, foi identificada uma seção fossilífera de idade acima, mas próxima ao limite permo-triássico (Eo-Scitiano, Lavina et al. 1993), razão que levou este autor a considerar a formação Pirambóia como Permiana. Posteriormente, Scherer (1998) mapeou uma unidade fluvi-eólica entre o Botucatu e o Rosário do Sul ou Sanga do Cabral, em posição equivalente ao Santa Maria, porém com fósseis de idade Jurássica, que designou Formação Guará (Scherer & Lavina, 2005).

Assim, em discordância interregional, sobre as unidades Sanga do Cabral e Rio do Rastro, o SAGSUL, composto de depósitos eólicos e fluviais da seqüência mesozóica, apresenta uma divisão estratigráfica-estrutural organizada em 3 blocos diferentes: oeste, central e leste. Nesta seqüência, três tratos de sistemas deposicionais podem ser identificados: um trato flúvio-lacustre; um trato flúvio-eólico com interduna úmida e um trato de dunas com interduna seca (Figura 7).

1) *Bloco central (C)*, estendendo para noroeste até a parte axial da bacia, o primeiro trato, em discordância sobre o Permiano (e localmente Eo-Scitiano), apresenta espessuras de até 160m com diversidade de fácies e fósseis. É composto por três unidades, verticalmente empilhadas, com relações de interdigitação: unidades psamítica (Mb. Passo das Tropas) e pelítica (Mb. Alemoa) da Formação Santa Maria e unidade psamítica da Formação Caturrita.

O Membro Passo das Tropas, com aproximadamente 40m de espessura, é formado por arenitos cinzentos conglomeráticos, feldspáticos, micáceos, com estratificação cruzada tangencial de pequeno porte. Constitui o principal sistema aquífero na região central. Apresenta fósseis vegetais da flora *Dicroidium* de idade Meso-Triássica. Suas fácies são registros de rios entrelaçados, possivelmente como leques aluviais. Assenta-se discordantemente sobre a Formação Sanga do Cabral. O contato basal é marcado por uma superfície erosional, com hiato deposicional paleontológico definido entre o Triássico inferior e médio (Faccini 1989; Schultz 1995). Representa um episódio de soerguimento regional e erosão em clima quente e seco, com espessa zona de fraca laterização.

O contato superior é representado por interdigitação com pelitos vermelhos, lacustres e de planície de inundação, com intercalações de caliche, do Membro Alemoa, com espessura variando entre 20-50m. Intercalados e sobrepostos a este pacote pelítico vermelho ocorrem corpos lenticulares de arenitos de granulometria grossa a fina, frequentemente com clastos de argila, com estratificação cruzada, designados Formação Caturrita, com até 60m de espessura (Bortoluzzi *et al.*, 1987). Registra um sistema fluvial anastomosado com canais múltiplos com paleocorrentes para nordeste (Soares *et al.* 2007). Fósseis indicam idade Neo-Triássica, podendo estender-se ao início do Jurássico (Schultz 1995).

A Formação Botucatu recobre descontinuamente este trato de sistemas, com espessura pequena, e registrando a ausência de uma seção, a do trato de sistemas eólico-fluvial.

2) *bloco oeste (W)* – neste bloco está ausente o primeiro trato de sistema. O segundo trato foi designado Formação Guará (Scherer & Lavina, 2005), que se estende para o Uruguai, onde é conhecido com a designação de Taquarembó (parte inferior). São arenitos de cores claras, muito semelhantes ao descritos da Formação Pirambóia, com até 160m de espessura, incluindo depósitos fluviais e eólicos. Encontra-se em discordância sobre a Formação Sanga do Cabral (Neo-Permiano a Eo-Scitiano) ou Rosário do Sul (*sensu stricto*), com contraste de cores, vermelho e castanho avermelhado escuro, mas também portadoras de depósitos eólicos e fluviais.

A formação Guará, na parte sul da faixa, como em Santana do Livramento (SL, localização Figura 1), compõe-se predominantemente de arenitos creme claro, muito

finos, finos e médios, com matriz, grãos subarredondados, boa a moderada seleção; organizam-se fácies de dunas, com estratificação cruzada, intercamadas com fácies de interdunas úmidas, estratificação subhorizontal, ondulada, maciço e lenticular. Lateralmente, para norte, em direção a Santiago, predominam associações de fácies com arenitos creme claro, levemente esverdeados, de granulometrias média a grossa, regular seleção e arredondamento. Possuem estratificação cruzada tangencial de pequeno a médio porte, *climbing ripples* e laminação plano-paralela. Registram o estabelecimento de um sistema fluvial entrelaçado com canais bem desenvolvidos, com fluxo para sudoeste, entremeados de campos de dunas com ventos vindos do Sudoeste. Paleossolos esverdeados, cunhas de arenito e interduna úmida, indicam mudança para condições de deserto de clima temperado a frio e freático sub aflorante.

A formação Botucatu, com fácies dunares de areias finas a média, cores rosadas, espessura muito variável (0 a 200m) recobre em delgado lençol a Formação Guará. Representando uma fase de intenso retrabalhamento das areias em deserto de clima quente e seco, com nível freático profundo, com ventos soprando de sudoeste.

3) *bloco leste (E)* - a Formação Sanga do Cabral e o primeiro ciclo Meso-Neo-Triássico estão ausentes. Fácies de canais fluviais e eólicas sobrepõem-se em discordância erosiva com angularidade baixa sobre a Formação Rio do Rastro. Estes depósitos fluviais são basais na seção, compostos por arenitos feldspáticos, castanho claro, de granulometria grossa, com clastos de argila. São recobertos por depósitos eólicos, médios, castanho claro com pintas brancas de calcedônia e argilas, e manchas ferruginosas. Têm até 140m de espessura, predominantemente formados por fácies de dunas intercamadas com fácies de interdunas úmidas ou secas. Apresentam-se de forma contínua, para leste em rodovias e cavas de arenito; estão sotopostas à Formação Botucatu. Estendem-se para a parte norte, em subsuperfície, no compartimento sudeste da bacia (Torres-RS, São Joaquim-SC e Lages-SC, localização Figura 1), mostrando a continuidade física com a Formação Pirambóia, o que é facilmente verificado em perfis de poços. Embora com arquitetura de fácies diferente, esta unidade se correlaciona com a Formação Guará, sendo considerada como pertencente ao SAG (Soares *et al.* 2007). As direções medidas mostram sistematicamente ventos provenientes de leste. Na transição para a unidade superior, (Formação Botucatu), ocorrem intercalações de fácies dunares semelhantes, porém com mudança de direção de paleocorrente para Nordeste.

A Formação Botucatu está presente nos três blocos, com espessuras predominantemente pequenas, mas eventualmente atingem até 80m. São arenitos finos, bimodais,



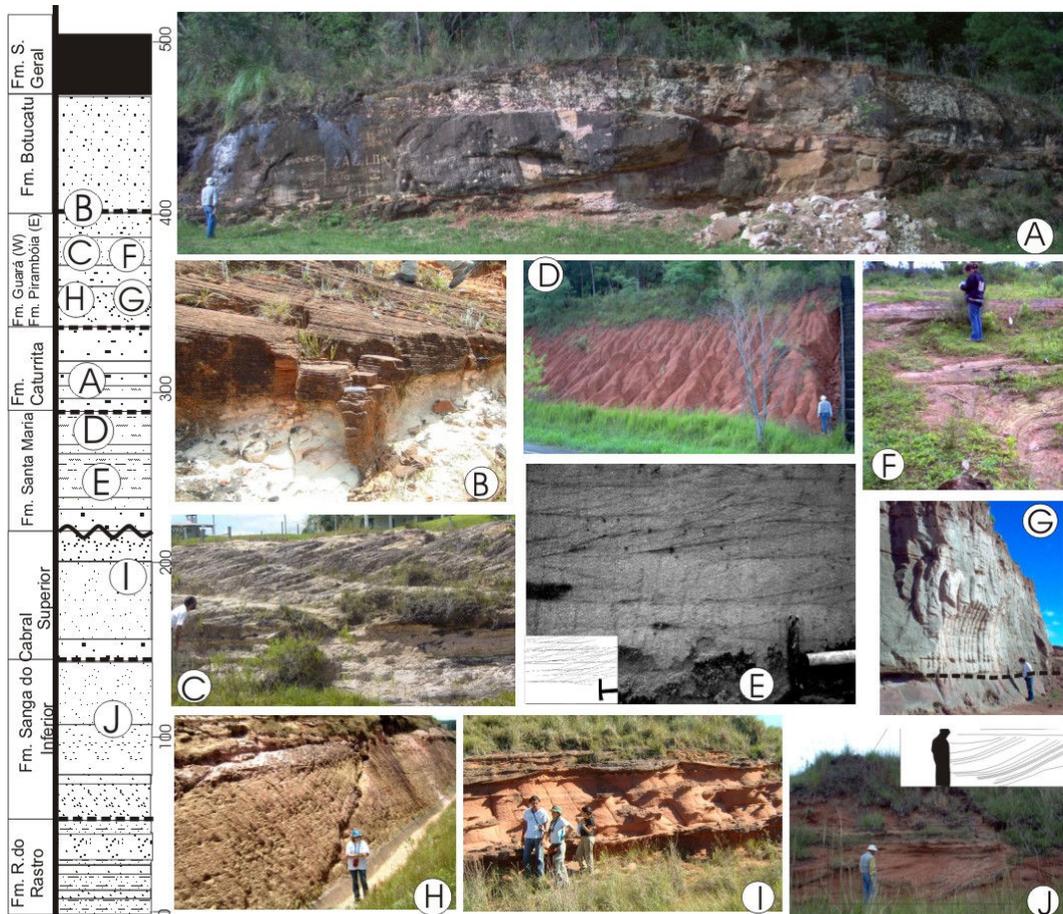


Figura 7. Unidades Estratigráficas do SAGSUL Sul. **BLOCO CENTRAL:** (A) Mb.(ou Formação) Caturrita, fácies de canal anastomosado; na base, camada de pelito avermelhado com porção brechada. (D) Mb. Alemoa (Formação Santa Maria): pelito vermelho maciço, com caliche. (E) Mb. Passo das Tropas: ar. grosso, mal selecionado, com sets centimétricos de estratificação cruzada – fácies de canal entrelaçado. (I) ar. gr, níveis conglomeráticos na base das lentes, estrat. cruzada, geometria de canal largo e raso; intercalado em ar. fino com matriz argilosa – Sistema fluvial da Formação Sanga do Cabral. (J) ar. avermelhado bem selecionado com estratificação cruzada e subhorizontal do sistema eólico de duna e interduna da Formação Sanga do Cabral. **BLOCO OESTE:** (B) base: ar. fino esbranquiçado com matriz argilosa (Formação Guará) e no topo ar. md-gr avermelhado com estrat.cruzada de baixo ângulo (Formação Botucatu); contato entre as formações Guará e Botucatu, destaque para a estrutura “*fentes en coin*”. (C) Sistema eólico úmido, Formação Guará: ar. fn esbranquiçado com sets de estrat. cruzada tangencial truncadas por plano-paralelas com estruturas de adesão e ar. maciço. (H) Sistema fluvial, Formação Guará: ar. md mal selecionado com estrat. cruzada tangencial. Elemento arquitetural de feição de canal; *down stream acretion* (DA). **BLOCO LESTE** (F,G) ar. bem selecionado sets de até 1m com estrat. cruzadas intercaladas com estrat. plano paralelas – Sistema eólico, fácies de duna e interduna úmida. (J) contato entre fácies fluvial da Formação Rio do Rastro e fácies de canal da base da Formação Pirambóia.

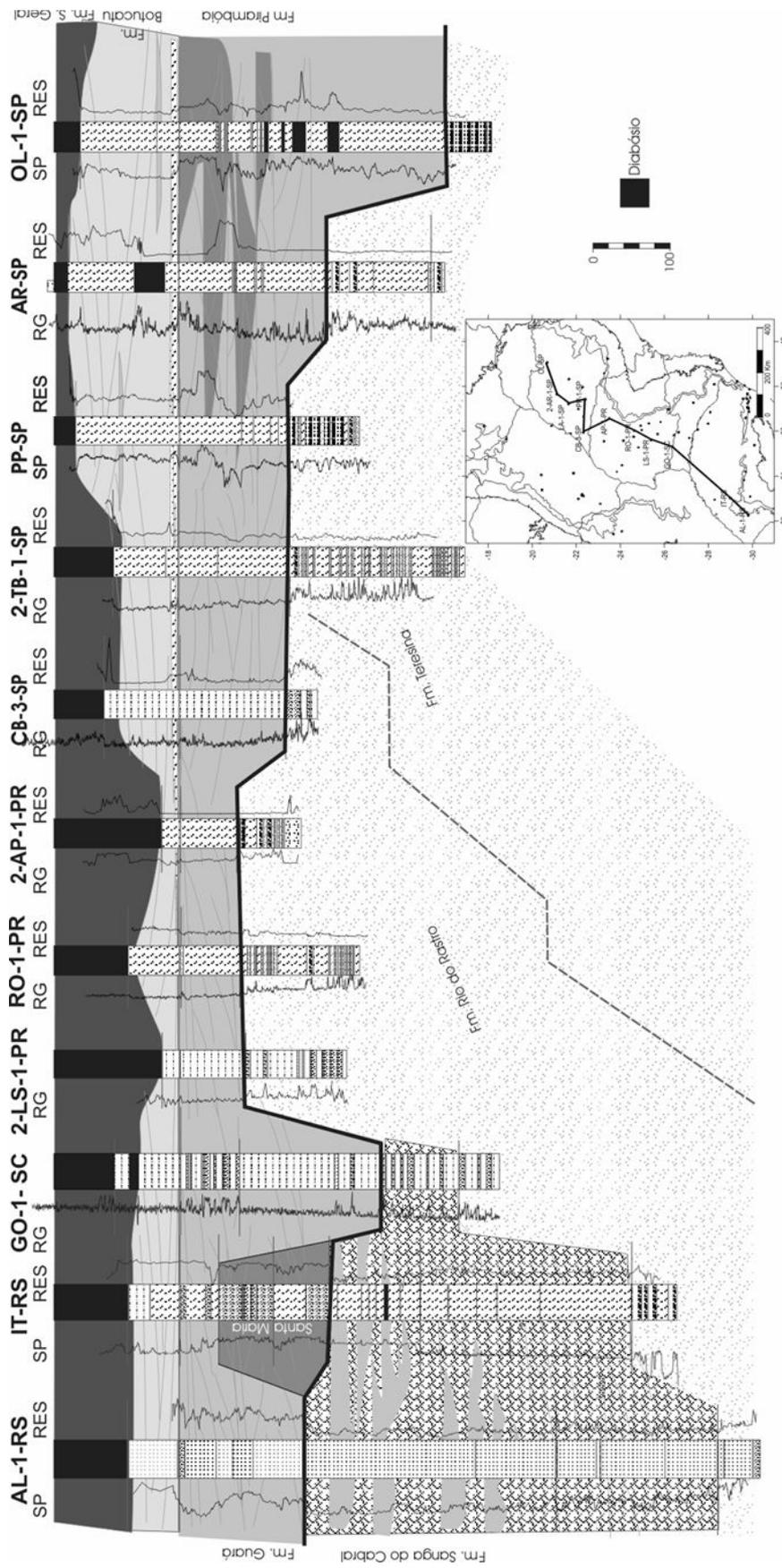


Figura 8. Seção estratigráfica longitudinal, nivelada na base da Formação Botucatu, mostrando as relações espaciais entre as diferentes unidades componentes do SAG e unidades confinantes, substrato permiano e cobertura basáltica eo-cretácica.

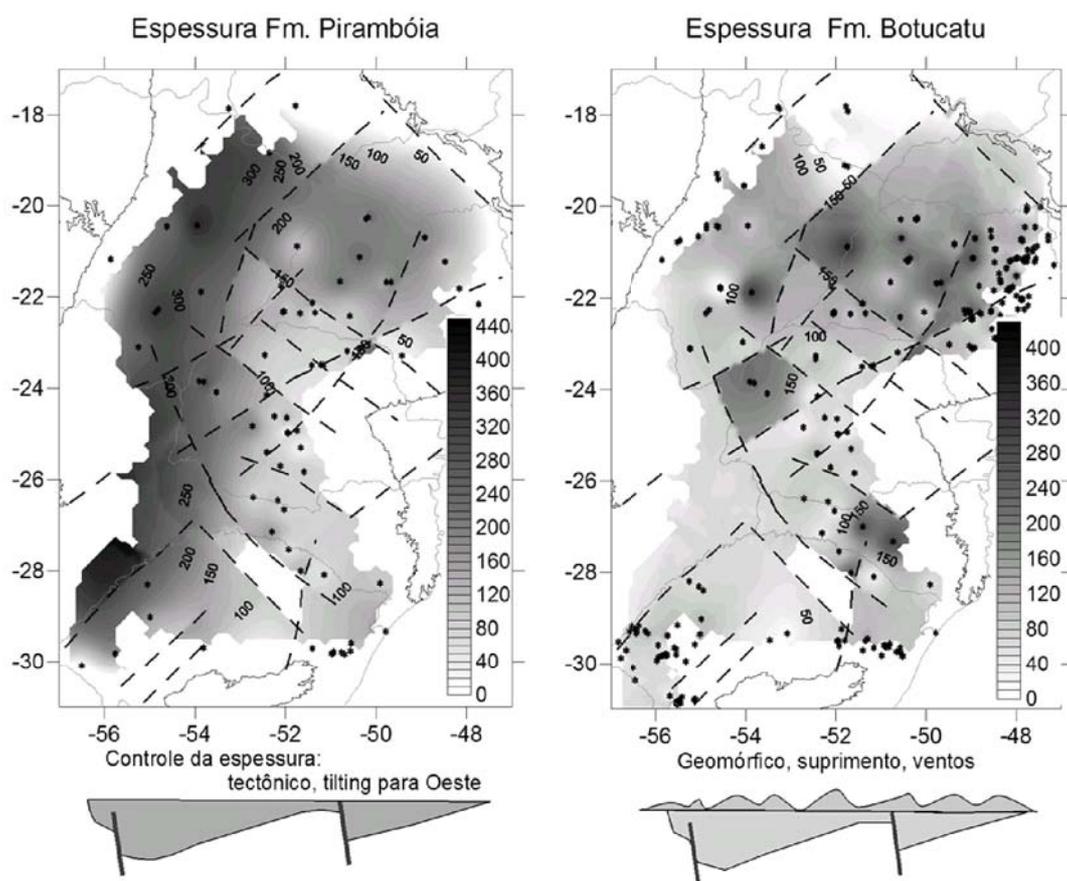


Figura 9. Mapas (A) e (B) representam a espessura das formações Pirambóia e Botucatu respectivamente. Interpolação de dados de poço (indicados no mapa). Localização dos domínios de interdunas úmidas e secas no mapa da Formação Pirambóia. Desenho esquemático demonstrando a condicionante tectônica que controla as espessuras das unidades.

A sucessão das unidades sotopostas ao SAG, cada vez mais antigas de sul para norte, é uma expressão notável da discordância permiana. A variação de espessura da Formação Pirambóia, aumentando para oeste, é indicativa de controle tectônico (Figura 9-A). A seção não detecta a existência das unidades Triássicas da Formação Santa Maria. Estas estariam presentes possivelmente apenas no poço IT-1-RS, incluídas na parte inferior do SAG, constituindo uma extensão para noroeste do bloco central do Rio Grande do Sul.

A geometria típica da Formação Botucatu, com elevada variação geomórfica no topo revela a morfologia dunar e de grandes *ergs*, que antecedeu os derrames (Figura 9-B). Um aspecto notável das unidades sotopostas é a cor vermelha característica em todas as unidades que se justapõem ao sistema aquífero. Esta cor representa um processo de laterização, associado à prolongada infiltração de águas meteóricas, em clima quente de estação seca, que acompanhou a discordância pré-Mesotriássica, e que na maior parte da bacia se estendeu até o Jurássico.

A seção longitudinal do SAGIN (Figura 8) revela ainda a existência de três diferentes compartimentos interiores: a) parte norte da bacia, sub-bacia de São Paulo e Mato Grosso do Sul, com grande espessura do Pirambóia e embasamento na seção pelítica do Permiano e Carbonífero; b) no oeste do Paraná, com menor espessura do Pirambóia, elevada compartimentação estrutural e embasamento na seção pelito-arenosa do Permiano; c) na parte meridional da bacia, com maior diferenciação estratigráfica e estrutural embasamento na seção arenoso e areno-pelítica do Permiano a Eo-Triássico.

#### 4.6 Discussão: Hidroestratigrafia do SAG

Cada componente estratigráfico do reservatório com associação de fácies delimitada e definida foi considerada uma unidade de fluxo potencial. São unidades de volume mapeável do reservatório. Suas propriedades geológicas e petrofísicas afetam a eficiência do fluxo do fluido, permitindo a previsão de sua produtividade (Hearn *et al.* 1984; Ebanks *et al.* 1993).

Considerando as diversas unidades componentes da supersequência mesozóica pré-Serra Geral, foram identificadas as principais unidades de fluxo no SAG (Tabela 2) e classificadas de acordo com sua importância, distribuição regional e continuidade lateral.

A Formação Botucatu distribui-se com poucas diferenciações faciológicas, mas com grandes variações de espessura, variando de 0 a 120m. Apenas uma unidade de fluxo é significativa regionalmente, a associação de fácies de duna (BDU), enquanto as demais fácies têm ocorrência restrita. As heterogeneidades internas desta unidade de fluxo são as estratificações e as superfícies de deflação entre dois complexos dunares. Possuem estruturas internas cavalgantes, de queda e fluxo de grãos, que fazem variar o arcabouço dos grãos e sua permeabilidade. As superfícies entre os *sets* de estratificações e entre as unidades superior e inferior também limitam heterogeneidades cuja diferença de condutividade hidráulica alcança uma ordem de grandeza. A unidade conglomerática (BFC), formada em canais (*oueds*) e planícies de deflação com cascalho residual, ocorre tipicamente onde na unidade sotoposta (Pirambóia, Caturrita, Guará) ocorrem também arenitos conglomeráticos fluviais.

A Formação Pirambóia possui grande variação faciológica, podendo ser dividida em três unidades de fluxo predominantes: dunas (PDU), interdunas úmidas (PIDu) e secas (PIDs) e canais fluviais (PCF). Existem ainda, em menor quantidade, as fácies pelíticas de lago e planície de inundação na interduna. Cada elemento possui características granulométricas, estratificações e geometria externa diferentes.

Tabela 2. Correlação das Unidades Estratigráficas componentes de SAG com Unidades de fluxo. Valores de espessura média, geometria e distribuição, e heterogeneidade.

unidade	unidades de fluxo	sigla usada	espessura (m)	geometria, distribuição	heterogeneidade vertical	heterogeneidade lateral
Botucatu, Misiones (sup) Taquarembó (sup)	fácies dunar interderrame	IDU	50	lenticular, restrita	baixa	baixa
	fácies dunar pré derrames	BDU	0 - 120	tabular, contínua, extensiva	baixa	baixa
	conglomerado	BFC	0-10	irregular, local	alta	alta
	pelito-arenito lacustre	aquitarde	0-30	lenticular, local	alta	baixa
Pirambóia, Guará Taquarembó (inf) Misiones (inf)	fácies dunar	PDU	10-20	lenticular amalgamado, recorrente, extensiva	moderada	moderada
	fácies de interduna úmida	(PIDu) aquitarde	0-20	tabular, recorrente, extensiva	alta	moderada
	sistema fluvial entrelaçado	PFC	0-100	lenticular, amalgamada, restrita	alta	alta
	fácies de interduna seca	PIDs	0-10	lenticular amalgamado, recorrente, local	baixa	baixa
Caturrita	sistema fluvial anastomosado	CFA	0-40	descontínua, lenticular, restrita	alta	alta
Alemoa	lacustre fluvial	aquiclude	0-40	descontínua, lenticular, restrita	moderada	moderada
Passo das Tropas	fluvial entrelaçado	TFE	0-40	descontínua, lenticular, restrita	alta	alta

Para inferência da condutividade hidráulica das unidades que compõe o SAG, considerou-se preferencialmente as unidades de ocorrência extensiva, Botucatu e Pirambóia e equivalentes; estas unidades foram subdivididas com base nas composições faciológicas e elementos arquiteturais, especialmente os três componentes principais: duna, interduna e fluvial (Tabela 3).

Os sistemas de dunas eólicas produzem uma extensa cobertura de reservatório de corpos arenosos com permo-porosidade primária excelente e relativamente uniforme, como ocorre em grande parte da Formação Botucatu. Esta característica dá o aspecto de uniformidade e continuidade ao SAG.

Já na Formação Pirambóia são freqüentes os depósitos locais de interdunas úmidas, pobremente selecionados, com muita incorporação de argila por adesão na superfície deposicional úmida. As intercalações de *wadis* ou *sabkha* ocupam cerca de 50% de sua espessura. Estas fácies podem ser identificadas nos perfis, pela resistividade, radiometria e mergulho da estratificação (Figura 10-A), especialmente no SAGNE-E. A comparação dos dados de resistividade aparente entre as formações Botucatu e Pirambóia

Tabela 3. Caracterização das unidades de fluxo que compõem o SAG. Relacionando as unidades estratigráficas, associações de fácies e unidades de fluxo.

	Formação Botucatu		formações Pirambóia e Guará			Formação Santa Maria		
	50 – 100; (NW) 80 – 120; (NE-C) 50 – 80; (SE) 0 – 100; (S)		150-300; (NW, W) 80-300; (NE-C) 80-200; (SE e S) 0-160; (SW)			0 - 40	0 - 60	0 - 40
variação da espessura (m)	BDU	BFC	PDU	PIDu (aquitarde)	PFC	CFC	TFC	ALF (aquiclude)
Elemento Arquitetural	duna e interduna seca	canal	duna	interduna úmida	ch, cr canal, crevasse	ch, cr canal	ch, cr canal, crevasse	ff pl. in., lacust
Granulometria	af – ag	amg – cgl	amf-af-am	arg/silamf-f-am	ag, am, af	ag, am, af	ag, am, af	arg, sil -af;
Seleção	alta	muito baixa	moderada	baixa	muito baixa	moderada	baixa	baixa
Arredondamento	bem arr	sub arr	arred	sub arred	anguloso	sub arred	anguloso	sub arr.
Matriz	5%	22%	10%	25-30%	10%	20-30%	20-30%	
Mineralogia	qz, he (fd raro)	qz, fd	qz (fd),	qz, fd, arg	qz, fd, arg	qz, arg fd,	qz, fd, mv, rg	qz, arg, cc
Cimento	silica, Fe	silica, Fe	calcita	calcita	calcita			
Estratificação	cruz. tabular tang. (4-20m) subh.	cruz. acanalada (1m);	cruz. tangencial – tabular (0,5 – 5m);	cruz. de baixo ângulo	cruz. tang. (1m) e mac. climb, pp	cruz. tang. (1m) e mac. climbing, pp	cruz tang (1m) e mac. climb, pp	pp laminar e maciço
Paleocorrentes Quadrante (região)	NE-NW(NW) N-SW(NE-C) N-SE (SE) N-SE (S)		NE-NW (NW) N-SW (NE-C) N-SE (SE) NE-SE (S)		SW e W (NE-C) SW (Guará, Pir.); NE(Cat.)	N, NW, W	NE	
Sistemas Depositionais	eólico seco- <i>ergs</i>	fluvial torrencial <i>oueds</i>	eólico úmido- <i>ergs</i>	eólico, planície úmida, lago	fluvial entrelaçado <i>oueds</i>	fluvial entrelaçado	fluvial entrelaçado	lacustre e fluvial

revelam a diferença tanto da composição da rocha como da água, sendo notável que a resistividade aparente dos arenitos limpos da Formação Botucatu é maior que aqueles da Formação Pirambóia, exceto na parte mais profunda da bacia, mostrando que as águas são mais salinizadas no Botucatu em profundidade, enquanto que nas partes mais rasas as águas mais salinizadas encontram-se na Formação Pirambóia (Figura 10-B).

A variação de espessura da unidade Pirambóia revela um controle estrutural e uma faixa alongada de maior espessura com direção norte-nordeste, ao longo da calha da bacia, com distribuição assimétrica. No estado de São Paulo há outra zona de maior espessura, com direção noroeste. Estas maiores espessuras refletem o embaciamento, associado com falhas, certamente com influência na distribuição das diferentes fácies. A presença de arenitos de granulometria grossa, com estratificação de baixo ângulo, interpretados como depósitos fluviais, na parte mais central, nos poços situados próximo da calha, desde o norte da bacia conforme as seções apresentadas (p.ex. OL-SP, RA-MS, SE-SC, GO-SC, AL-RS, IT-RS, CB-SP), pode significar um zoneamento faciológico fluvial na Unidade Pirambóia, ainda não definido. A presença deste sistema fluvial está esboçada na Figura 11, mostrando provável extensão desta unidade de fluxo.

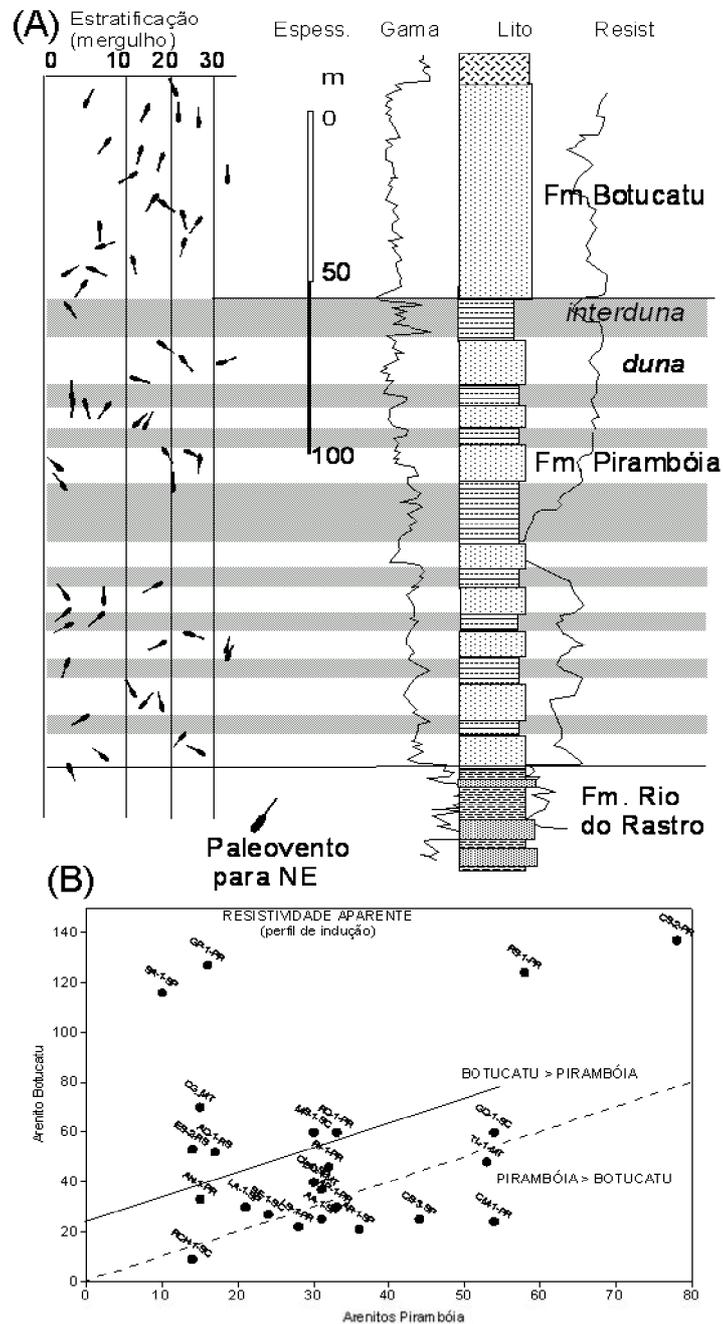


Figura 10. Perfis típicos do SAGNE, poço TB-1-SP (São Paulo). Notar a homogeneidade da Formação Botucatu (unidade BDU) e o intercamamento entre interduna úmida (IDu) e duna (PDU) na Formação Pirambóia. Também é notável a mudança nas propriedades no embasamento do SAG, no local, a Formação Rio do Rastro. As direções de paleoventos são variáveis: SW e NE na parte inferior, S e N na parte superior do Pirambóia; S no Botucatu. Na figura 10-B, estão plotados os valores de resistividade aparente do perfil de indução para comparação entre as duas formações.

A unidade fluvial Pirambóia (PFC) predomina na sub-bacia de São Paulo. Possui uma distribuição restrita com largos canais escoando para sul (Figura 11) nas zonas de maior subsidência. Da mesma forma a unidade de fluxo PIDu domina na mesma região

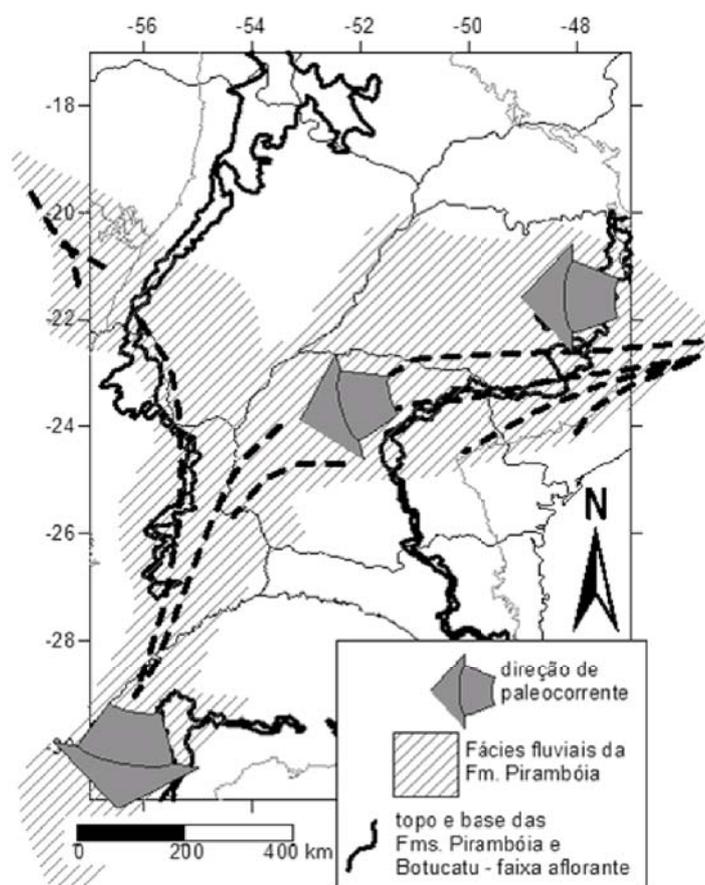


Figura 11. Delineação esquemática da fácies fluvial interpretada a partir de dados de poços e campo.

de forma extensiva. A Unidade PIDs predomina na região noroeste e no sudeste, refletindo condições deposicionais mais secas com maior suprimento de areia (SAGNW-W) e menor subsidência (SAGSE).

#### 4.6.1 Unidades de Fluxo

Cada ambiente deposicional resulta numa combinação distinta de elementos arquiteturais cujas relações de maturidade textural definem a porosidade e permeabilidade da rocha (Figura 12-A e B, Folk 1966).

Para mesma porosidade a unidade DU tem permeabilidade dobrada em relação à unidade ID (Figura 10-B) em virtude dos elementos arquiteturais que as compõem (Liu

Tabela 4. Valores previstos de condutividade hidráulica, com base no gráfico da figura 12, das principais unidades de fluxo definidas do SAG: DU (duna), ID (interduna), IDu (interduna úmida), CH (canal), CR (crevasse) e FF (finos de planície de inundação).

Unidade Hidroestratigráfica	Formação Botucatu		Formação Pirambóia				
	Unidade de Fluxo	BDU-ID	CH	PDU	PIDu	PIDs	PFC
Permeabilidade k ( <i>milidarcy</i> )	100-1000	10-100	30-100	10-30	30	1-100	<3

*et al.* 2002). Esta diferença se dá principalmente devido à seleção granulométrica e à intercalação de unidades de sedimentação de granulometria fina na interduna.

Utilizando dados da literatura, principalmente Freeze e Cherry (1979), foi construído o gráfico (Figura 13), onde duas propriedades foram relacionadas: no eixo da abcissa tem-se a granulometria variando de argila ( $d\Phi=8$ ) a cascalho ( $d\Phi=-1$ ) e no eixo das ordenadas a seleção textural, em desvio padrão, varia de muito baixa ( $2s=5 \Phi$ ) a muito alta ( $2s=0 \Phi$ ). O gráfico revela a proporcionalidade da condutividade hidráulica com o diâmetro médio dos grãos e, exponencialmente com a seleção, como já verificado por Krumbein & Monk (1942) e Freeze e Cherry (1979). Com base no gráfico foram atribuídos valores médios de permeabilidade para cada unidade de fluxo (Tabela 4).

A permeabilidade estimada para unidade BDU (Formação Botucatu) é até 10 vezes superior à estimada para a PID (interduna úmida da Formação Pirambóia). Estas duas unidades estão em contato na grande parte do SAGNE-E (São Paulo e Paraná), resultando numa restrição significativa para fluxo, drenagem, recarga e produtividade do aquífero. Enquanto internamente na unidade de fluxo BDU a água percorre 10m, na unidade PDU percorre 3m e na unidade PIDu percorre apenas 1m. Na passagem vertical entre as duas unidades hidroestratigráficas, a Formação Pirambóia pode ser considerada um aquitarde, tendo em vista o acamamento horizontal e a intercalação de sedimentos finos e texturalmente imaturos, reduzindo a condutividade hidráulica vertical a pelo menos um décimo da horizontal. O mesmo fenômeno é verificado com a unidade Guará, no sudoeste do Rio Grande do Sul. No limite destas unidades heterogêneas (Botucatu DU/Pirambóia DU e Pirambóia DU/IDu) ocorrem as surgências de água, típicas da Formação Pirambóia e marcantes na paisagem desenvolvida nesta unidade.

Já na parte central do SAGSUL as heterogeneidades verticais e laterais são muito mais abundantes e significativas. O aquífero lacustre-aluvial (ALF) da Formação Santa Maria, constitui a principal restrição ao fluxo; ora está abaixo da Formação Botucatu DU, ora da fácies de canal da Formação Caturrita (CFC). A fácies de canal do Membro Passo da Tropas (TFC) está delimitada acima pela fácies de planície de inundação do Membro Alemoa (ALF) e abaixo pelos arenitos e pelitos permianos da Formação Sanga do Cabral.

Embora não relacionadas com a estratigrafia duas outras questões tem que ser levantadas: a presença de zonas de falhas e diques que alteram as propriedades e provocam comunicação vertical, através de fraturamento intenso e restrições ou retardo no fluxo horizontal, especialmente no caso de diques delgados (Figura 14). No caso de falhas de grande rejeito, colocando lado a lado aquíferos e aquícludes, e de diques espessos, a restrição é severa e pode isolar compartimentos no sistema.

A segunda questão é a das alterações tanto diagenéticas como epigenéticas. Verifica-se a ocorrência de diferentes tipos de processos diagenéticos ou epigenéticos que alteram as propriedades do reservatório de forma diferente nas diferentes regiões: por exemplo, intensa calcitização epigenética no SAGNW-W parte noroeste, e silicificação no SAGNW-W parte sul (PDU, Misiones) e SAGNE-E, fácies BDU. Intensa lixiviação no SAGSE em Santa Catarina, deixando cores claras nos afloramentos e, contrariamente, intensa ferruginização e restrita silicificação no PDU e PIDs no Rio Grande do Sul. Estas questões não foram alvo de investigações sistemáticas neste trabalho. Foram abordadas em São Paulo por Caetano-Chang (1991), Meng & Maynard (2001) e por França *et al.* (2003), que identificaram superposição de processos de argilização, silicificação e calcitização, em parte associados com as zonas de recarga do sistema aquífero.

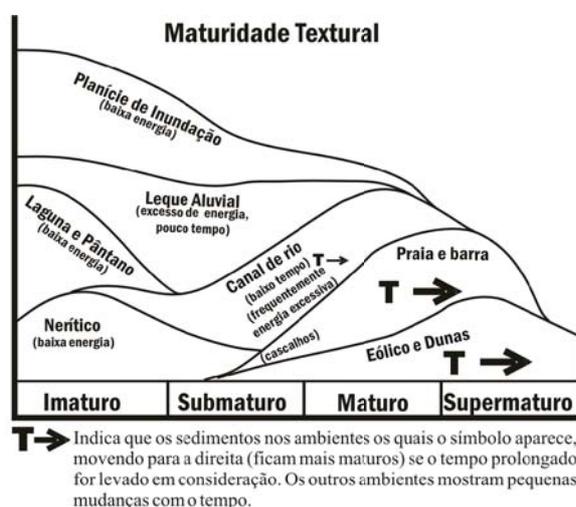
#### 4.7 Conclusões

O SAG é composto por duas unidades mesozóicas hidroestratigráficas principais: Pirambóia (incluindo a Formação Guará) e Botucatu, e secundariamente a Formação Santa Maria. A Formação Rosário do Sul ou Sanga do Cabral não pertence ao mesmo grupo, sendo esta do final do Permiano, e não se correlaciona com o sistema aquífero regional.

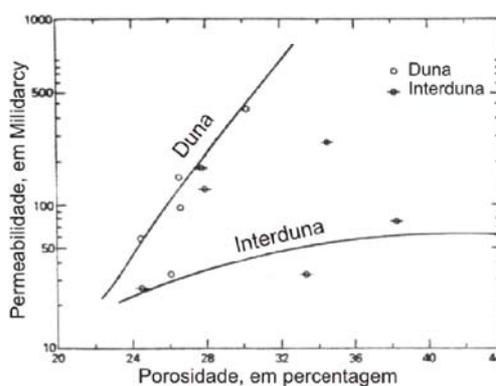
Este sistema é confinado e saturado, delimitado por uma discordância na base, em contato com diferentes unidades, desde o embasamento pré-cambriano até sobre rochas do final do Permiano ou início do Triássico. No topo é delimitado pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral. Em São Paulo, em Goiás e Mato Grosso, raramente a Formação Serra Geral está ausente e os arenitos fluviais do Grupo Bauru assentam diretamente sobre o SAG.

Os principais elementos arquiteturais do SAG refletem diferentes associações de fácies e respectivamente diferentes unidades de fluxo. Foram identificadas nove unidades de fluxo de extensão regional: duas na Formação Botucatu: duna (BDU) e canal

(BFC); três na formação Pirambóia: duna (PDU), interduna úmida (PIDu) e seca (PIDs), fluvial com canal e crevasse (PFC) e três na Formação Santa Maria, canal e crevasse no Passo das Tropas (TFC) e no Caturrita (CFC) e o aquíclode lamítico (Membro Alemoa),



a



b

Figura 12. (A) Gráfico esquemático ilustrando as relações entre os ambientes deposicionais clásticos e a maturidade textural dos sedimentos. Folk (1966) (B) Gráfico de porosidade versus permeabilidade, mostrando a variação destes nas unidades de fluxo duna e interduna. (Valores obtidos de 192m de profundidade no testemunho de Arenito Weber de três poços no campo Brady - Sweetwater County, Wyoming, USA. Grid superimposto acima dos dados plotados.). Freeze & Cherry (1979).

lacustre e aluvial (ALF). Descontinuidades laterais e verticais são típicas de algumas unidades. As unidades BDU e PDU constituem os melhores reservatórios, com boa porosidade e condutividade hidráulica. Diferenciam ainda pela argilosidade maior na unidade PDU e seu conteúdo em águas mais salinizadas.

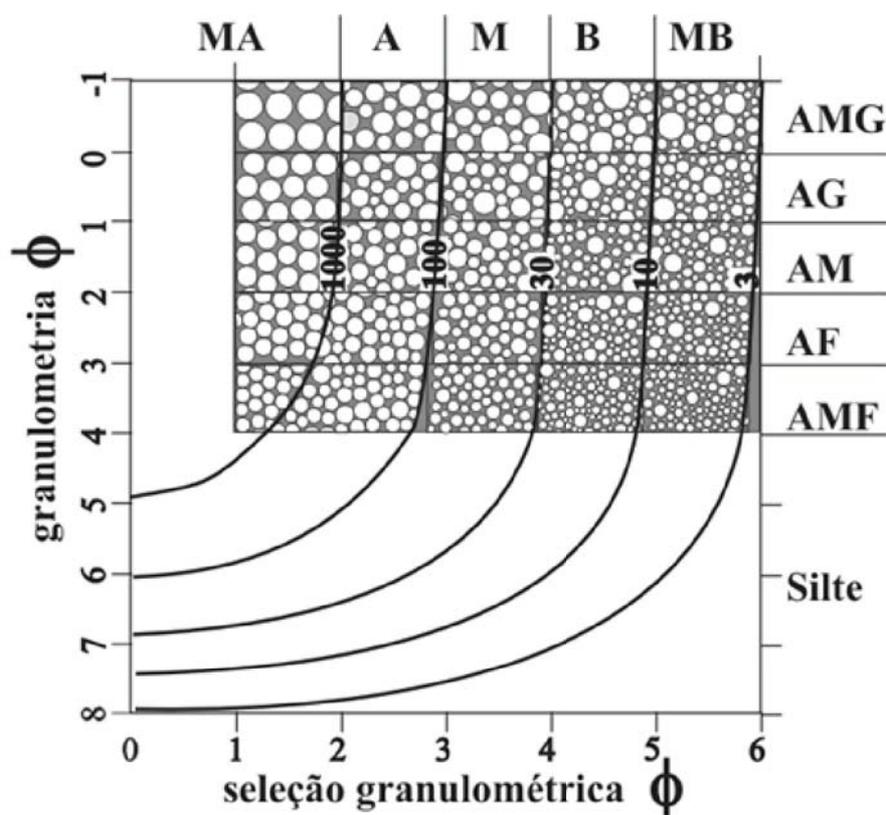


Figura 13. Relações entre porosidade, permeabilidade, granulometria ( $D$  médio) e seleção granulométrica ( $S$ , número de classes na escala  $\Phi$ ). O resultado (isolinhas) é de Permeabilidade  $k$ , dada em milidarcy. Ilustração de grãos conforme tamanho (sem escala) e seleção granulométrica, para haver uma relação visual das proporções.

As unidades possuem uma grande variação de espessura ao longo da bacia. A Formação Botucatu varia de 0 a 150m, uma variação associada a morfologia dunar e a cobertura por derrames. A Formação Pirambóia varia de 20 a 300m associada a subsidência diferencial, especialmente em faixa alongada a oeste da calha do Rio Paraná. Os alinhamentos próximos ao arqueamento de Ponta Grossa limitam menores espessuras, indicando um condicionamento estrutural sindeposicional.

O SAG é bastante complexo, heterogêneo, com diferentes espessuras e comportamentos hidráulicos. A delimitação e caracterização de compartimentos estratigráficos revelaram uma grande influência destas nas propriedades do aquífero. A homogeneidade característica do SAG é restrita à facies dunar da formação Botucatu.

Conforme a seleção granulométrica e tamanho dos grãos de cada unidade de fluxo foram atribuídos valores de condutividade hidráulica. A unidade de fluxo DU predomina na Formação Botucatu e as unidades DU e ID predominam na Formação Pirambóia.

A condutividade hidráulica estimada para a interduna da Formação Pirambóia (PID), em grande parte da bacia ocorre sotoposta à Formação Botucatu, é dez vezes menor que a estimada para a duna da (BDU) dessa formação, o que torna a Formação Pirambóia



Figura 14. Dique de diabásio intrusivo na Formação Pirambóia (Serra da Fartura, divisa Paraná-São Paulo). Observar as zonas de intenso fraturamento no arenito encaixante e no próprio dique

um aquífero em relação à unidade Botucatu. Internamente na Formação Pirambóia também ocorre uma diferença de condutividade de até 3 vezes entre a unidade PDU e PID. As superfícies que delimitam estas unidades de fluxo PDU e PID apresentam barreiras ao fluxo vertical, provocando a surgência de água nestas interfaces e restrita recarga e drenagem.

Podemos concluir que o SAG é um conjunto de subsistemas, com diferentes entradas, reservatórios e saídas, com circulação controlada pelas unidades de fluxo.

Apesar de se constituir um conjunto contínuo de reservatórios, a compartimentação e diferenciação interna do SAG apontam para uma complexidade que parece ultrapassar a concepção de um sistema único.

#### **4.8 Agradecimentos**

Este trabalho foi apoiado pelo CNPq através de financiamento a pesquisa (Projeto SAG – Processo 473980; 04-5). Ana Paula Soares agradece CNPq por bolsa de doutoramento (Processo 40885/2003-0). Michael Holz agradece ao CNPq por bolsa de produtividade em pesquisa (Processo 302666; 04-4).

#### **4.9 Referências Bibliográficas**

- ALMEIDA F. 1954. Botucatu, um deserto triássico da América do Sul. Rio de Janeiro, DNPM Div. Geol. Min., Notas Prel. e Estudos 86, 21 p.
- ARAÚJO L.M., FRANÇA A. B., POTTER P.E. 1995. Aquífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai; Mapas Hidrogeológicos das Formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Tacuarembó. Curitiba, UFPR PETROBRÁS, Mapas.escala 1:2.500.000.
- ARTUR, P. C. & SOARES, P. C. 2002. Paleoestruturas e petróleo na bacia do Paraná, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 32(4):433-448.
- ASSINE M. L., PIRANHA J. M., CARNEIRO C. D. R. 2004. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: *Geologia do Continente Sul-Americano*. Org. Mantesso-Neto V. et al. São Paulo – Beca, pp.:77-92.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1961. Paleomagnetismo e Paleoventos.
- BORTOLUZZI C. A., AWDZIEJ J., ZARDO S. M. 1987. Geologia da Bacia do Paraná em Santa Catarina. p.131-193. In: Silva, L. C. & Bortoluzzi, C. A. (eds) *Texto explicativo para o mapa geológico do estado de Santa Catarina – escala 1:500.000 - Florianópolis*. DNPM; CRMSCTME. 216p.

- CAETANO-CHANG M. R., WU F. T., BRIGHETTI J. M. P. Caracterização eólica de arenitos da Formação Pirambóia, proximidades de São Pedro (SP). 1991 In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, São Paulo. Atas, 2, p.:53-58.
- CAMPY M. & MACAIRE J. J. 1989 – Geologie des formations superficielles. Masson, Paris, 433pp.
- EBANKS W. J. Jr, SCHEIHING M. H., ATKINSON C. D. 1993. Flow units for reservoir characterization. In: D Morton-Thompson, AM Woods (eds) Development geology reference manual, AAPG, pp. 282-285.
- FACCINI U. F. 1989. O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 121p.
- FACCINI U. F. 2000. Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaço de acomodação. Tese Doutorado, PPGeo - UFRGS, Porto Alegre, 2 Vol., 322p.
- FOLK R.L., 1966. A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6: 73-93.
- FRANÇA A. B., Araújo L. M., Potter P. E. (July 2003). Secondary porosity formed by deep meteoric leaching: Botucatu eolianites, southern South America. *AAPG Bulletin*, 87(7):1073–1082.
- FREEZE R. A. & CHERRY J. A. 1979. *Groundwater*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 604pp.:
- GALLOWAY W. E. & HOBDAK D. K. 1996. *Terrigenous clastic depositional systems: applications to fossil fuel and groundwater resources*. Springer, New York, 489 pp.
- GAMERMAN N. 1973. Formação Rosário do Sul. *Rev. Pesq. em Geoc.*, 2:5-36.
- GIANNINI P. C. F. et al. 2004. Paleoventos e Paleocorrentes Subaquosas do Sistema Depositional Pirambóia nos Estados de São Paulo e Paraná, Bacia do Paraná: estudo baseado em análise estatística de dados azimutais. *Rev. Bras. Geoc.*, 34(2):282-292.
- HEARN C. L., et al. 1984. Geological factors influencing reservoir performance of the Hartzog Draw field, Wyoming. *Journal of Petroleum Technology* 36:1335-1444
- HOLZ M., SOARES A.P., SOARES P.C. Preservation of aeolian dunes by pahoehoe lava: an example of aeolian Botucatu Formation (Jurassic) in Mato Grosso do Sul state, western margin of the Paraná Basin in South America. *Journal of South American Earth Science* – submetido em 2006.
- HOLZ M., SCHERER C. M. S. 2000. Sedimentological and paleontological evidence of paleoclimatic change during the Southbrazilian Triassic: the register of a global trend towards a humid paleoclimate. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie (Teil I)*, Stuttgart, 11-12:1589-1609.
- KRAUSE F., COLLINS H. N., NELSON D. A., MACHEMER S. D. & FRENCH P.R. 1987. Anatomia multiescalar do reservatório Pembina-Cardium, Centro-oeste de Alberta, Canadá. *AAPG Bulletin*, 71(10): 1223-1260.
- KRUMBEIN & MONK 1942 Experimental Study Of Unconsolidated Sand Permeability And Porosity With Water As Flow Medium. *Journal of Guangxi Normal University (Natural Science Edition)*

- LAVINA, E. L. ; FACCINI, Ubiratan ; RIBEIRO, H. J. S. . A Formação Pirambóia (Permo-Triássico) no Estado do Rio grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 38, n. 1, p. 179-197, 1993.
- LIU K. et al.. 2002. A sedimentological approach to upscaling. *Transport in Porous Media* 46(2,3): 285-310.
- DNPM/CPRM/DINAMIGE e outros 1998. Mapa de Integração Geológica da Bacia do Prata e áreas adjacentes. Mercado Comum do Sul, MERCOSUL. Na escala de 1: 2.500.000, impresso.
- MENG S. X. & MAYNARD J. B. 2001. Use of statistical analysis to formulate conceptual models of geochemical behavior: water chemical data from the Botucatu aquifer in São Paulo State, Brazil. *Journal of Hydrology* 250:78-97.
- MONTARDO, D. K. 1982. Estudo Geológico dos Sedimentos do Gondwana Superior na Região de Candelária a Santa Cruz do Sul. Dissertação de mestrado. IG – UFRGS. 141p. Porto Alegre.
- PAIM P. S. G. et al. 2003. GEOARQ, uma abordagem integrada e aplicada da geologia sedimentar. In: Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares. (Org.) Paim P. S. G., Faccini, U. F. & Netto R. G. Editora Unisinos , São Leopoldo-RS, pp.: 13-23.
- ROHN R. 1994. Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. Tese Doutorado, Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2v., 188 p.
- ROSA FILHO E. F., Salamuni R., Bittencourt A. V. L. 1987. Contribuição ao estudo das águas subterrâneas nos basaltos no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 37:22-52.
- ROSA FILHO, E. F. et al. 2003. Sistema Aquifero Guarani – Considerações Preliminares Sobre a Influência do Arco De Ponta Grossa no Fluxo das Águas Subterrâneas. *Rev. Águas Subterrâneas*, 17:91-112.
- SCHERER C. M. S. & LAVINA E. L. C.. 2005. Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guará Formation, southern Brazil. *Sedimentology* 52:1323-1341.
- SCHERER, C M S ; LAVINA, E. L. . Stratigraphic evolution of a fluvial-eolian succession: the example of the Upper Jurassic - Lower Cretaceous Guará and Botucatu Formations, Paraná Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, Amsterdam, v. 9, n. no prelo, p. 475-484, 2006.
- SCHERER C. M. S. 1998. Análise Estratigráfica e Litológica da Formação Botucatu (Eocretáceo da Bacia do Paraná) no Rio Grande do Sul. Tese de doutoramento, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 230 p.
- SCHULTZ C. L. 1995. Subdivisão do Triássico do Rio Grande do Sul com base em microfósseis: problemas e perspectivas. *Com. Mus. Ciênc Tecnol. UBEA/PUCRS, Ser. Ciências da Terra*, 1:25-32.
- SOARES A. P., Bettú D. F., Soares P. C. (em preparação). Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos.

- SOARES A. P., SOARES P. C., HOLZ M. (em preparação). Correlações conflitantes no limite Permo-Triássico no sul da Bacia do Paraná: o contato entre duas Superseqüências e implicações na configuração espacial do Aquífero Guarani.
- SOARES P. C., 1981. O Jurássico e Cretáceo na Bacia do Paraná, Brasil. In: Cuencas Sedimentarias del Jurássico y Cretacico de Sudamerica. Wolfgang (ed.) Buenos Aires: Comité Sudamericano del Jurassico y Cretacico. V. 1, pp. 223-243
- SOARES, P.C. 1992. Tectônica Sinsedimentar Cíclica na Bacia do Paraná: Controles. Tese Apresentada à UFPR, Departamento de Geologia, Curitiba/PR em Concurso para Professor Titular. 148 pp.
- SOARES P. C., Landim P. M. B. 1973. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste, In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju. Anais,1, p. 243-256.
- SOARES P.C. 1974. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: Classificação e Gênese. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre. Anais 1:107-121.
- TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.J.; KIRSTEIN, L.; MANTOVANI, M.S., 1994. Magmatism and continental breakup in the South Atlantic: high precision  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121:333-348.
- WEBER, K. J., and VAN GEUNS, 1990, Framework for constructing clastic reservoir simulation model: *Journal of Petroleum Technology*, 42:1248-1253, 1296-1297.
- ZALAN P. V. et al. 1986. Análise da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro. Relatório Interno – DEPEX /CEMPES n. 1035-5765. Petrobrás.

## 5 O PAPEL DOS LINEAMENTOS NA COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL DA BACIA DO PARANÁ

*(Role of Lineaments in the Structural Compartmentation of the Paraná Basin)*

**Ana Paula Soares<sup>1</sup>, Paulo César Soares<sup>2</sup>, Daniel Fabian Bettú<sup>3</sup> e Michael Holz<sup>1</sup>**

Artigo submetido à revista *Geociências* – UNESP em 2007

(1)

PPGG-UFRGS

Instituto de Geociências da UFRG

Av. Bento Gonçalves, 9500, Campus do Vale,

Caixa Postal 15001, 91501-970 Porto Alegre RS, Brasil

(2)

PPGeol-UFPR, Professor Sênior

Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra

Caixa Postal 19001, 81531-990 Curitiba PR, Brasil

(3)

Síntese Geologia, Curitiba

Correspondência:

Rua Camões, 1339, 80040-180 Curitiba PR, p\_soares@terra.com.br

### 5.1 Resumo

Estudos sobre a influência da compartimentação estrutural na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani são dificultados pelas diversas interpretações de lineamentos publicadas a partir de diferentes fontes de dados, procedimentos analíticos e escalas, diversidade que gera divergências quanto à existência e o posicionamento das estruturas. No entanto, a correta identificação das estruturas é fundamental na delimitação dos compartimentos tectônicos e suas implicações hidrogeológicas. Um novo mapa de lineamentos estruturais interpretado a partir de um modelo digital de terreno teve a precisão avaliada por comparação em análise contingência àquelas de mapas magnéticos e gravimétricos levantados com base em imagens satelitárias. A análise revelou elevada concordância das direções NW e NE entre as diferentes fontes, e muito baixa concordância das direções NNE e NNW. As direções EW e NS têm baixa concordância, possivelmente devido à elevada confusão entre lineamentos reais e artefatos. A integração dos mapas avaliados resultou num novo mapa de lineamentos, com o qual os contornos estruturais da Formação Irati foram reinterpretados num teste do reflexo destes line-

mentos na configuração atual daquela unidade. Na interpolação dos contornos estruturais e espessuras das rochas do aquífero, os novos lineamentos revelaram grandes blocos tectônicos que restringem o fluxo e a formação de células hidrogeológicas.

Palavras-chaves: Bacia do Paraná, Compartimentação Estrutural, Análise de Contingência, Blocos Tectônicos, Lineamentos.

## 5.2 Abstract

*Studies on the influence of the structural setting on the hydrodynamics of the Guarani Aquifer System are biased by the different interpretations of lineaments drawn from various data sources, analytical methods and scales yet correct identification of structures is fundamental to the delimitation of tectonic blocks and their hydrological implications. A lineament map is interpreted from digital elevation modeling whose precision is assessed under contingency analysis by comparing it to remotely sensed magnetic and gravimetric maps. The analysis revealed that NW and NE lineaments are highly conformable among the different data sources, whereas NNE e NNW lineaments are, in turn, very poorly conformable. EW and NS low conformability is possibly due to artifacts being taken for real lineaments. Integration of all morphostructural maps resulted in a new one, based on which the Irati Formation contours were reinterpreted when tested against. When used in the interpolation of the aquifer structural contours, the new lineaments revealed large tectonic blocks that are able to restrict water flow and the formation of hydrogeological cells.*

*Key-words: Paraná Basin, structural compartmentation, contingency analysis, tectonic blocks, lineaments.*

## 5.3 Introdução

O Sistema Aquífero Guarani tem como rochas-reservatórios depósitos triássicos e jurássicos da Bacia do Chaco-Paraná correspondentes às formações Pirambóia e Botucatu no Brasil, Misiones no Paraguai e a Formação Taquarembó no Uruguai e na Argentina. O aquífero, cuja espessura varia entre 200 m e 600 m, é semiconfinado na porção superior por derrames basálticos cretáceos da Formação Serra Geral e confinado na porção inferior por rochas siliciclásticas arenopelíticas neopermianas. Seus melhores

reservatórios são formados por arenitos eólicos desérticos da Formação Botucatu, nos quais predominam registros de extensos *ergs* associados a depósitos de *wadis* (Caetano-Chang & Wu 1991; Scherer 1998) com fácies rudácea basal e depósitos lacustres. Sotopostos a estes, estão os reservatórios correspondentes à Formação Pirambóia, os quais consistem, por sua vez, em depósitos arenosos, pelíticos, areno-rudáceos, eólicos e subaquosos (Soares *et al.* 2007, submetido).

Apesar de seu alto potencial para a exploração de água subterrânea, pesquisas recentes apoiadas em análises da água de poços revelam que o Sistema Aquífero Guarani apresenta, na realidade, importantes variações hidroquímicas e hidrodinâmicas responsáveis por zonas onde a vazão ou potabilidade inadequadas inviabilizam seu aproveitamento (Rosa Filho *et al.* 2003; Didier & Chang 2005, Machado *et al.* 2006). Tais situações indesejáveis tornam necessário aprofundar o conhecimento da variabilidade espacial regional do Sistema Aquífero Guarani, sendo discutida no presente trabalho a questão da compartimentação estrutural das rochas que o compõem.

Entretanto, a delimitação de grandes compartimentos tectônicos na Bacia do Paraná (Figura 1) é dificultada pela incerteza advinda das divergências entre os mapas de lineamentos estruturais traçados pelos diferentes autores, dentre eles Soares *et al.* (1982), Xavier (1982 – PAULIPETRO-BEICIP), Zálán (1986), Ferreira (1982) e Soares (*inédito in* Artur e Soares 2002), a partir de fontes de dados tão diferentes entre si como o sensoriamento remoto, a drenagem, o relevo, a gravimetria e a magnetometria (Figura 2).

O trabalho aqui apresentado teve como objetivo principal a delimitação, com base em lineamentos morfoestruturais e diferenças de cota da Formação Botucatu, dos grandes blocos estruturais da Bacia do Paraná capazes de impactar o comportamento hidrodinâmico do aquífero. Na delimitação dos blocos estruturais, um traçado de lineamentos a partir de um modelo digital de elevação pseudo-iluminado em diversas direções foi refinado por operações de superposição e seleção de elementos comparados a elementos presentes em traçados obtidos das diferentes fontes de dados. Foram retraçados os lineamentos mais freqüentemente coincidentes em presença, extensão e orientação e, portanto, mais consistentes e representativos de estruturas tectônicas.

Por meio de análise de contingência, foi realizada também uma comparação entre o novo mapa de lineamentos morfoestruturais, traçado a partir do modelo digital de terreno, e os mapas apresentados por Soares *et al.* (1982) e Zálán (1986), visando determinar qual dos três obteve melhores resultados no traçado das estruturas e também em quais direções os resultados se mostram mais coincidentes.

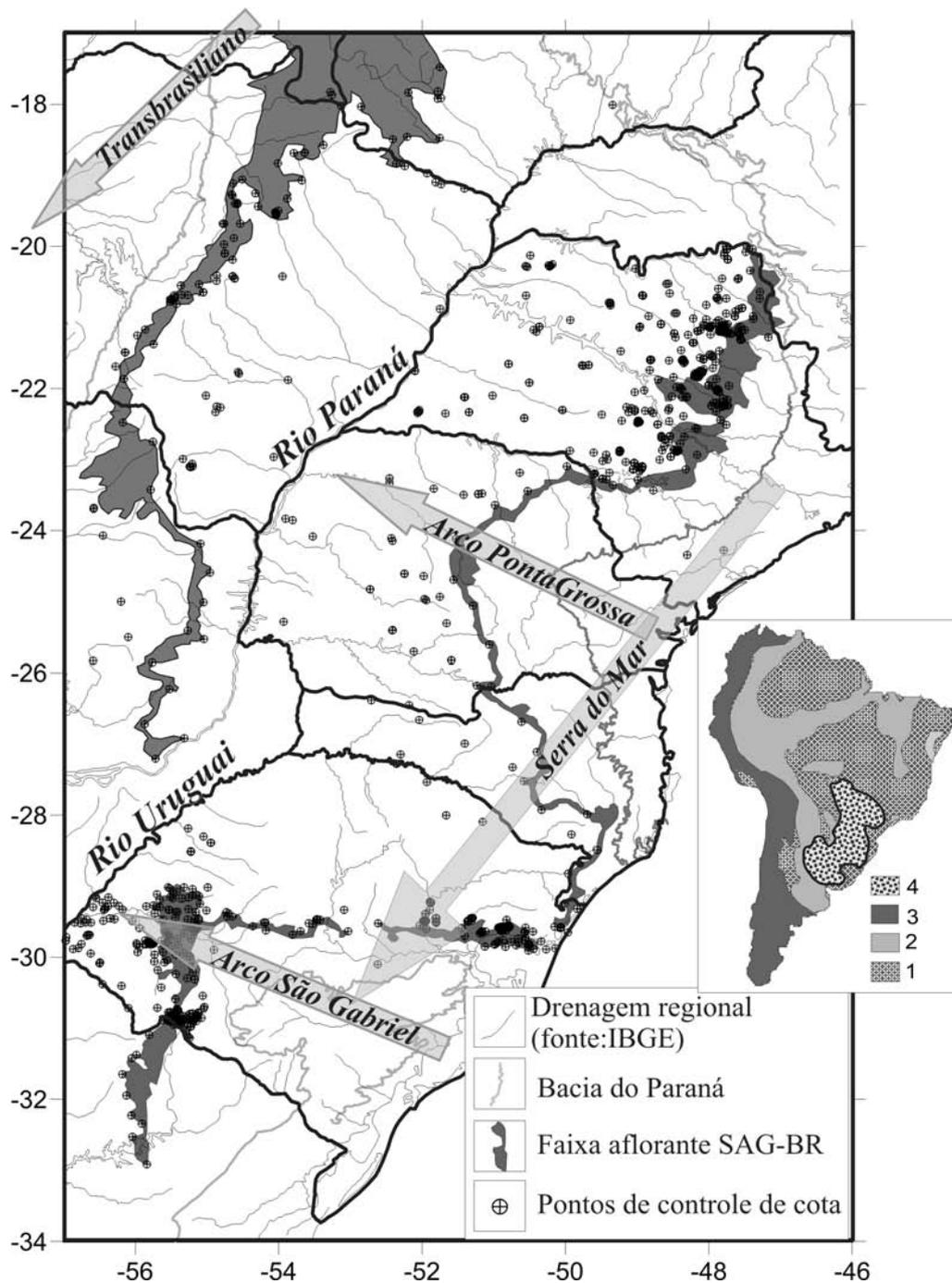


Figura 1. Mapa de localização da bacia do Paraná, área de estudo, poços e pontos de cota utilizados nas interpolações. Notar principais estruturas (NE e NW) que influenciam na configuração atual da bacia.

LINEAMENTOS ESTRUTURAIS  
SOBREPOSIÇÃO DE TODAS AS FONTES UTILIZADAS

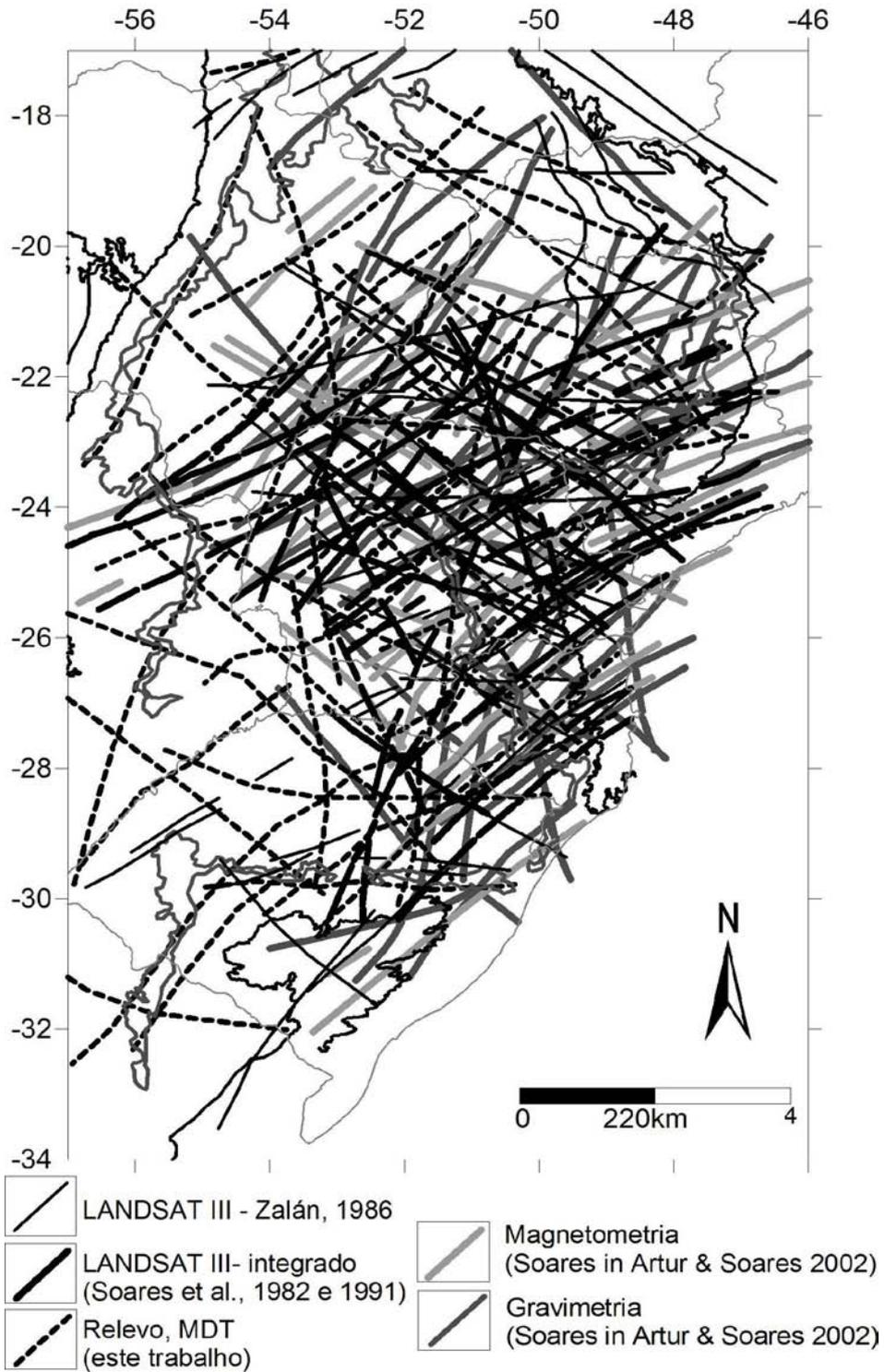


Figura 2. Superposição de diferentes mapas de lineamentos a partir de diferentes autores e diferentes fontes de dados. Alguns lineamentos presentes são de fontes inéditas, como J.P. Xavier (Beicip-PauliPetro 1982) e outros traços espessos correspondem a resultados de integração.

## 5.4 Métodos, Operações e Resultados

### 5.4.1 Premissa e Computação dos Dados

A premissa da qual partiu a presente análise é a de que um dado lineamento, sendo uma feição estrutural e não apenas um alinhamento de artefatos de imagem ou feições geomórficas, deva poder ser reproduzido independentemente do método de levantamento de dados empregado. Para avaliar esta reprodutibilidade como indicadora de consistência de traçado, os traços de lineamento levantados no presente trabalho e em trabalhos anteriores a partir de fontes diversas foram distribuídos em seis classes de direções e segmentados numa malha de 3.264 células de 1/3 de grau (756 km<sup>2</sup>) representando a extensão da área de estudo. As seis classes de direções foram as seguintes: N270-300 (WNW), N300-330 (NW), N330-360 (NNW), N0-30 (NNE), N30-60 (NE), N60-90 (ENE). Em cada célula e para cada classe de direção, foram assinaladas a ausência (0) ou presença (1) de lineamentos segundo cada método de levantamento (Figura 3).

Os valores de presença assim obtidos em cada célula para os diferentes métodos e classes de direções foram trabalhados como frequências. Quanto maior a frequência de um traço de lineamento numa direção numa célula, maior pode ser considerada a sua reprodutibilidade independentemente do método de obtenção e, conseqüentemente, maior a sua consistência. Interpolados com anisotropia direcional, estes resultados geraram mapas de frequências cujos valores foram admitidos como fatores de confiabilidade da presença das estruturas. Com base nestas curvas de frequência e num conjunto de matrizes interpoladas, foi possível então traçar os lineamentos mais recorrentes entre as diversas fontes de dados num novo mapa dos grandes lineamentos estruturais presentes na bacia.

### 5.4.2 Lineamentos em modelo digital de terreno

O modelo de terreno a partir do qual os lineamentos foram mapeados no presente trabalho (Figura 4) foi construído a partir de dados altimétricos levantados por interferometria de radar pela missão espacial SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission* (NASA-NGA). Tais dados, originalmente levantados com *pixels* de 90 m, tiveram a resolução espacial aqui reduzida para *pixels* de 15 m por reamostragem com interpolação por médias móveis. O modelo foi sombreado com iluminação vertical e a partir de

Exemplo do grid com informações de ausência (0) e presença (1) de lineamentos

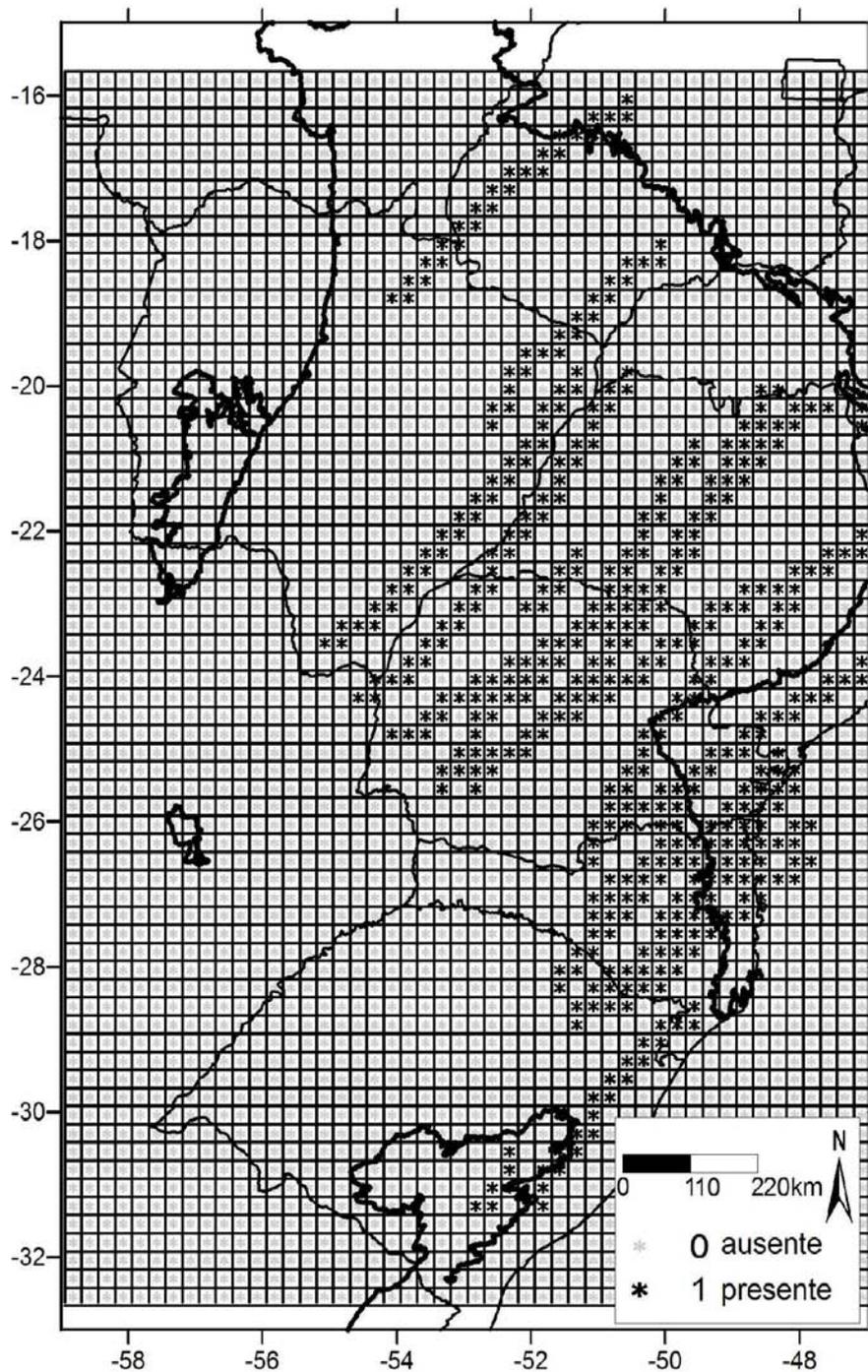


Figura 3. Exemplo de malha com registro de presença (1, representado em preto) ou ausência (0, representado em cinza) de lineamento na célula.

MAPA DE SOMBREAMENTO -  
MODELO NUMÉRICO DO TERRENO  
SRTM (regridado)

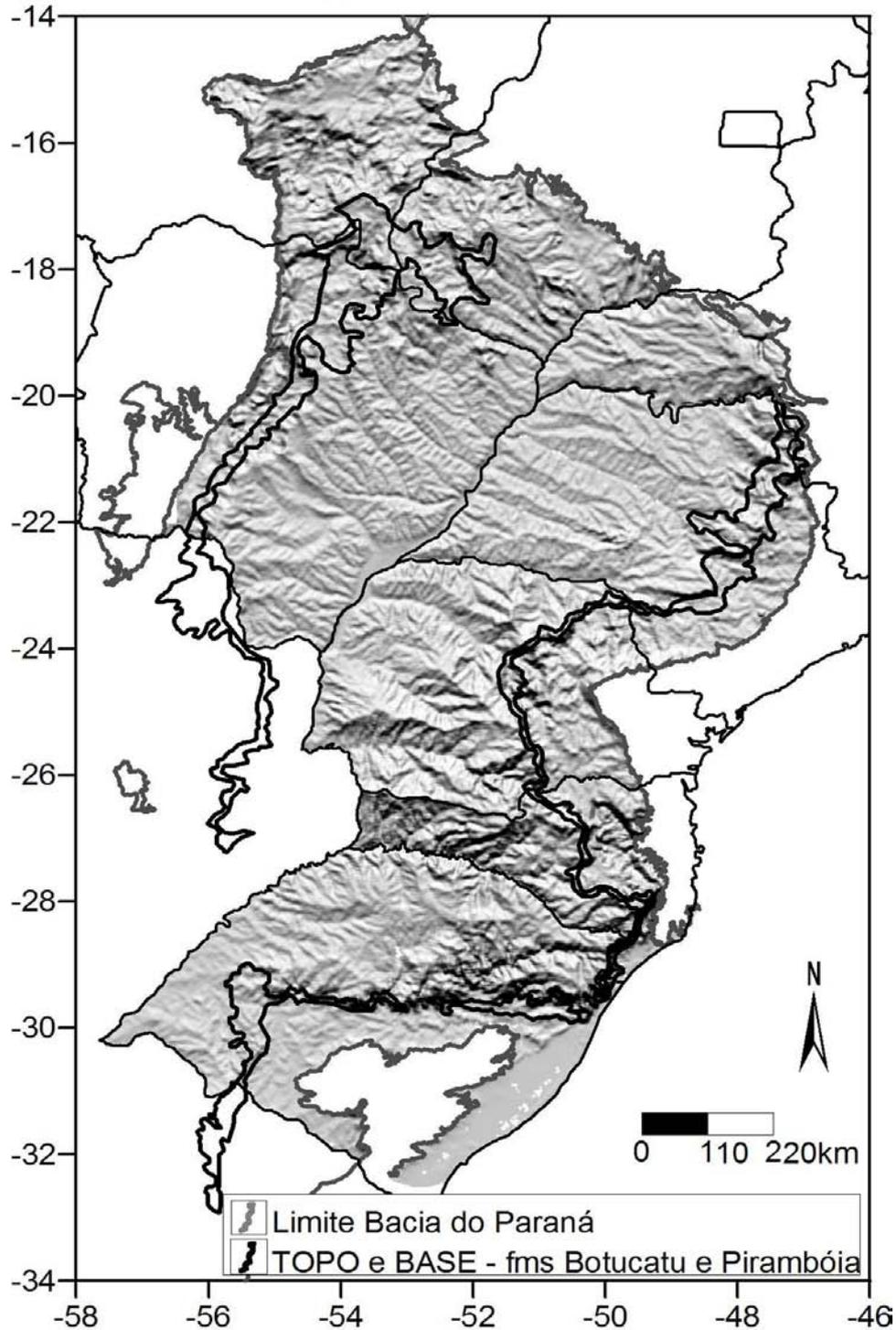


Figura 4. Modelo digital de terreno da área da Bacia do Paraná no Brasil, apresentada em mapa de sombreamento (Dados SRTM, NASA-USGS), mostrando a faixa de afloramento do Aquífero Guarani. Modelo utilizado no traçado dos lineamentos usados, na escala original ao milionésimo.

diferentes posições do Hemisfério Norte com o software Surfer (Golden Software, 2000). Inicialmente, foram traçados os elementos com extensões entre 10 km e 100 km. Posteriormente, aqueles que se mostraram alinhados foram marcados como lineamentos de extensão regional. Diante da elevada densidade de elementos lineares, verifica-se uma certa dificuldade na seleção objetiva de alinhamentos, o que acarreta variações de posição e direção.

#### 5.4.3 Identificação dos principais lineamentos

Para a seleção dos lineamentos mais representativos das estruturas presentes na bacia, foram utilizados os lineamentos interpretados sobre mapas gravimétricos (Soares *inédito*, in Artur e Soares, 2002), magnetométricos (Ferreira 1982) e de sensoriamento remoto – Landsat 3 (Soares *et al.*, 1982; Zalán *et al.*, 1986), além dos traços identificados por modelagem digital de terreno aqui apresentados (Figura 5). Da seleção resultou um novo mapa de lineamentos morfoestruturais, o qual foi então comparado, da mesma forma, aos mapas de lineamentos apresentados por de Soares *et al.* (1982) e Zalán (1986), visando determinar qual destes três obteve melhores resultados no traçado das estruturas e também em quais direções os resultados se mostraram mais coincidentes.

A fim de prevenir divergências de traçado atribuíveis ao posicionamento geográfico das feições, especialmente daquelas identificadas a partir de imagens satelitárias, bem como divergências devidas à diversidade de escalas e fontes de dados originalmente empregadas, os diferentes mapas de lineamentos foram georeferenciados em coordenadas geográficas, sem projeção, admitindo-se distorções não superiores a dez quilômetros. Com isso, considera-se que divergências remanescentes possam ser atribuídas a vieses de obtenção e processamento tais como iluminação e direção de varredura e limitações nas interpretações. Ajustes de traçado foram necessários em algumas áreas, especialmente nas partes marginais da bacia, como a oeste, ao sul e ao norte, às quais alguns dos traçados previamente publicados não se estenderam.

#### 5.4.4 Mapa de frequência

A classificação em malha dos traços de lineamentos resultou em diferentes matrizes, uma para cada direção e fonte de dados avaliada. O somatório dos valores de presença ou ausência de traço em cada célula, para cada fonte de dados e direção, tratado como frequência, possibilitou a quantificação da consistência, ou seja, da reprodutibilidade.

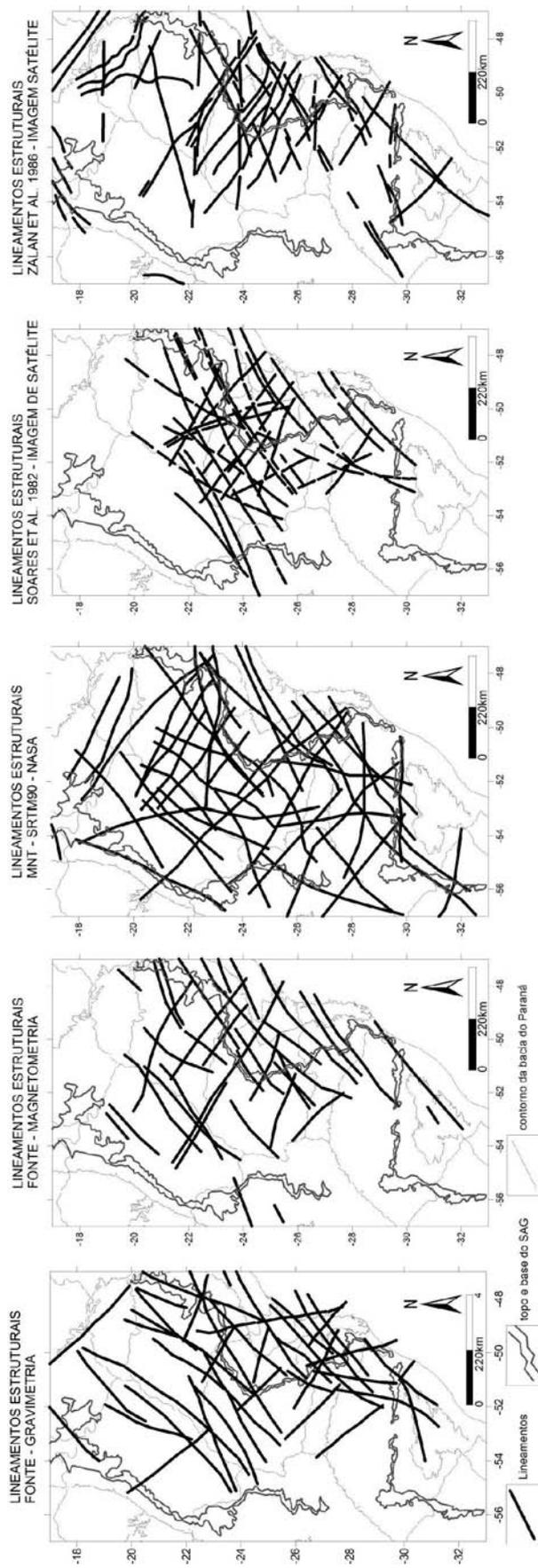


Figura 5. Mapas dos grandes lineamentos da bacia do Paraná. Estruturas traçadas a partir de diferentes fontes: Gravimetria (1) (Soares, inédito, in Artur & Soares, 2002); magnetometria (2) (Ferreira 1982 e Soares, inédito, in Artur & Soares, 2002); Relevo (3), MDT, este trabalho; Landsat III integrado (4) (Soares et al., 1982; Soares, 1991); Landsat III (5), Zalan et al. (1986).

As matrizes finais correspondentes a cada uma das direções de avaliação, somadas às interpretações das diversas fontes, foram submetidas a interpolação por curvatura mínima, com anisotropia direcional dupla orientada segundo cada direção, o que resultou em mapas de frequência (reprodutibilidade) dos traços (Figura 6). Neles, os valores correspondem ao número de fontes de dados em que cada traço foi identificado.

Os resultados obtidos mostraram alto índice de concordância nas direções em torno de N45(+/-15)E, nordeste e N(45+/-15)W, noroeste, e para todas as fontes de dados empregadas, em contraste ao índice de concordância muito baixo nas direções nortenordeste e norte-noroeste. O somatório das matrizes dos diferentes autores, para cada direção, resultou na geração de mapas de contorno de consistência dos lineamentos. Nestes mapas, o valor exibido refere-se à quantidade de fontes onde ocorrem os lineamentos em cada cela, ou seja, o contorno de valor 2, por exemplo, indica que naquele domínio foram identificados lineamentos em mais de duas fontes. A soma das matrizes das várias direções permitiu compor o mapa multidirecional de frequência de lineamentos (Figura 6).

O mapa mostra claramente a expressividade dos lineamentos nas direções NW e NE. Por outro lado, é muito pouco expressiva a presença de traços nas demais direções. Quando combinadas, os resultados ressaltam mais uma vez estas direções nordeste e noroeste. Os novos lineamentos traçados sobre os traços mais reprodutíveis em alguns casos são muito evidentes, porém em outros são pouco consistentes, embora devam ainda ser considerados.

#### 5.4.5 Teste de Concordância

Os lineamentos selecionados como mais consistentes e reprodutíveis tiveram o significado estrutural e a influência na compartimentação tectônica atual da bacia submetidos a um teste de concordância, no qual foram usados como linhas de quebra de interpolação (*break lines*) do contorno estrutural da base da Formação Irati. Esta unidade, um horizonte-chave, foi usada para teste por corresponder a uma superfície de afogamento originalmente horizontal. Os mesmos dados de cota foram interpolados pelo método da curvatura mínima. Comparando os dois resultados, tiveram-se caracterizadas as estruturas que realmente afetam a distribuição atual desta formação (figuras 7 e 8).

O mapa de contorno estrutural da base da Formação Irati interpolado pelo método do inverso do quadrado da distância desconsiderando a influência dos lineamentos selecionados é mostrado na Figura 8. Pequenas distorções na superfície são interpretadas

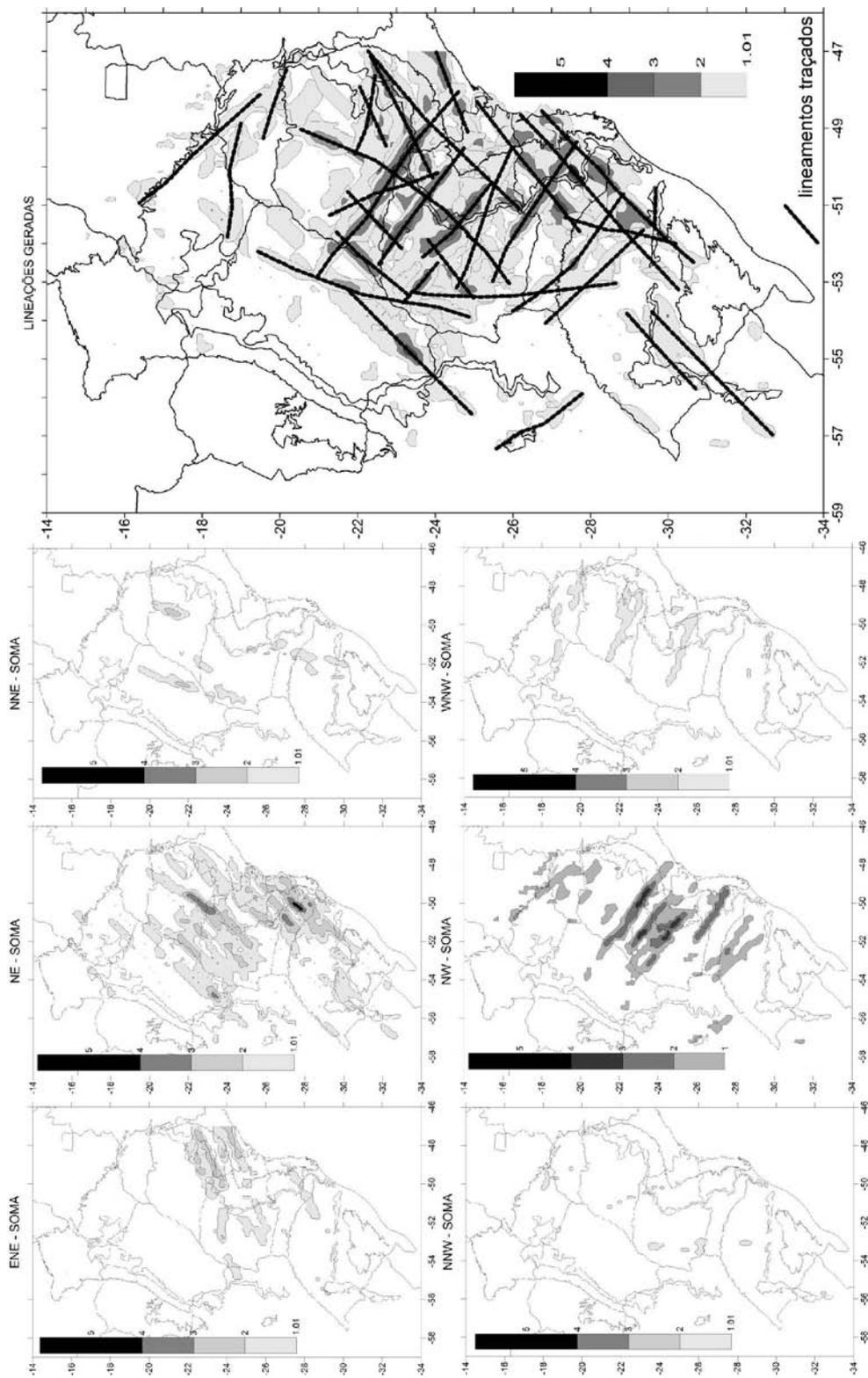


Figura 6. Frequência de recorrência dos lineamentos na cela, por direção. O contorno mínimo indica que o traço foi encontrado em mais de uma fonte na direção; em preto mais que duas fontes. Direções ENE (A), NE (B), NNE (C), NNW (D), NW (E) e WNW (F). À direita é apresentada a composição para as diferentes direções estruturais (G). Observa-se a importância das direções NW e NE.

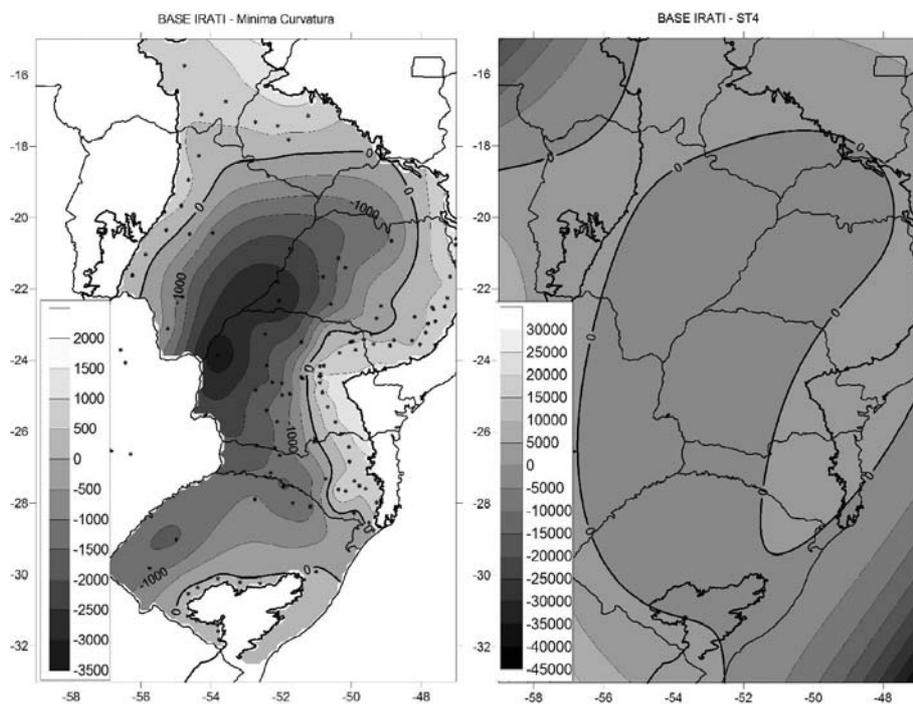


Figura 7. Mapa de contorno da base da Formação Irati com localização dos poços utilizados para interpolação com método de mínima curvatura. (B) Mapa de superfície de Tendência de quarta ordem da base da Formação Irati.

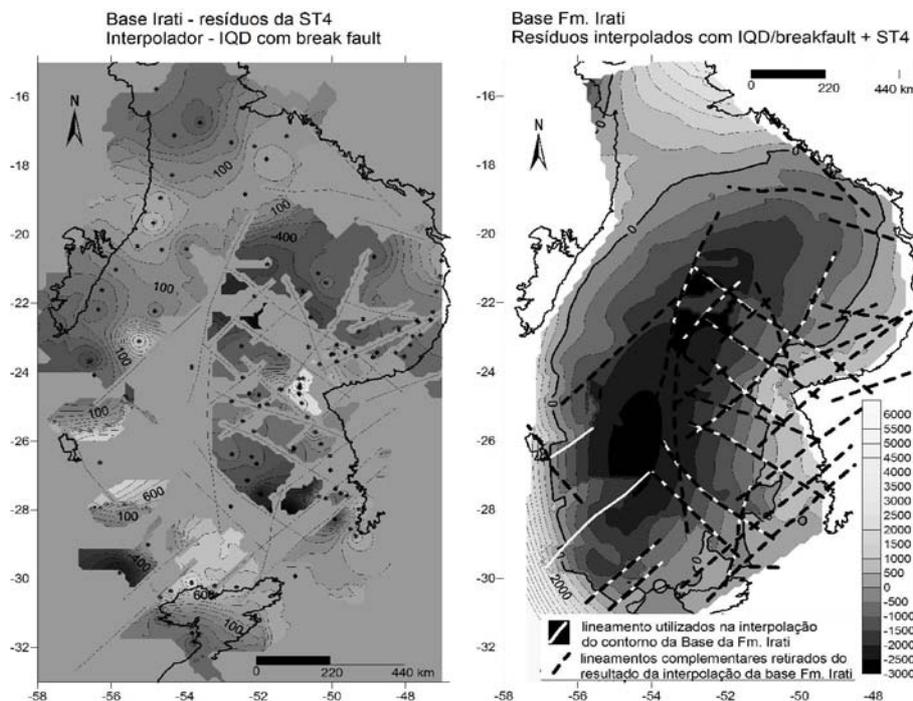


Figura 8. Mapas de contornos estruturais da base da Formação Irati: à esquerda, interpolação ponderada pelo inverso do quadrado da distância dos resíduos de superfície do 6° grau, com descontinuidade nos lineamentos; à direita, contorno estrutural, resultante da soma dos resíduos com a interpolação por tendência, representado apenas sobre a área de cobertura da bacia no Brasil. Algumas estruturas adicionais consideradas necessárias estão traçadas em linhas pontilhadas.

como flexões quando comparadas com o mapa de tendência, com representação por uma superfície polinomial de sexta ordem.

Os resíduos da superfície polinomial foram contornados, agora considerando os lineamentos selecionados como interruptores de interpolação, a ponderação sendo feita pelo inverso do quadrado da distância. A representação resultante mostra evidente ajuste e compartimentação de blocos na parte referente aos lineamentos. Entretanto, fica evidente a ausência de falhamentos que impusessem descontinuidade aos contornos a oeste da bacia, o que se reflete no adensamento de linhas e flexuras anômalas. Estas áreas estão indicadas no mapa da Figura 8, revelando a necessidade do acréscimo de novos traços. Deve-se destacar que a parte oeste da bacia não foi abordada em alguns mapas trabalhados, o que contribui para isso.

#### 5.4.6 Contorno estrutural nas unidades do SAG

As superfícies estratigráficas identificadas como topo e base das unidades hidroestratigráficas Pirambóia, Botucatu e correlatas foram submetidas a um procedimento similar ao aplicado à Formação Irati. Os principais alinhamentos já definidos foram incluídos como controladores de interpolação. A cota das superfícies e dados de altitude obtidos em mapa e em modelo digital de terreno da faixa de afloramento foram associados.

Inicialmente, foi feita a representação numérica por meio de uma superfície polinomial de quarta ordem e calculados os resíduos, que foram interpolados pelo método do inverso do quadrado da distância. As estruturas identificadas no mapa da base da Formação Irati foram usadas como limites de interpolação (*break lines*). Os mapas gerados foram somados aos respectivos mapas de superfície de tendência, obtendo-se o modelo espacial de representação das superfícies estratigráficas, cujos resultados são mostrados nos mapas de contorno estrutural das formações Pirambóia e Botucatu, mapa da base e de espessura do aquífero (Figuras 9, 10 e 11).

Os mapas de contorno das formações Pirambóia e Botucatu apresentam grande similaridade, o que é de se esperar, pois suas variações de espessura são bem menores que suas variações de cota. É notável, nestes mapas, que ocorram interrupções em alguns lineamentos, com desníveis superiores a 200 m, chegando em alguns casos a 500 m. Observam-se também o claro embaciamento e a existência de compartimentos bem definidos, especialmente na parte axial da bacia, ao sudoeste de São Paulo (Pontal do Paranapanema) e ao oeste do Paraná (Foz do Piquiri).

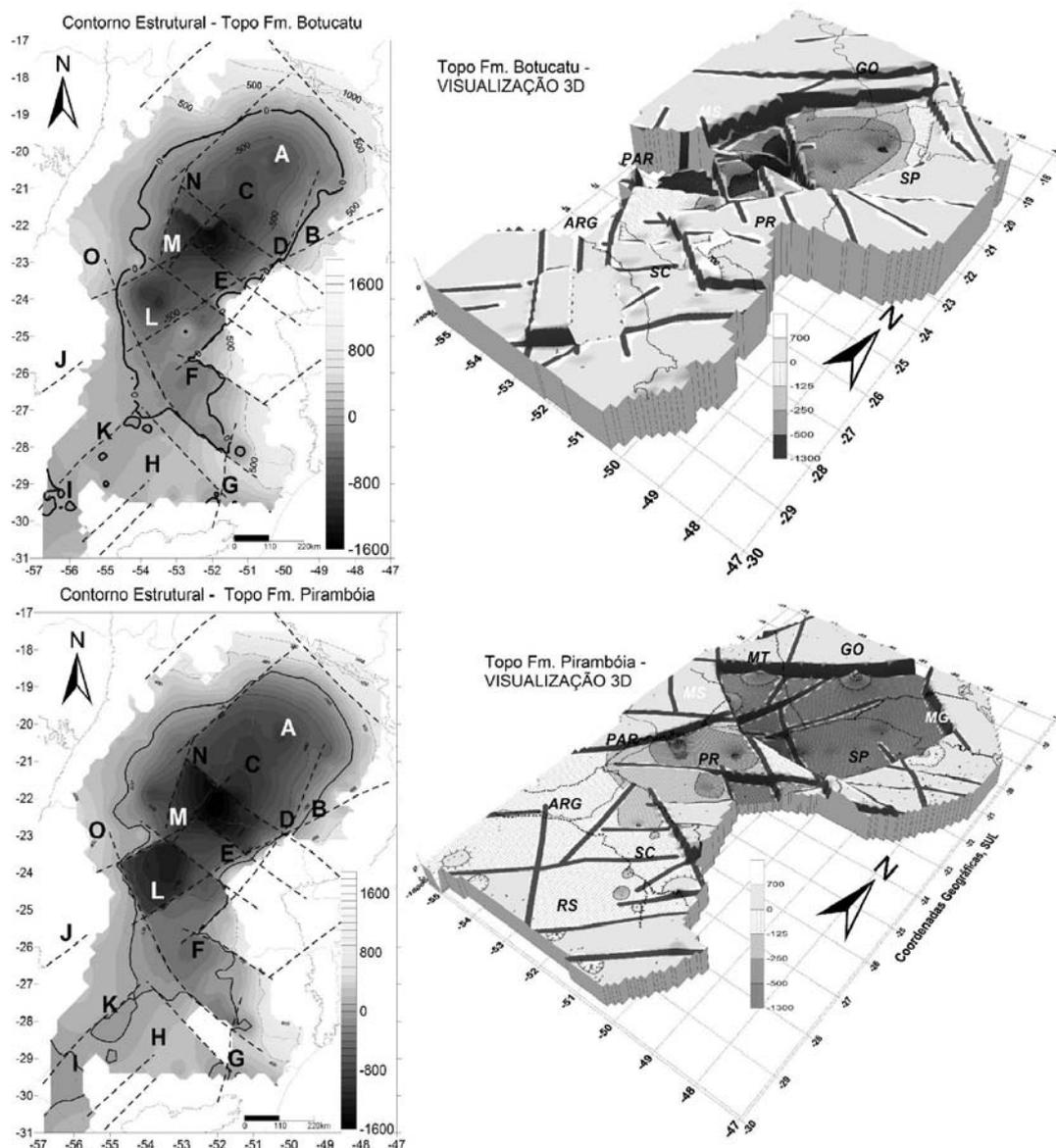


Figura 9. Mapa de contorno estrutural do topo das formações Pirambóia e Botucatu.. Localização de 17 sítios estruturalmente diferenciados, denominados de A a O. À direita representação 3D dos mapas de contorno estrutural das Formações Botucatu e Pirambóia. Notar os grandes rejeitos.

#### 5.4.7 Espessura e organização espacial do Aquífero Guarani

Os mapas de espessura das formações Pirambóia e Botucatu mostram uma importante feição é a zona de pequena espessura das duas unidades do sistema aquífero na região do atual Arco de Ponta Grossa controlada por falhas NW, a qual indica um possível controle tectônico na deposição das formações Pirambóia e Botucatu (Figura 10). As porções axial e oeste da Bacia do Paraná se notabilizam pela maior espessura da Forma-

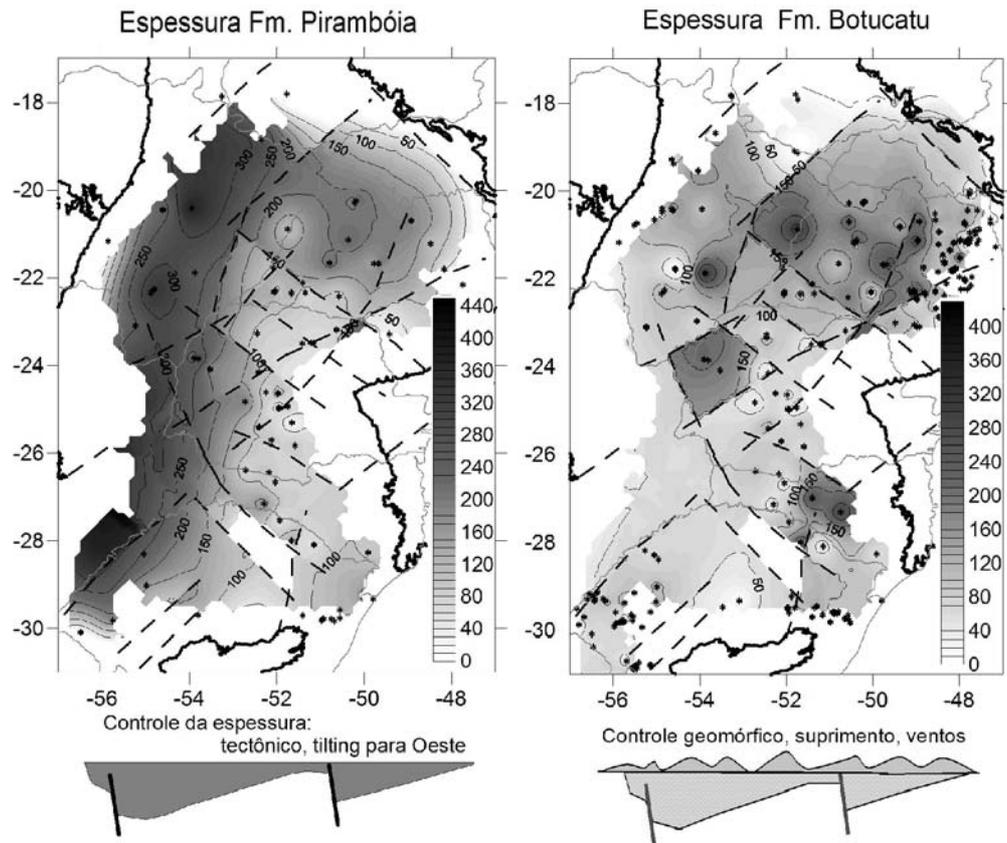


Figura 10. Mapa de espessura das Formações Pirambóia e Botucatu interpolados com o método IQD e usando as breaklines como interruptores de interpolação. Notas o maior controle das estruturas na espessura da Formação Pirambóia. Na Formação Botucatu também existe um controle regional, mas notar a grande variação local das espessuras, controle geomórfico (observar o esquema abaixo dos mapas).

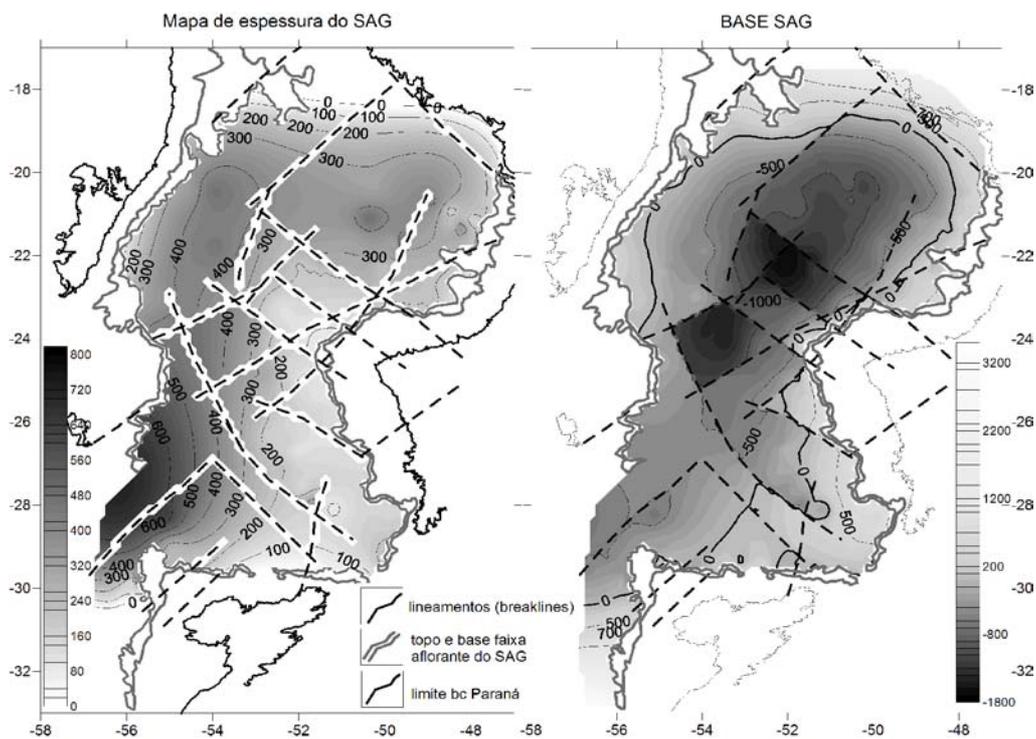


Figura 11. Mapa de espessura total do Sistema Aquífero Guarani (esquerda) e contorno estrutural da base (em metros). Principais compartimentos estruturais: A a M.

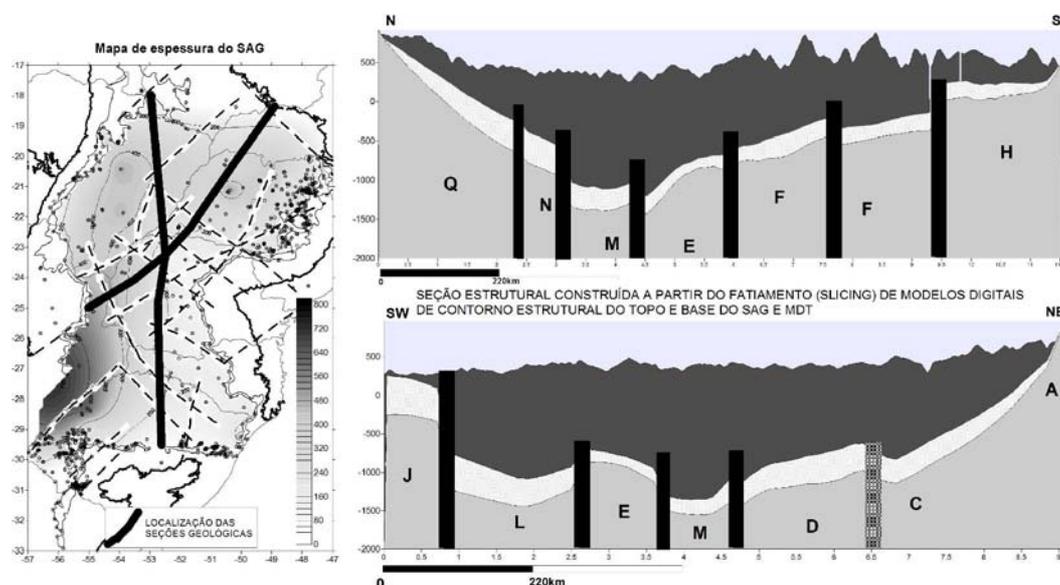


Figura 12. Seções geológicas N-S e SW-NE do Sistema Aquífero Guarani. Observar o rejeito entre blocos estruturais (designações conforme mapa, Figura 9) e o isolamento de alguns deles, identificados principalmente na seção SW-NE.

ção Pirambóia. Outras três regiões com espessuras maiores são marcantes: uma correspondendo a grande parte do estado de São Paulo, uma no leste de Santa Catarina e outra no oeste do Paraná, esta última delimitada por falhas.

Observa-se a tendência das camadas dos blocos altos a serem menos espessas, possivelmente devido ao controle tectônico durante a deposição. Entretanto, a tectônica posterior foi mais efetiva, se superpondo e predominando na configuração dos compartimentos até o isolamento destes, como pode ser visto nas seções geológicas (Figura 12), construídas a partir dos mapas de contorno das unidades e do topo do relevo.

A representação espacial da espessura total do Sistema Aquífero Guarani (Figura 11) incluindo as unidades Pirambóia e Botucatu e suas correlatas Santa Maria e Guará, no Rio Grande do Sul, Misiones no Paraguai e Taquarembó no Uruguai e na Argentina foi feita por subtração dos modelos digitais dos mapas de contorno do topo da Formação Botucatu e da base da Formação Pirambóia. De forma similar ao aplicado à Formação Irati, os valores foram interpolados usando lineamentos como linhas de quebra, ou seja, linhas de falha.

No mapa de espessura do sistema aquífero, a contribuição da unidade Pirambóia é fundamental, pois representa cerca de três vezes a espessura da unidade Botucatu. Nota-se uma alongada faixa NNE de maior espessura ao longo da calha da bacia, característica da unidade Pirambóia, chegando a 350 m, especialmente no Estado de São Paulo, onde também ocorre um embaciamento de maior espessura na direção Leste-Oeste (Sub-bacia de São Paulo). Os lineamentos não apresentam contribuição significativa na

geometria. Entretanto, tem-se que considerar que em pacotes de grande espessura, peque nos deslocamentos não são aparentes.

Na parte sudoeste da bacia, no Paraguai e Argentina, os procedimentos extrapolaram valores de forma incorreta, estimando espessuras crescentes a oeste, superiores a 600 m, quando sabe-se que os valores ali não ultrapassam os 300 m (260 m no poço Texaco Mallorquin-1, no Paraguai). Algumas áreas se caracterizam por terem espessuras anômalas relativamente pequenas, a principal delas a sudeste da bacia, com espessura em torno de 200 m de espessura e alta variabilidade.

No mapa de contorno da base do sistema, fica evidente a compartimentação e o papel dos lineamentos na sua definição enquanto falhas com rejeitos significativos. Os diferentes compartimentos foram designados por letras, possivelmente correspondendo a sítios semiconfinados ou, ao menos, com restrição de fluxo, estando a base situada a cerca de 1800 m abaixo do nível do mar. O mapa de espessura mostra três regiões que se destacam em grande parte do estado de São Paulo, ao oeste do Paraná e ao leste de Santa Catarina. Os alinhamentos que limitam o Arco de Ponta Grossa também delimitam uma região de menor espessura.

Os mapas de contornos estruturais das duas unidades são semelhantes e revelam blocos altos e baixos que compartimentam o aquífero. Quatorze blocos foram delimitados preliminarmente e designados por letras. O bloco A corresponde a um embaciamento a oeste da bacia; B a um homoclinal no noroeste; C a homoclinal com espessamento, a nordeste; D a um homoclinal com caimento e espessamento a oeste na sub-bacia de São Paulo; E ao flanco norte, bastante falhado, do Arco de Ponta Grossa, com caimento a noroeste e espessamento a norte; F ao flanco sul, também bastante falhado, com caimento e espessamento a oeste; G apresenta várias falhas orientadas a nordeste, espessamento e caimento variável para oeste, leste e sul; H, no interior do Rio Grande do Sul, ao flanco Norte do Arco de São Gabriel, com espessamento e caimento a oeste e noroeste; I, a charneira deste arco para Sul, com caimento e espessamento a oeste e a sudoeste, enquanto que o bloco J representa um homoclinal na parte oeste da bacia. Os blocos K, L, M e N, situados na parte axial da bacia, são interceptados por lineamentos NE. Os dois blocos mais baixos, M e L, estão situados no oeste do Paraná e no sudoeste de São Paulo.

#### 5.4.8 Seções Geológicas

Para visualização das relações espaciais entre as unidades componentes do Sistema Aquífero Guarani, foram construídas duas seções que cruzam a bacia (Figura 12),

sobrepondo as superfícies modeladas. Estas seções foram construídas com corte automático dos mapas de contorno pelo aplicativo Surfer (*Golden Software, 2000*), a partir dos mapas de contorno das unidades e do topo do relevo; nelas é possível visualizar num plano vertical a compartimentação do aquífero em blocos estruturais. Observa-se que nos blocos mais baixos as unidades estão em contato lateral com o aquífero representado pela Formação Rio do Rastro, formando assim células isoladas delimitadas por falhas, onde se dá a restrição do fluxo.

## 5.5 Discussão

A reprodutibilidade dos traços de lineamentos obtidos a partir de diferentes fontes de dados é bem consistente nas direções NE e NW, estando cada um destes representado em mais de duas das fontes de dados na maioria das células nas quais o terreno foi dividido. Em algumas das células, um mesmo lineamento foi identificado em três ou quatro das fontes, coincidência esta em parte favorecida pela tolerância considerada. Estas direções estruturais são aquelas já bem conhecidas no registro da evolução da bacia, representando a forte estruturação NE do embasamento, no flanco leste, e a orientação NW dos diques de diabásio relacionados à separação da América do Sul de Gondwana. Todos estes alinhamentos permaneceram tectonicamente ativos em diversas fases da evolução da bacia (Artur e Soares, 2002), tendo os últimos movimentos ocorrido no Cenozóico, com soerguimento a noroeste dos arcos transversais à bacia (Ponta Grossa, São Gabriel, Assunção) e soerguimento a nordeste das serras marginais (Serra do Mar e Serra do Pantanal, Lineamento Transbrasiliano).

A baixa consistência das direções dos demais lineamentos pode ter diversas causas: deficiência no procedimento de análise, artefatos ou obscurecimento nos métodos de coleta de dados empregados, sutileza dos indicadores alinhados ou pouca movimentação tectônica. No caso das direções ENE-WSW e WNW-ESE, ou sejam, entre N60E e N120E, estão incluídas duas importantes direções estruturais, previamente designadas Piquiri, N65(+/-10)W, e Pitanga, N60 (+/-10)E. Nestas, a baixa reprodutibilidade pode ser atribuída a deficiência no procedimento de análise, pois a direção modal se divide entre esta classe e duas outras vizinhas, que englobam as direções modais próximas designadas Ivaí, N45(+/-10)W, e Paraná, N30(+/-20)E. Estas direções correspondem ainda a artefatos presentes nos diferentes mapas, pois coincidem com EW, direção de varredura das imagens de satélite e de interpolação dos dados gravimétricos e aeromagnetométricos. EW corresponde à Direção Paranapanema (Soares, 1991) e a

estruturas tênues com pouca movimentação apesar de reconhecidas no Quaternário. São estruturas que não correspondem a blocos crustais nem a fraturas profundas preenchidas por intrusões.

Já os traços nas direções NNW-SSE e NNE-SSW, identificados também em apenas uma ou duas das fontes de dados e, com pouquíssimas exceções, em mais de duas; têm relação com a natureza de cada levantamento, sendo influenciadas pela geometria e pelo método de aquisição, ou mesmo por limitações dos métodos utilizados, por serem muito próximas a NS, coincidindo com a órbita dos satélites e as linhas de vôo dos levantamentos aeromagnetométricos (Ferreira, 1982). Além disto, as fraturas conhecidas nesta direção têm pouca expressão, apesar de serem significativas no Paraná, correspondendo às direções Goioxin, N(15+/-10)W, e Itapirapui, NS.

Conforme destacado em "*Teste de concordância*", os lineamentos selecionados, quando usados para interromper a interpolação da posição espacial de superfícies estratigráficas, se revelaram importantes elementos estruturais, com rejeitos superiores a 500 m na Formação Irati. Este fato já era observado em mapa interpolado manualmente (Soares, 1991). Cerca de doze estruturas podem ser consideradas importantes interruptores da continuidade das camadas; em sua maioria são de direções noroeste e nordeste e já bastante conhecidas na literatura quando localizadas no flanco leste da bacia. Novas estruturas no flanco oeste e na parte central foram discriminadas como importantes elementos estruturais adicionais.

## 5.6 Conclusões

A superfície gerada para representar a base da Formação Irati mostra o forte condicionamento estrutural desta unidade aos lineamentos mapeados. As estruturas que influenciam significativamente a organização espacial atual da Formação Irati foram selecionadas como importantes na composição do novo mapa de lineamentos. A comparação entre os mapas das figuras 7 e 8 mostra que a presença das estruturas mapeadas segmentou a Formação Irati em grandes blocos tectônicos segmentados principalmente por lineamentos de direção noroeste, os maiores deslocamentos relativos estando na região do Arco de Ponta Grossa.

Os resultados da análise de contingência revelaram que as direções NW e NE apresentaram alto índice de concordância entre as diversas fontes. Nas direções NNE e NNW estes índices são muito baixos. As direções E-W e N-S apresentaram também baixos índices, possivelmente relacionados à elevada confusão entre lineamentos reais e artefatos

produzidos pela geometria da aquisição. Baixos valores das probabilidades são devidos ao fato de que na maior parte da área não existem alinhamentos, desta forma optou-se por calcular a chance (índice de concordância) contando apenas os elementos traçados.

A partir dos mapas de lineamentos gerados e das seções geológicas, verifica-se que a compartimentação estrutural do Sistema Aquífero Guarani dispõe as rochas em blocos tectônicos limitados por falhas, as quais certamente influenciam a sua hidrodinâmica. Com efeito, verifica-se que alguns destes blocos são limitados por falhas com aproximadamente 100 m de rejeito. Tendo o aquífero, em geral, espessura inferior a 100 m, pode-se concluir que tais falhas restringem o fluxo de água, delimitando células com diferentes tempos de residência e mineralização, o que acarreta, entre outras conseqüências, salinização e fechamento de poros. A presença de depósitos fluviais em poços próximos à calha da bacia e zonas de maior espessura pode corresponder ao embaciamento ou zoneamento faciológico.

Outra importante constatação é a espessura relativamente pequena da Formação Pirambóia como um alto sindeposicional a sul e sobre o atual arco de Ponta Grossa, o que pode indicar condicionamento da deposição a um paleorelevo.

O Aquífero Guarani corresponde a um conjunto de sistemas com muitas direções principais de correntes de circulação de fluidos. Tendo mapeadas as principais estruturas do aquífero, podemos caracterizar, regionalmente, a compartimentação estrutural das formações que o compõe e seu efeito no sistema.

## 5.7 Agradecimentos

Este trabalho foi apoiado pelo CNPq através de financiamento a pesquisa (Projeto SAG – Processo 473980;04-5). Ana Paula Soares agradece CNPq por bolsa de doutoramento (Processo 40885/2003-0). Michael Holz agradece ao CNPq por bolsa de produtividade em pesquisa (Processo 302666;04-4).

## 5.8 Referências Bibliográficas

- ARTUR, P.C. & SOARES, P.C. 2002. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n.4, p. 433-448, 2002.
- CAETANO-CHANG, M.R.; WU, F.T.; BRIGHETTI J.M.P. Caracterização eólica de arenitos da Formação Pirambóia, proximidades de São Pedro (SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991, São Paulo. **Atas...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991, v. 2, p. 53-58.

- GASTMANS, D. & KIANG, H.K. Avaliação da Hidrogeologia e Hidroquímica do Sistema Aquífero Guarani (SAG) no Estado de Mato Grosso do Sul. **Revista Águas Subterrâneas**, n. 19, p. 35-48, 2005.
- FERREIRA, F.J.F. Alinhamentos Estruturais-Magnéticos da Região Centro-Oriental da Bacia do Paraná e seu Significado Tectônico. In: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT, **Geologia da Bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos**. São Paulo: IPT, 1982, 1 ed., v. 1, p. 143-166.
- GOLDEN SOFTWARE. Surfer 8. Golden, Colorado, EUA, 2000.
- MACHADO, J.L.F. Compartimentação Espacial e Arcabouço Hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul. São Leopoldo, 2006. Tese (Doutorado) – Universidade do Vale do Rio dos Sinos.
- XAVIER, J. P. 1982. Structural study in the Paraná Basin, Brazil. São Paulo, Mapa não publicado,
- ROSA FILHO, E.F.; HINDI, E.C.; ROSTIROLLA, S.P.; FERREIRA, F. J.F.; BITTENCOURT, AV.L. Sistema Aquífero Guarani – Considerações preliminares sobre a influência do Arco de Ponta Grossa no fluxo das águas subterrâneas. **Revista Águas Subterrâneas**, n. 17, p. 91-112, 2003.
- SCHERER, C.M.S. Análise Estratigráfica e Litológica da Formação Botucatu (Eocretáceo da Bacia do Paraná) no Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1998. 230 p. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SOARES, A. P.; SOARES, P. C.; HOLZ, M.. Heterogeneidades Hidroestratigráficas do sistema Aquífero Guarani. (submetido a publicação na Ver. Bras. Geociências - Set/2007.
- SOARES, P.C. Tectônica Sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná - Controles. Curitiba, 1991. 148 p. Tese (Titularidade) - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.
- SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; CSORDAS, S.M. Análise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (radar-landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo: PAULIPETRO - Consórcio CESP/IPT; 1982. RT-342/82. 1982.
- XAVIER, J. P. 1982. Structural study in the Paraná Basin, Brazil. São Paulo: PAULIPETRO/BEICIP, 1982 (Inédito).
- ZALÁN, P.V.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; WOLFF, S; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T., NETO, E.V.S.; CERQUEIRA, J.R.; ZANOTTO, O.A.; PAUMER, M.L. Análise da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro: PETROBRAS/DEPEX/CENPES; 1986. Relatório GT – OS – 009/25.

## **6 VARIABILIDADE ESPACIAL NO SISTEMA AQÜÍFERO GUARANI: CONTROLES ESTRUTURAIS E ESTRATIGRÁFICOS**

Ana Paula Soares<sup>1</sup>, Paulo César Soares<sup>2</sup>, Daniel Fabian Bettú<sup>3</sup> e Michael Holz<sup>1</sup>

Artigo submetido à revista *Água Subterrânea* em 2007

(1)

PPGeo-UFRGS – pesquisador CNPq – Instituto de Geociências da UFRGS

(2)

PPGeol-UFPR – Professor Sênior

(3)

Consultor – Síntese Geologia

### **6.1 Resumo**

O Sistema Aquífero Guarani abrange seis estados brasileiros além de porções menores do Paraguai, do Uruguai e da Argentina. Consiste em sedimentos siliciclásticos mesozóicos predominantemente eólicos e fluviais das formações no Brasil denominadas Pirambóia e Botucatu, na bacia do Paraná. Quanto à compartimentação estratigráfica, o sistema conta com três unidades de fluxo regionais principais identificadas e denominadas conforme as fácies genéticas: duna, interduna e canal. A compartimentação estrutural do aquífero foi definida a partir da integração de mapas morfoestruturais previamente publicados, traçados por interpretação de imagens de radar, satelitárias, modelos digitais de elevação e mapas regionais aeromagnetométricos e gravimétricos. O objetivo deste trabalho foi verificar a influência das compartimentações estrutural e estratigráfica na hidrodinâmica e hidroquímica regional do aquífero. Para as unidades de fluxo foi possível inferir a condutividade hidráulica média do sistema com base na seleção granulométrica, tamanho médio dos grãos e argilosidade dos sedimentos. Os dados de topo e base das unidades hidroestratigráficas foram interpolados utilizando alinhamentos estruturais como linhas de quebra. A partir da definição das unidades de fluxo e da compartimentação estrutural do sistema e conhecendo suas variações espaciais, foi possível identificar e calcular seu fluxo potencial dinâmico, o que permitiu constatar a forte influência estrutural na sua hidrodinâmica e hidroquímica. Como resultado, tem-se os mapas de fluxo potencial e de direção de fluxo, que contribuem para o mapeamento das áreas preferenciais de recarga e descarga por mostrarem o zoneamento dos valores de condutividade hidráulica e os controles das entradas e saídas do sistema.

Palavras-Chaves: Unidades de Fluxo, Compartimentação, Fluxo Potencial, Estrutural, Estratigráfico, Bacia do Paraná e Aquífero Guarani.

## 6.2 Abstract

*The Guarani Aquifer System includes six Brazilian states and smaller areas in Paraguay, Uruguay and Argentina. It consists predominantly of Mesozoic siliciclastic sediments of aeolian and fluvial origin in Brazil referred to as the Pirambóia and Botucatu formations, in the Parana Basin. Regarding its stratigraphic compartments, the aquifer presents three main flow units that are identified and named after the genetic facies: dune, interdune and channel ones. The structural compartmentation of the aquifer was defined from integration of previously published morphostructural maps drawn from radar, satellite, digital elevation model, and also regional aeromagnetometric and gravimetric data. The main goal of the present study was to establish the structural and stratigraphical control of the aquifers regional hydrodynamics and hydrochemistry. From the flow units identified, the mean hydraulic conductivity of the aquifer was determined based on its sediments selection, granulometric and clay content. Top and bottom values of the hydrostratigraphic units were interpolated by using structural lineaments as break lines. Once the flow units and the structural compartmentation of the aquifer were defined and its spatial variations known, its dynamic potential flow patterns were identified, which revealed the strong structural influence on its hydrodynamics and hydrochemistry. The potential flow maps and the flow direction maps obtained may help in the delimitation of preferential recharge and discharge areas as they depict a hydraulic conductivity zoning and the structural and stratigraphic control of the systems input and output.*

*Keywords: flow units, compartmentation, potential flow, structural, stratigraphic,Paraná Basin, Guarani Aquifer*

## 6.3 Introdução

O Sistema Aquífero Guarani se estende por mais de 1.200.000 km<sup>2</sup>, principalmente em seis estados brasileiros, mas também em porções menores no Paraguai, Uruguai e Argentina (Figura 1). Consiste em depósitos siliciclásticos mesozóicos predominantemente eólicos e fluviais das formações Pirambóia e Botucatu, no Brasil, Misiones no Paraguai e na Argentina e Taquarembó no Uruguai. Sua disposição espacial forma um extenso embaciamento compartimentado por arcos, flexuras, falhas e diques de diabásio

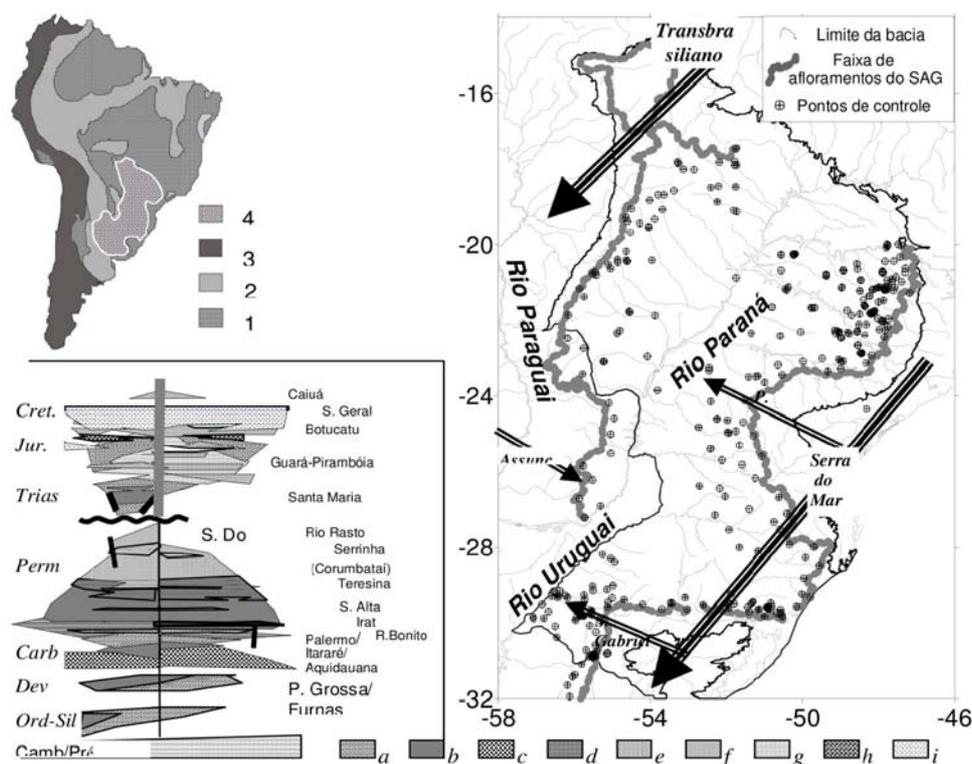


Figura 1. Localização da Bacia do Paraná no contexto geotectônico da América do Sul: Bacia do Paraná e *Chaco-Paranense* (4); Zona Andina e Patagônia, deformações paleozóicas (3); Bacias sedimentares (2); Embasamento Pré-Cambriano (1), com a distribuição estrati-gráfico das suas rochas: arenitos fluviais (a), pelitos (b), glaciais (c), siltitos (d), Arenitos deltaicos (e), arenitos eólicos (f), arenitos interdunas (g), conglomerados (h) e basaltos (i). À direita, a faixa de afloramento da principal unidade do Sistema Aquífero Guarani, a formação Botucatu e unidades a ela correlatas.

na bacia intracratônica do Paraná, entidade flexural de interior continental desenvolvida predominantemente no Paleozóico. Rochas paleozóicas marinhas, continentais, costeiras e glaciais formam o substrato sobre o qual se acumularam os sedimentos do aquífero.

Na fase inicial de evolução, no sul do Brasil e no Uruguai pequenos grabens permitiram a acumulação de sedimentos sob climas frios e áridos. Posteriormente, sobre uma discordância pós-rifte, acumularam-se sedimentos de um sistema desértico com uma fase árida e outra super-árida, os quais viriam a ser recobertos por mais de 1.800 m de imensos derrames basálticos durante os principais eventos tectônicos e magmáticos que afetaram o conjunto de reservatórios do aquífero. No Cenozóico, novos movimentos tectônicos causaram soerguimentos na margem continental sudeste da América do Sul, tais como os da Serra do Mar, do Brasil Central (Flexura de Araxá), dos terrenos transbrasilianos, e também dos arcos de Ponta Grossa, São Gabriel e de Assunção.

O primeiro mapa potenciométrico do Sistema Aquífero Guarani, traçado por Gilboa *et al.* (1976), indica que as áreas de recarga estariam localizadas principalmente em

zonas de afloramento, com fluxo para o eixo central da Bacia do Paraná, enquanto que uma zona de descarga estaria localizada na região sudoeste desta, no Estado do Rio Grande do Sul. Tal avaliação, baseada em níveis potenciométricos e essencialmente estática, não considerava diferenças na compartimentação estrutural. Diversos trabalhos tratam da estruturação tectônica do Sistema Aquífero Guarani, tanto durante como após a deposição das formações que o compõem. Entretanto, os dados utilizados na composição dos mapas trazidos por tais trabalhos não vinham sendo aproveitados a ponto de permitir a definição dos contornos dos diferentes blocos estruturais presentes.

Com base nos extensos lineamentos presentes, nas profundidades do topo da Formação Botucatu obtidas a partir de poços de água (SIAGAS, CPRM) e de petróleo (Petrobras, Paulipetro, 1982), e em dados de altitude na faixa de afloramento (Soares *et al.*, 2007a), foi possível estabelecer aqui uma compartimentação estrutural do Sistema Aquífero Guarani. Esta compartimentação permitiu definir os principais componentes estruturais regionais e, a partir destes, suas principais implicações no fluxo potencial do sistema aquífero, numa abordagem dinâmica. As unidades de fluxo do aquífero já haviam sido estabelecidas previamente, com base na análise de seqüências e na arquitetura de fácies por, Soares *et al.*, (2007b, em publicação). O exame das implicações desta compartimentação estrutural no fluxo potencial e na delimitação de zonas de recarga e descarga constitui o principal objetivo do presente trabalho, o qual apresenta um modelo dinâmico de ajuste do sistema aquífero às condições impostas pela estratigrafia e pela estruturação geológica na sua condutividade hidráulica.

## 6.4 Métodos e Procedimentos

### 6.4.1 Vazão potencial

A análise proposta considera que o aquífero é confinado, e que o seu potencial hidráulico estático tem variação homogênea e é sustentável pelo fluxo de longo prazo. No curto prazo e localmente, sua capacidade de escoamento e seu potencial de vazão dependeriam da permeabilidade hidráulica, da espessura da seção e do mergulho do reservatório.

Considera-se, pelo princípio de conservação de energia, na forma da equação de Bernoulli, que as somas das pressões estáticas (hidrostática e de fluido) e dinâmicas (velocidade) entre diferentes pontos devam ser iguais. Diferenças entre estas somas são devidas à perda de energia por fricção, que provoca rebaixamento da pressão de fluido

ou da superfície potenciométrica. Se entre dois pontos de um setor houver um gradiente de altitude maior que entre dois pontos de outro setor, maior será a diferença de pressão de fluido ou de velocidade de fluxo.

Havendo aumento da área da seção (espessura) sob pressão hidrostática constante, haveria redução da pressão de fluido potencial hidráulico ou aumento da vazão. Se a variação da velocidade de fluxo for nula por limitação da vazão na descarga, maior será a diferença de pressão entre os pontos e, havendo desconfinamento, maior será a velocidade de fluxo. A diferença de velocidade de fluxo entre os dois pontos será proporcional às diferenças de pressão estática e potencial. No presente estudo, considerou-se como vazão potencial esta diferença de pressão de fluido, conversível, em caso de desconfinamento, em diferença de velocidade e de vazão.

A variação da pressão entre dois pontos, desconsiderando o atrito e variações de vazão, é dada por:

$$\Delta p/\Delta x + (\rho/2).\Delta(v^2)/\Delta x + \Delta z/\Delta x.\rho g = 0$$

onde  $\rho$  é a densidade do fluido,  $v$  é a velocidade do fluxo e  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\Delta p$  é a variação de pressão,  $\Delta z$  é o desnível e  $\Delta x$  é a distância horizontal entre os pontos. Isto significa que variações anômalas de declividade provocam variações anômalas na velocidade de fluxo, logo vazão, ou no potencial hidráulico.

A partir do gradiente vertical ( $\Delta z/\Delta x$ ) gerado pelo condicionamento estrutural e da condutividade hidráulica das unidades de fluxo mapeadas, foi estimada a vazão para uma área ( $A$ ) de base igual a 1 m (em linha perpendicular ao máximo gradiente) e altura igual à espessura da unidade.

Desta forma, o potencial de descarga, ou de fluxo, é dado por:

$$Q = (K.e) * \nabla h$$

$$Q = T * \nabla h$$

onde  $K$  é condutividade hidráulica e  $e$  é igual à espessura. O produto de  $(K.e)$  foi substituído por  $T$ , que equivale à transmissividade.  $h$  é o gradiente vertical  $dz/dx$ , ou seja, a declividade do topo do aquífero.

Sendo a transmissividade o produto da condutividade hidráulica horizontal pela espessura do aquífero, no caso de múltiplas unidades de fluxo ela será dada por:

$$T = \int_a^b K. dz$$

onde  $K$  = condutividade horizontal;  $a$  = cota da base e  $b$  = cota do teto do aquífero.

Considerando  $P_{DU}$  (Pirambóia-dunas),  $P_{ID}$  (Pirambóia-interdunas) e  $B_{DU}$  (Botucatu-dunas) como as principais unidades de fluxo das unidades hidroestratigráficas Sistema Aquífero Guarani, temos:

$$T = Z(1/m.K_{ID} + 1/n.K_{DU})$$

para a Unidade Pirambóia e

$$T = Z.K_{DU}$$

para a Unidade Botucatu, sendo  $1/m$  a fração da espessura total com  $P_{ID}$  e  $1/n$  a fração com  $P_{DU}$ .

Os valores de condutividade das diferentes unidades hidroestratigráficas foram obtidos a partir dos valores de permeabilidade do quadro abaixo (Soares *et al.*, 2007b). Com base nestes valores e adotando apenas três faixas de valores para associações de unidades com distribuição regional, a condutividade hidráulica considerada foi:  $P_{DU}$ ,  $10^{-6}$  m/s (100 mD);  $P_{ID}$ ,  $10^{-7}$  m/s (10 mD) e  $B_{DU}$ ,  $10^{-5}$  m/s (ou 1.000 mD).

Quadro 1. Principais unidades hidroestratigráficas do Aquífero Guarani e valores estimados de permeabilidade.

unidade hidroestratigráfica	Formação Botucatu		Formação Pirambóia			
	eólico	aluvial	eólico		aluvial-fluvial	
unidade de fluxo	B <sub>DU</sub> ,ID	BCH	P <sub>DU</sub>	P <sub>ID</sub>	PCH	FF
permeabilidade hidráulica (mD)	100-1000	3-10	30-100	10-30	3-10	3-10

#### 6.4.2 Correção da estratificação cruzada

A unidade de fluxo Duna da Formação Botucatu ( $B_{DU}$ ) é homogênea e contínua porém anisotrópica devido à presença de estratificações cruzadas de ângulo relativamente elevado ( $20^\circ$  de mergulho médio). É possível, entretanto, aplicar-lhe a seguinte correção: sendo  $K_{ep}$  a condutividade hidráulica paralela aos estratos unimodais com lâminas de granulometria altamente selecionada, e  $K_{et}$  a condutividade hidráulica ortogonal à laminação, então podemos considerar um fator exponencial de retardo  $f_R$  de  $K_{et}/K_{ep}$ . Este fator será maior ou menor conforme a obliquidade  $\alpha$  entre o fluxo e a estratificação, podendo ser representado por  $f_R \cdot \text{sen}(\alpha)$ . Logo, a condutividade na estratificação corrigida ( $K_{e(\alpha)}$ ) é dada por:

$$K_{e(\alpha)} = K_{ep} \cdot f_R \cdot \text{sen}(\alpha)$$

Pelas relações estruturais entre os planos de estratificação e o mergulho aparente, na direção  $\Theta$ , onde  $\Theta$  é o ângulo entre as direções de mergulho máximo e de fluxo, o ângulo aparente de mergulho ( $\alpha_a$ ) pode ser obtido por

$$\alpha_a = \text{arc tg}(\text{tg } \alpha \cdot \cos \Theta)$$

Considerando um mergulho médio da estratificação dunar de  $20^\circ$ ; um fator de

retardo máximo de  $f_r = 0,1$ , valor geralmente aceito de uma ordem de grandeza para uma classe granulométrica adicional (Davis, 1986); um fluxo na direção de mergulho,  $\Theta = 0$ ; e uma variação exponencial da condutividade,  $\log K_{e(\alpha,\Theta)} = \log K_{ep} + \log f_r \cdot \text{sen}(\alpha_a)$ .

Os valores de permeabilidade máxima atribuídos à unidade Botucatu dunar foram de  $10^3$  mD no máximo e  $10^2$  no mínimo, que correspondem, respectivamente, a uma condutividade hidráulica de  $10^5$  e  $10^{-7}$  m/s.

A direção de estratificação, ortogonal à direção média de mergulho, estimada por interpolação numa malha, varia entre  $0^\circ$  e  $180^\circ$ . Na interpolação, o ângulo foi duplicado a fim de evitar resultados irrealistas: uma interpolação entre  $10^\circ$  e  $170^\circ$  com ângulo não duplicado resultaria em  $90^\circ$  e não nos  $180^\circ$  esperados. Duplicando o ângulo, teríamos  $20^\circ$  e  $340^\circ$ , com média correta de  $360^\circ/2$ .

Para o cálculo do fluxo potencial foi adotada a correção direcional da condutividade com a direção média da estratificação, substituindo  $K$  por  $K_{e(\alpha,\Theta)}$ .

## 6.5 Organização Estratigráfica do Aquífero Guarani

Sendo o principal aquífero regional da América do Sul, o Sistema Aquífero Guarani consiste principalmente em formações psamíticas, com uma espessura total máxima de 600 m. Não se trata um conjunto homogêneo de arenitos, mas sim de associações faciológicas cujos elementos arquitetônicos e geométricos o compartmentam em diferentes unidades de fluxo.

Estas unidades de fluxo apresentam diferentes valores de condutividade hidráulica que determinam, conseqüentemente, um comportamento hidrodinâmico e hidroquímico diferencial ao aquífero. A análise estratigráfica destas unidades a partir de dados de campo e registros litológicos e geofísicos de poços exploratórios de óleo e de água permitiu construir um modelo de sistemas deposicionais e de distribuição espacial das propriedades dos reservatórios. O aquífero pode ser dividido em três unidades de fluxo principais: duna, Interduna e canais fluvial e, secundariamente: crevasse, lacustre e planície de inundação (Soares *et al.*, 2007b). As características faciológicas e de distribuição granular das unidades de fluxo permitem inferir suas respectivas porosidades e permeabilidades efetivas.

A principal unidade de fluxo presente é a unidade duna da formação Botucatu ( $B_{DU}$ ), por sua continuidade e extensão regional. Seguem-na em importância as unidades duna das formações correlatas Pirambóia ( $P_{DU}$ ) e Guará, de grande extensão regional, interdi-



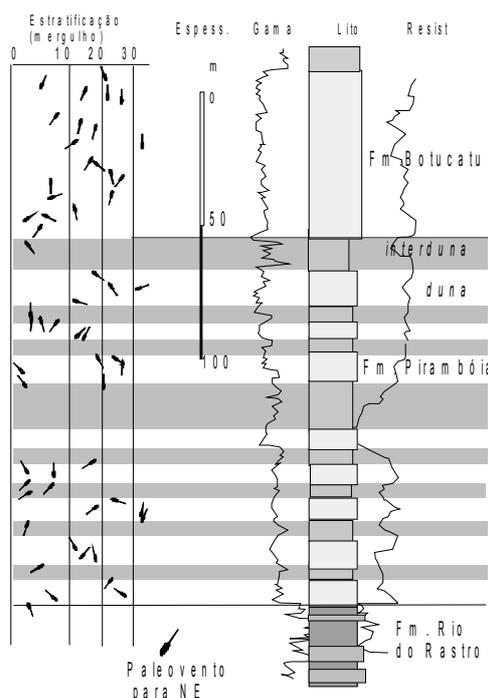


Figura 3. Exemplo típico da organização estratigráfica, das propriedades geométricas, das fácies e da estratificação no Sistema Aquífero Guarani dominantes na Bacia do Paraná. Poço de Taciba, sul do Estado de São Paulo. Na base o aquícluído formado pela formação pelito-arenosa Rio do Rastro; no topo pelos basaltos Serra Geral.

empregados pelos diferentes autores (Soares *et al.* 2006; 2007c).

No arranjo estrutural, destacam-se as estruturas típicas da bacia do Paraná: grandes estruturas homoclinais regionais, arcos e depressões, além de extensas zonas de falhas NW-SE e NE-SW e, subordinadamente, NS e EW, e, por fim, os complexos de diques NW (Soares 1974; Soares *et al.*, 1982; Zalán *et al.* 1986). Uma vez mapeados os grandes lineamentos que afetam o aquífero e caracterizados seus efeitos na variação de espessura (Figura 4), foi possível avaliar regionalmente o efeito da compartimentação estrutural sobre o sistema aquífero.

Uma importante feição é a zona de pequena espessura das duas unidades do sistema aquífero na região do atual Arco de Ponta Grossa controlada por falhas NW, a qual indica um possível controle tectônico na deposição das formações Pirambóia e Botucatu. As porções axial e oeste da Bacia do Paraná se notabilizam pela maior espessura da Formação Pirambóia. Outras três regiões com espessuras maiores são marcantes: uma correspondendo a grande parte do estado de São Paulo, uma no leste de Santa Catarina e outra no oeste do Paraná, esta última delimitada por falhas.

Os mapas de contorno estrutural destas duas unidades (figuras 5a e 5b) são semelhantes e revelam blocos altos e baixos que compartimentam o aquífero. Dois blocos baixos ficam evidenciados no oeste do Paraná e no sudoeste de São Paulo, isolando os

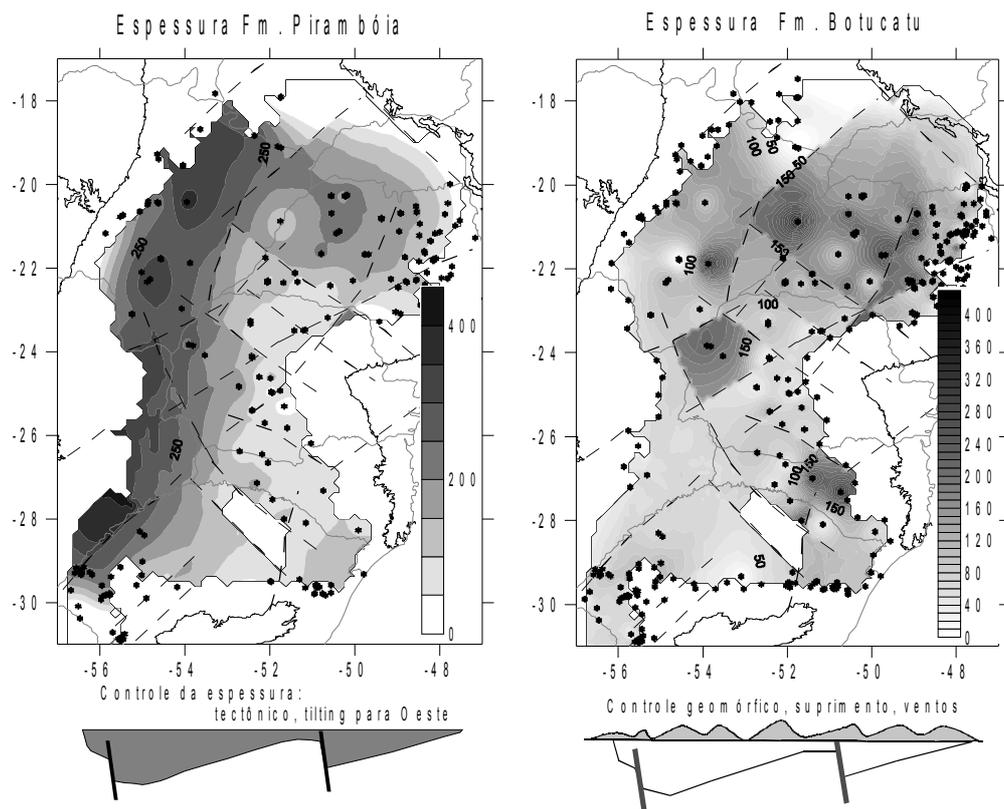


Figura 4. Mapa de compartimentação estrutural (Soares et al. 2007) e a influência desta na espessura das unidades Pirambóia e Botucatu. Observa-se o forte controle de algumas estruturas, a assimetria da espessura da Formação Pirambóia e os sítios isolados de espessamento da Formação Botucatu, possivelmente correspondentes a campos de ergs.

compartimentos ao colocar lado a lado aquífero e aquíclude. Observa-se a tendência das camadas dos blocos altos a serem menos espessas, possivelmente devido ao controle tectônico durante a deposição. Entretanto, a tectônica posterior foi mais efetiva, se superpondo e predominando na configuração dos compartimentos até o isolamento destes, como pode ser visto nas seções geológicas (Figura 6), construídas a partir dos mapas de contorno das unidades e do topo do relevo.

Nos blocos mais baixos, as unidades-reservatórios estão em contato lateral com o aquíclude representado pela Formação Rio do Rastro. Este condicionamento espacial e geométrico gera células isoladas ou com circulação restrita delimitadas por falhas. As espessuras e as relações espaciais são representadas por camadas descontínuas na seção estrutural, o que mostra que o aquífero não corresponde a um reservatório contínuo, mas sim a um sistema compartimentado em blocos limitados por grandes lineamentos, diferentemente do observado nas seções apresentadas por Araújo *et. al.* (1999). Os blocos mais profundos ficam localizados no sudoeste de São Paulo e no oeste do Paraná, onde a cota do aquífero chega a mais de 1.000 m.

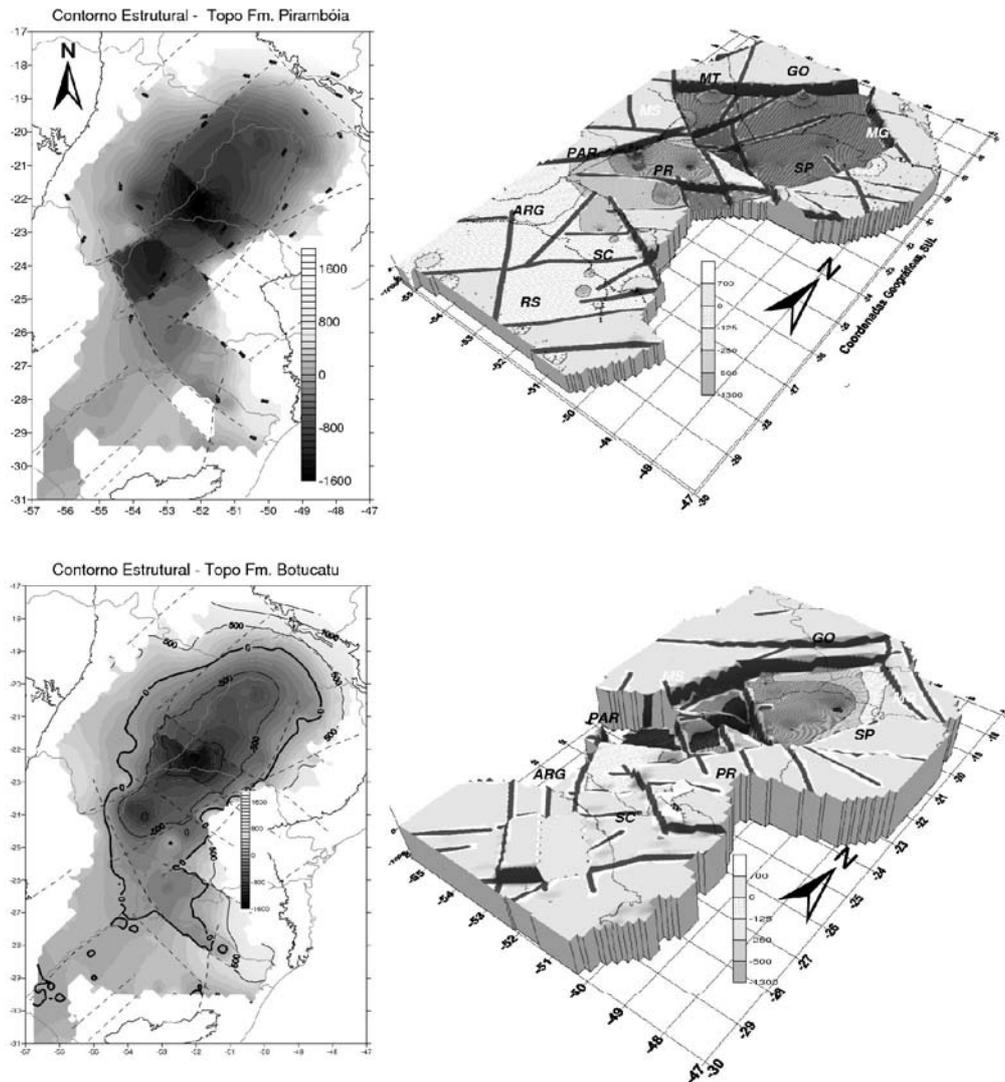


Figura 5. Mapas de contorno estrutural das formações Pirambóia e Botucatu (Soares et. al. 2006) e Imagem 3D da compartimentação estrutural modelizada para o SAG interpolação pelo inverso da distância, com descontinuidade nos lineamentos. Falhas principais, com base em gravimetria, magnetometria, imagem e mosfoestruturas. Observa-se o embaciamento decorrente do soerguimento das margens e arcos e a presença de blocos baixos na calha do Paraná. O mapa mostra compartimentos bastante isolados, especialmente nas partes oeste de São Paulo e do Paraná.

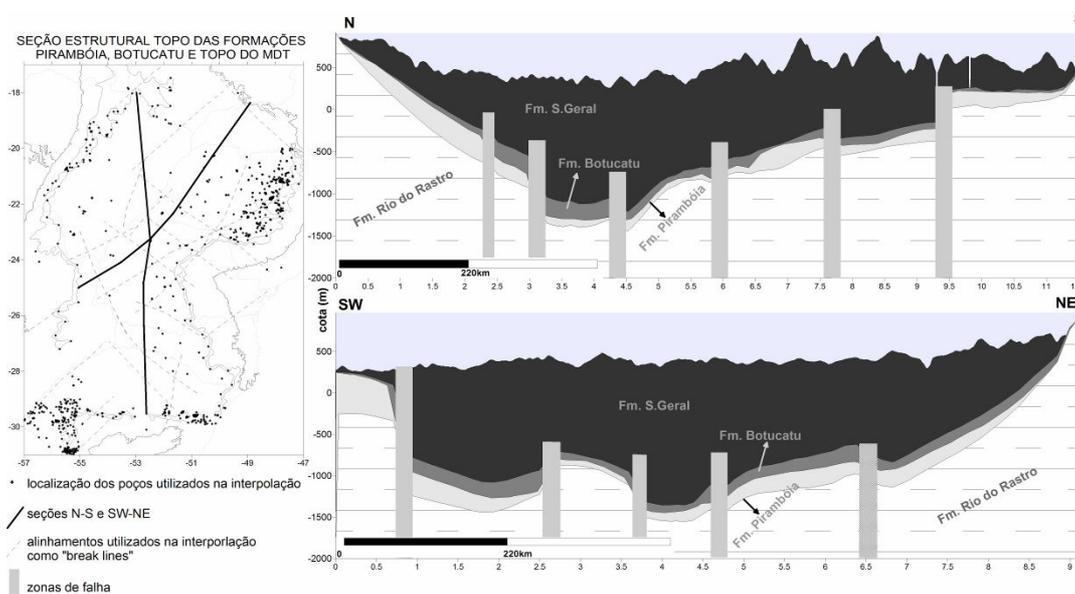


Figura 6. Seções estruturais segundo Soares et. al., 2006. Os rejeitos estimados em algumas zonas de falhas isolam o Sistema Aquífero Guarani.

## 6.7 Implicações Hidrodinâmicas no sistema Aquífero Guarani

### 6.7.1 Fluxo regional potencial

A análise hidrodinâmica foi feita para as duas unidades hidroestratigráficas principais, Pirambóia (e unidades equivalentes, mais a Formação Santa Maria) e Botucatu, com uma simulação adicional para a unidade Botucatu. As diferenças de porosidade e de permeabilidade granular entre o aquífero e as unidades basais e de topo é tão grande que é possível considerá-lo como confinado entre aquícludes diferentes, nos quais a permporosidade é predominantemente fissural.

Os valores de condutividade destas unidades foram utilizados para modelar o potencial de fluxo do aquífero. Elas apresentam grandes variações de espessura na bacia, de até 150 m na Formação Botucatu e de 20 a 300 m na a Formação Pirambóia, associadas à subsidência diferencial, especialmente numa faixa alongada a oeste da calha do Rio Paraná.

Para calcular o mapa vazão potencial, foi operado o produto do *grid* de espessura ( $e$  = diferença de cota do topo e da base, corrigida para a inclinação local) pela condutividade hidráulica ( $K$ ) da unidade de fluxo, obtendo-se, assim, os valores de transmissividade  $T$ . O resultado foi multiplicado pelo *grid* de gradientes da superfície de topo do reservatório.

No cálculo de transmissividade para a Formação Pirambóia, as espessuras das unidades de fluxo ( $P_{DU}$  e  $P_{ID}$ ) não foram mapeadas separadamente. Considerando as seções medidas

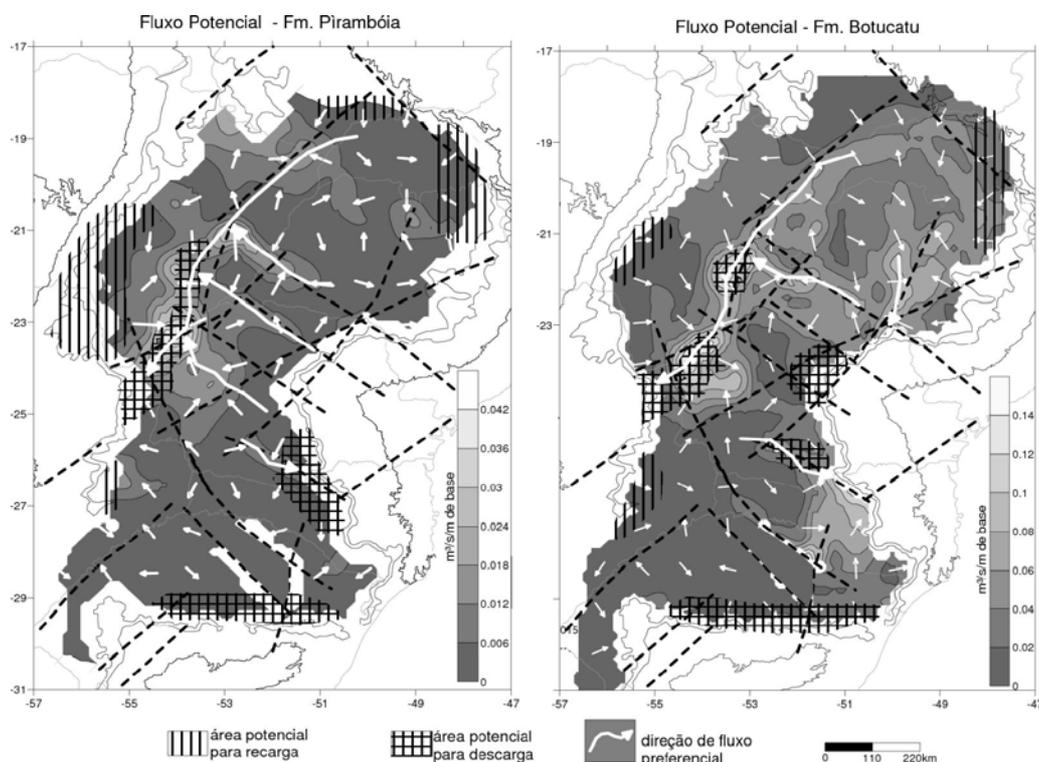


Figura 7. Mapa de fluxo potencial calculado para as unidades hidroestratigráficas Pirambóia (a) e Botucatu (b), considerando os grandes lineamentos estruturais, a declividade, a espessura e a condutividade hidráulica máxima do aquífero.

nas faixas aflorantes e perfis de poços examinados, admitiu-se uma mesma proporção de espessura para DU e ID, conforme a Figura 3. Já no caso da unidade Botucatu, apenas a unidade de fluxo  $B_{DU}$  foi considerada, por ser extensivamente dominante e homogênea.

Os mapas de fluxo potencial das duas unidades são semelhantes na geometria e na direção do fluxo, porém diferentes no potencial do fluxo (Figura 7). A unidade Botucatu atinge maiores vazões potenciais, de até  $0,048 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ , ou seja, cerca de quatro vezes os maiores valores correspondentes da Formação Pirambóia, de  $0,01 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . Este resultado mostra a imposição das propriedades faciológicas na velocidade do fluxo.

Em média, as faixas aflorantes apresentam vazão potencial de descarga de  $0,005 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $5 \text{ l/s}$ ) por metro linear de extensão lateral. Numa faixa aflorante de  $200 \text{ m}$  de espessura e  $10 \text{ km}$  de largura, o fluxo potencial permitiria a descarga ou recarga de  $50 \text{ m}^3/\text{s}$ . As células de circulação do fluxo também são controladas por extensos lineamentos e pela variação de espessura. Observa-se um maior volume de água em circulação na calha da bacia. Esta situação contrapõe blocos com velocidades de fluxo diferenciadas, configurando subsistemas no interior do aquífero, os lineamentos atuando como canais de integração entre os blocos.

### 6.7.2 Ajustes adicionais: lineamentos e estratificação

Um segundo ajuste aplicado diz respeito ao retardo provocado pela obliquidade entre o gradiente vertical e a direção da estratificação, e também ao efeito da consideração de alguns lineamentos adicionais. A avaliação dos resultados apresentados na Figura 8 indica que uma parte da variabilidade do fluxo potencial não estaria associada à presença de lineamentos, mesmo em alguns locais em que a relação parece evidente, dada, especialmente, a ausência destes. Em virtude disso, mais lineamentos foram considerados no modelo estrutural, os valores de fluxo tendo sido recalculados. Este segundo modelo estrutural foi construído após a correção de alguns lineamentos considerados efetivos no deslocamento dos blocos estruturais e que não haviam sido considerados originalmente. Apesar de mantido o mesmo arcabouço, as direções e as localizações dos lineamentos em relação aos poços foram levemente ajustadas. Isto não acarretou mudanças significativas de padrão, mas apenas um refinamento do modelo. O novo arcabouço obtido a partir deste modelo foi utilizado na interpolação dos valores do *grid* de fluxo potencial.

Na correção do módulo do vetor de fluxo potencial, foi considerada também a obliquidade do gradiente máximo em relação à atitude do plano de estratificação modal ou média. Foi adotado um mergulho médio de 20° para a estratificação, as direções usadas estando representadas no mapa da Figura 4 a partir de dados de diferentes autores (Bigarella e Salamuni, 1967; Assine *et al.* 2004, Scherer e Lavina 2005; Soares *et al.* 2007a) e dos levantamentos realizados para este projeto.

Conforme descrito no item *Correção da Estratificação Cruzada*, acima, a interpolação foi feita com duplicação do ângulo de direção (*strike*), o que foi corrigido por divisão ao final do processo. Este é um procedimento adequado, uma vez que o que importa é a direção da estrutura, sendo ele empregado para evitar que orientações próximas a 0° e 180° se combinem gerando médias ortogonais (90°, EW) quando o esperado seria NS, ou seja, próxima de 0° ou 180°. Duplicando-se o ângulo, 0° e 180° somam 360°, que divididos por dois resultam nos 180° esperados.

A direção e a magnitude do fluxo no novo mapa (Figura 6) são significativamente diferentes em algumas áreas, especialmente naquelas onde o gradiente é quase transversal à estratificação. Na maioria das celas, o fluxo se mantém similar. De qualquer forma, a variabilidade da magnitude e do rumo do fluxo potencial é significativa e permite identificar claramente as zonas de recarga e descarga.

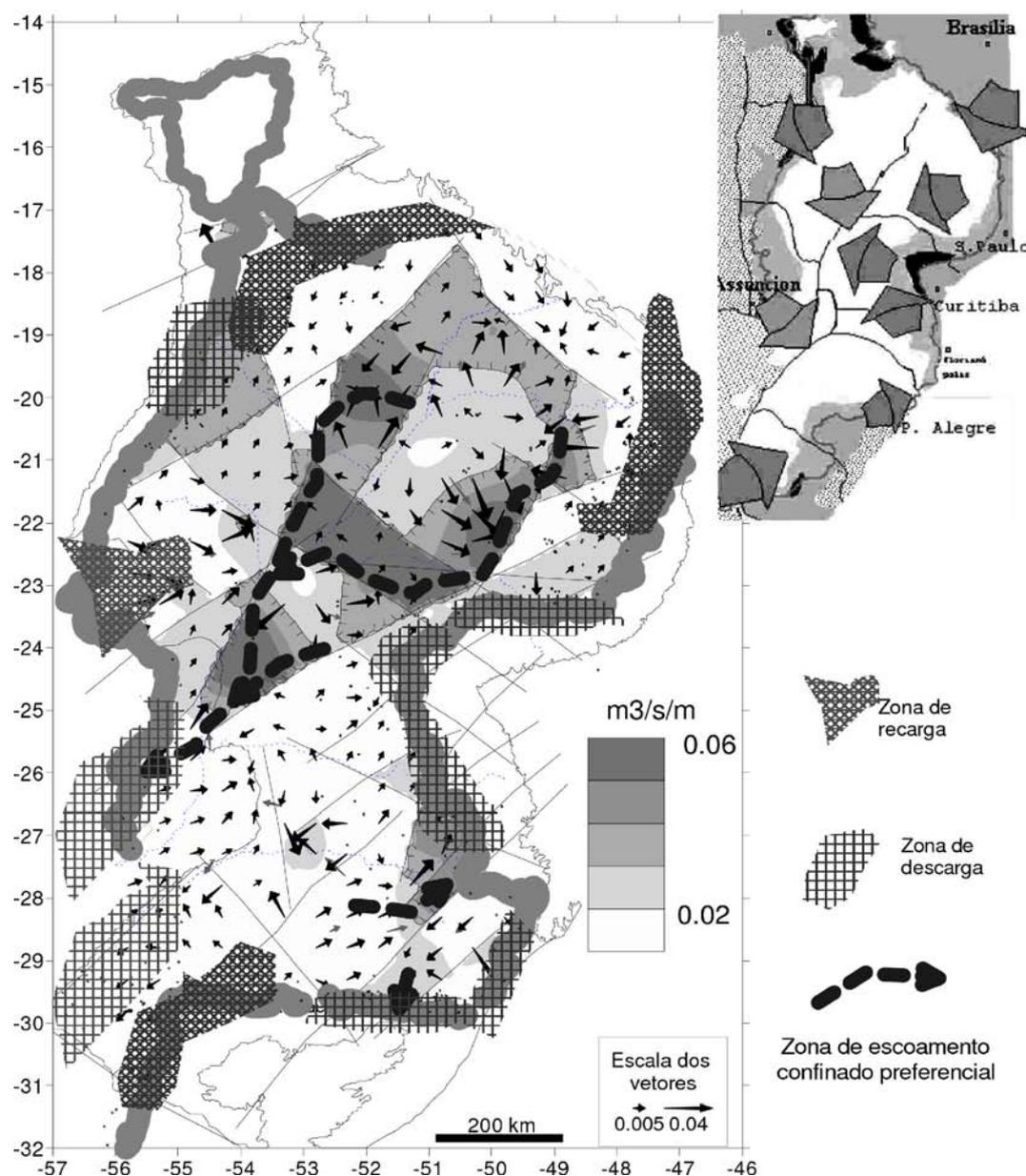


Figura 8. Direções e valores de fluxo potencial na unidade Botucatu corrigidos considerando o novo arcabouço estrutural e a atitude das estratificações cruzadas modais, conforme o mapa índice inserido; elementos considerados: H = espessura, ortogonal; d = descontinuidade; a = atitude estrutural (gradiente); b = atitude da estratificação cruzada; e m = largura lateral (=1m).

### 6.7.3 Diferenças nas Propriedades Físicas

Uma análise dos valores de resistividade e de potencial espontâneo obtidos a partir de 30 poços para Petróleo na porção centro-sul da bacia, nos quais os dados se mostraram mais confiáveis, permite confirmar o isolamento de alguns blocos. Os valores de potencial espontâneo (SP) e de resistividade (R) da zona invadida (Rox) e de formação (Ro) das unidades Pirambóia e Botucatu Foram tomados separadamente a partir de perfis geofísicos e corrigidos. Considerando estas variáveis e também a profundidade, uma

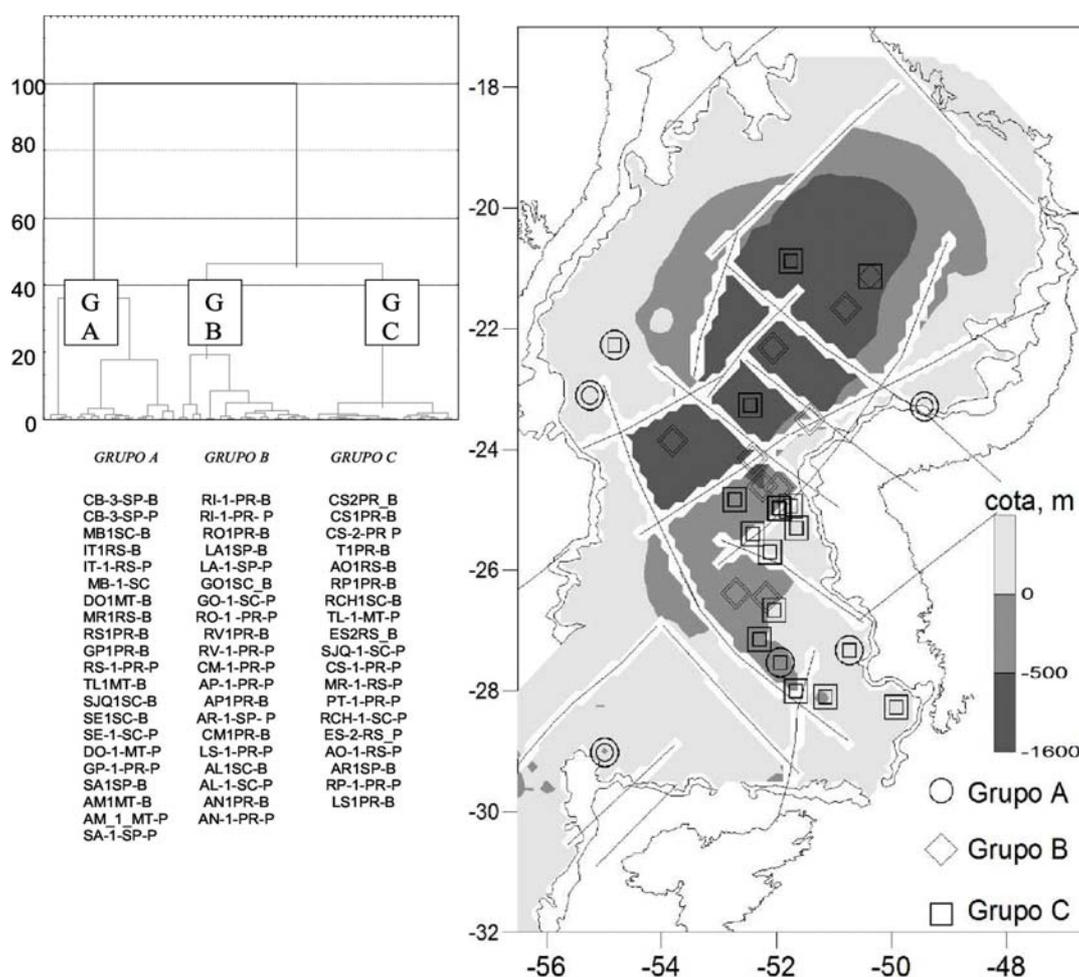


Figura 9. Agrupamento das propriedades físicas do Sistema Aquífero Guarani em diversos poços para petróleo, para as unidades Pirambóia (P) e Botucatu (B) — Escala em distância euclidiana em (%). Os grupos A, B e C, representados pelos poços indicados, estão plotados no mapa de contorno estrutural do topo do aquífero. Os símbolos externos representam a Formação Botucatu, e os internos a Formação Pirambóia.

análise de agrupamento mostra a existência de três grupos principais (A, B, C). Os resultados estão plotados sobre os mapas de compartimentos (Figura 9).

Em que pesem as restrições ao agrupamento assim obtido, observa-se que B corresponde tipicamente a blocos profundos isolados em que o aquífero está abaixo do nível do mar, com valores mais negativos de SP e valores menores de R indicando águas mais ricas em sólidos dissolvidos. O Grupo A corresponde a um grupo de reservatórios com águas de baixo SP e elevada resistividade presentes em cotas acima do nível do mar e próximas às bordas da bacia. O grupo C ocorre em zonas intermediárias. Estes resultados também mostram que, embora as diferenças entre as unidades Pirambóia e Botucatu sejam significativas, a variação estrutural exerce um controle maior que o estratigráfico, de forma que, com arranjos diferentes em diferentes blocos, estas duas unidades, apesar de apresentarem valores diferentes, compõem um mesmo agrupamento.

## 6.8 Discussão dos Resultados

Os alinhamentos próximos ao Arco de Ponta Grossa delimitam as menores espessuras, indicando um condicionamento estrutural sin-deposicional. Eles também separam o Sistema Aquífero Guarani em dois grandes domínios potenciométricos, delimitação esta já observada por Araújo *et al.* (1999) e Rosa Filho *et al.* (2003) e associada à presença de diques de diabásio. Os resultados aqui obtidos mostram, em linhas gerais, uma similitude com tais domínios: zonas de recarga no domínio norte, com fluxo de água centrípeto em direção ao centro da bacia e para sul.

Entretanto, a introdução da compartimentação estrutural, dos mergulhos das unidades e do estrangulamento do aquífero nas zonas de falha na avaliação do fluxo revela uma complexidade maior, ficando a direção do fluxo regida pela direção de maior gradiente estrutural. Os vetores no mapa da Figura 7 indicam a direção do fluxo, sugerindo zonas preferenciais de recarga do aquífero nas faixas aflorantes ao norte (Mato Grosso do Sul e Goiás), nordeste (São Paulo) e a oeste da Bacia do Paraná (Mato Grosso do Sul).

Como zonas de descarga preferenciais, os vetores indicam a região sudoeste do aquífero, no Paraguai, ao longo do Rio Paraná (Figura 7). Descargas secundárias estariam nas regiões aflorantes do flanco sul do Arco de Ponta Grossa e na Depressão Periférica no Rio Grande do Sul.

Na escala adotada, os resultados obtidos não estão representados com precisão suficiente, conquanto o estudo tenha sido realizado com base em dados consistentes e selecionados de sínteses regionais, as quais permitem visualizações gerais do potencial das águas subterrâneas e comparações entre as diferentes unidades hidroestratigráficas presentes.

Comparando os resultados finais apresentados nos mapas das figuras 5 e 6, observa-se que as áreas identificadas com zonas de recarga, descarga e fluxo concentrado são aproximadamente as mesmas. As propriedades consideradas, quais sejam a condutividade hidráulica e a espessura das unidades, juntamente com os lineamentos presentes, o gradiente hidráulico e a obliquidade entre este e a estratificação cruzada determinam a tendência geral de direcionamento do fluxo para a calha da bacia, onde estão as zonas de maior potencial de fluxo representadas nos mapas da Figura 7.

Diversos setores da bacia mostram um zoneamento de descarga pouco esperado, como a área do Arco de Ponta Grossa e a área norte de Camapuã no Mato Grosso do Sul. No Nordeste do Rio Grande do Sul, o topo do aquífero está ao nível do mar. Na Serra

Geral, as abundantes nascentes de rios caudalosos como o Maquiné e o Três Forquilhas podem ser beneficiárias da descarga do aquífero, alimentando extensas lagoas na planície litorânea. Na parte central do Rio Grande do Sul, o aquífero se encontra, em grande parte, ao nível do mar, gerando as extensas planícies aluviais já nas faldas da Serra Geral, como nas bacias dos rios Pardo e Taquari, e do Rio dos Sinos, entre outros.

A existência de compartimentos com elevado potencial de fluxo no interior da bacia é significativa, especialmente considerando que suas estruturas delimitadoras parecem impor restrições ao fluxo, que ocorreria restritivamente, portanto, através de zonas fraturadas de rochas dos aquícludes ou diques de diabásio. Estes compartimentos, tais como o do Pontal do Paranapanema e o da Foz do Piquiri, poderiam estar recarregando o Rio Paraná através de zonas de fratura no aquíclude Serra Geral, conforme já interpretado por Campos (1998) e Araújo *et al.* (1999).

A zona de descarga na parte sudoeste da bacia se estende por cerca de duzentos quilômetros de faixa aflorante no Paraguai e na Argentina, onde a base do aquífero se encontra em cotas abaixo de 100 m de altitude. Nela, o fluxo estimado é de  $0,24 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ , o que resultaria num potencial total superior a  $50.000 \text{ m}^3/\text{s}$ . Esta zona pode, portanto, ser interpretada como resultado de descarga difusa alimentando o escoamento superficial na região de Misiones no leste do Paraguai e no nordeste da Argentina. É notável o fato de que nestas regiões ocorram extensas zonas de planícies ou banhados (“*esteros*”) inundadas desde as cabeceiras, tanto nos afluentes do Rio Paraguai como nos do Rio Paraná ou ainda na extensa planície aluvial da desembocadura do Rio Paraná, as quais podem representar, justamente, efluências do aquífero. Este potencial de descarga parece muito superior ao potencial de recarga se considerarmos a extensão das zonas de recarga (cerca de  $12.000 \text{ km}^2$ ), a precipitação média anual de  $1,2 \text{ m}/\text{m}^2$  e uma infiltração de 30%, o que resultaria em valores da ordem de 100 a  $200 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Os valores das propriedades geolétricas dos reservatórios, embora devam ser empregadas com reserva por não considerarem a resistividade do fluido de perfuração, confirmam a compartimentação e evidenciam uma notável diferenciação, especialmente em função da profundidade a que o aquífero se encontra em cada compartimento. Esta diferenciação é maior que a diferença entre as duas unidades principais. Um interessante aspecto verificado (Soares *et al.* 2007b) é que nos compartimentos profundos a unidade Botucatu é tão ou mais mineralizada que a unidade Pirambóia, o contrário ocorrendo nos compartimentos mais rasos.

Os valores de fluxo potencial calculados mostram que toda a água do aquífero poderia ser reciclada anualmente, ou metade dela em meio ano ou, ainda, que teria uma meia

vida de meio ano. Sendo assim, a mineralização do conteúdo do Aquífero Guarani está associada a misturas lentas com águas dos aquícludes ou de reservatórios inferiores com tempo de residência elevado e meia vida de milhares a centenas de milhões de anos isoladas por restrições ao fluxo nos compartimentos, em especial naqueles abaixo do nível do mar, conforme indicam a salinidade ou resistividade de suas águas.

## 6.9 Conclusões

As duas principais unidades de fluxo do Sistema Aquífero Guarani têm comportamentos espaciais similares, resultantes de uma tectônica modificadora ativa desde o Cretáceo. Esta modificação, especialmente em tempos posteriores à formação do pacote basáltico, revela blocos altos e baixos que compartimentam o aquífero, fato notável nos mapas e nas seções geológicas. Observa-se, nos blocos mais baixos, contato lateral entre o aquífero e aquícludes como a Formação Rio do Rastro e a Formação Serra Geral, formando compartimentos isolados delimitados por falhas, além dos próprios diques de diabásio, que também estão associados a falhamentos.

Os mapas de fluxo potencial revelam os efeitos da compartimentação estrutural. As propriedades das unidades de fluxo, tais como as suas condutividades hidráulicas e espessuras, juntamente com os lineamentos e gradientes hidráulicos presentes, determinam a tendência do fluxo a estar direcionado para a calha da bacia. Os alinhamentos limitam zonas de diferentes vazões, canalizando lateralmente o fluxo subterrâneo. Zonas de restrição ao fluxo, zonas com inversão e zonas-corredores são indicadas pela estimativa de potencial de escoamento. Compartimentos isolados foram mapeados.

A unidade Botucatu apresenta um potencial de escoamento em média duas a três vezes maiores que a unidade Pirambóia em virtude das fácies sedimentares a que corresponde, as quais lhe atribuem uma condutividade hidráulica cerca de dez ou mais vezes maior. A correção da magnitude do fluxo potencial necessária devido à obliquidade entre o vetor gradiente e a direção média da estratificação cruzada revela alteração da direção e magnitude de fluxo, embora a alteração não seja significativa em toda a bacia.

A direção do fluxo, regida pela direção de maior gradiente estrutural e limitada por estruturas regionais, indica zonas preferenciais de recarga nas faixas aflorantes ao norte da bacia (Mato Grosso do Sul e Goiás) a nordeste (São Paulo) e a oeste (Mato Grosso do Sul). As zonas de descarga preferenciais se localizam na região sudoeste do aquífero, ao longo do Rio Paraná. Para ambas as unidades, o resultado aponta um elevado potencial de fluxo na calha da bacia, o que indica uma significativa descarga difusa na faixa

paraguaiá de afloramento do aquífero, no sudoeste da bacia. Descargas secundárias estão presentes nas regiões aflorantes das unidades no flanco sul do Arco de Ponta Grossa e na região da Depressão Periférica no Rio Grande do Sul e na parte norte do Mato Grosso do Sul.

O Sistema Aquífero Guarani é bastante complexo e heterogêneo, apresentando diferentes espessuras e comportamentos hidráulicos em sua extensão. A delimitação e a caracterização dos compartimentos estruturais revelam uma grande influência destas nas propriedades do aquífero. As propriedades físicas de suas águas devem ser avaliadas considerando a elevada variabilidade espacial relacionada à compartimentação, à qual pode estar associada a elevada mineralização.

Pode-se concluir que o Aquífero Guarani corresponde, na verdade, a um conjunto de subsistemas com diferentes entradas e saídas de água cuja circulação é controlada por unidades de fluxo e alinhamentos estruturais. Apesar de se constituir num reservatório contínuo, sua compartimentação e sua diferenciação interna apontam para uma complexidade que parece ultrapassar a concepção de um sistema único.

## 6.10 Agradecimentos

Este trabalho foi apoiado pelo CNPq através de financiamento a pesquisa (Projeto SAG – Processo 473980;04-5). Ana Paula Soares agradece CNPq por bolsa de doutoramento (Processo 40885/2003-0). Michael Holz agradece ao CNPq por bolsa de produtividade em pesquisa (Processo 302666;04-4).

## 6.11 Referências Bibliográficas

- ARAÚJO, L.M.; FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. 1999– *Hydrogeology of the Mercosul Aquifer System in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget Aquifer System, USA. Hydrogeology Journal*, 7- p. 317-336.
- ASSINE, M. L., PIRANHA, J. M. E CARNEIRO, C. D. R. 2004. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In V. Mantesso Neto *et al.* (org), *Geologia do continente sul americano*. Ed. Beca, São Paulo. P 77-92..
- BIGARELLA, J. J. & SALAMUNI, R., 1967. *Some paleogeographic and paleotectonic features of the Paraná Basin*. In J.J. Bigarella *et al.* (eds.) *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. UFPR, Curitiba, p. 235-301.
- CAMPOS, H.C.N.S. 1998. Mapa hidrogeológico do sistema aquífero Botucatu da província hidrogeológica Paraná – Brasil (escala 1:1.000.000).In: II Congresso Uruguayo

- de Geología, Punta del Este, Uruguay. Actas... Sociedad Uruguaya de Geología/- Facultad de Ciencias, Punta del Este, 334-335.
- DAVIS, A. 1986 . *Deterministic modeling of dispersion in heterogeneous permeable media. Ground Water*, 24:609-615
- GILBOA, Y.; Mero, F.; Mariano, I.B. – *The Botucatu Aquifer of South América: Model of an Untaped Continental Aquifer. Journal of Hydrology*, 29, 165 – 179, 1976.
- PAULIPETRO, 1982. *Structural study in the Paraná Basin, Brazil*. Mapa não publicado, elaborado por J.P. Xavier, BEICIP. São Paulo.
- ROSA FILHO, E.F.; HINDI, E. C.; ROSTIROLLA, S. P.; FERREIRA, F. J. F.; BITTENCOURT; A.V.L. 2003. Sistema Aquífero Guarani – Considerações Preliminares sobre a Influência do Arco de Ponta Grossa no Fluxo das Águas Subterrânea. *Rev. Águas Subterrâneas* n. 17/ Maio 2003. p. 91-112.
- SCHERER , C.M.S., LAVINA, E. L.C. *Stratigraphic evolution of a fluvial–eolian succession: The example of the Upper Jurassic—Lower Cretaceous Guarani and Botucatu formations, Paraná Basin, Southernmost Brazil. Sedimentology*, Volume 52 Issue 6 Page 1323 - December 2005.
- SIAGAS - Sistema de Informação de Águas Subterrâneas. Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: <http://siagas.cprm.gov.br/wellshow/indice.asp?w=1024&h=764>.
- SOARES P.C. 1974. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: Classificação e Génese. *In: Congr.Bras.Geol.*, 28, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre, SBG. V.I.p.107-121
- SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; CSORDAS, S.M. Análise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (radar-landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo : Relatório RT-342/82 - PAULIPETRO - Consórcio CESP/IPT. 1982.
- SOARES, A. P., BETTÚ, D. F., SOARES, P. C. 2006. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos.
- SOARES, A. P., SOARES, P. C. E Holz, M.. 2007a. Correlações conflitantes no limite Permo-Triássico no sul da Bacia do Paraná: o contato entre duas superseqüências e implicações na configuração espacial do Aquífero Guarani. *Em prep.*
- SOARES, A. P., BETTÚ, D. F., SOARES, P. C. 2007 c. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos. *Em prep.*
- SOARES, A. P., SOARES, P. C. e HOLZ, M. 2007 b. Heterogeneidades Hidroestratigráficas do Sistema Aquífero Guarani. (submetido a publicação Revista Brasileira de Geociências, setembro de 2007).
- ZALÁN, P.V., CONCEIÇÃO, J. C.J., WOLFF, S., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I.S., APPI, V.T., NETO, E.V.S., CERQUEIRA, J.R., ZANOTTO, O.A. & PAUMER, M.L. 1986 Análise da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Rel. Interno.

## 7 CONCLUSÃO

O assunto tratado nesta tese é complexo, com a proposta de composição e integração de muitos dados de diferentes áreas de um sistema. O primeiro desafio foi o de compreender como se deu a deposição e distribuição das unidades envolvidas no Sistema Aquífero Guarani, suas paleogeografias, paleocorrentes, fácies, associações de fácies, correlações e idades, um tema polêmico, com muitas divergências entre autores, principalmente quanto à região sul da Bacia do Paraná. Foram propostas algumas concepções sobre o tema e, ao mesmo tempo, algumas dúvidas foram levantadas. Um arcabouço estratigráfico foi sugerido e incorporado no trabalho antes de seguir para o próximo desafio, que foi a compartimentação hidroestratigráfica do aquífero.

A partir das seções levantadas em campo e da correlações de perfis, o reservatório SAG foi subdividido afim de caracterizar as unidades de fluxo que o compartimentam gerando heterogeneidades regionais. Para cada unidade de fluxo, foi inferida a permeabilidade esperada e definida a capacidade de condutividade hidráulica.

O estudo da compartimentação estrutural do SAG se esbarrou na dificuldade da identificação dos lineamentos que afetam sua dinâmica. Mapas estruturais anteriores e um novo mapa foram então comparados e mesclados numa nova compartimentação estrutural adotada para este trabalho.

A integração dos resultados da compartimentação do aquífero foi comparada à distribuição da salinidade da água. Como produto final, temos o mapa de fluxo potencial e uma interpretação para a salinização das águas do SAG.

Os objetivos foram alcançados embora, como em qualquer trabalho, novas dúvidas e questões foram levantadas para serem resolvidas em trabalhos futuros. Algumas destas não são abordadas neste trabalho, ficando como recomendações para novos estudos: a avaliação dos diferentes tipos de evolução diagenética, a consideração da superfície potenciométrica como variável externa ao mapa de fluxo potencial, a classificação hidroquímica (cátions e ânions), a correlação espacial entre a capacidade específica e as variações hidroquímicas e potenciométrica, a caracterização da influência dos corpos magmáticos intercalados nas propriedades intrínsecas do reservatório. As principais conclusões alcançadas são as seguintes:

Quanto às relações estratigráficas, os dados e discussões indicam que as formações Pirambóia e Guará correspondem a uma mesma unidade genética formada entre o Triássico Superior e Jurássico Médio. Ambas são correlacionáveis à Formação Pirambóia ao norte da bacia, podendo comportar pequenos hiatos ou discordâncias em relação à formação Botucatu, mas com persistência das principais condições do ambiente.

As formações Guará, Caturrita e Pirambóia são correlacionáveis, enquanto que as fácies eólicas neopermianas não são correlacionáveis a esta última;

Tais relações estratigráficas implicam que os arenitos permianos da base da Formação Sanga do Cabral não estão interdigitados com o Sistema Aquífero e, desta forma, não constituem unidades hidroestratigráficas conectadas às formações Pirambóia e Botucatu ao norte da bacia.

O SAG é composto por duas unidades hidroestratigráficas mesozóicas principais: Pirambóia (Formação Guará) e Botucatu, e, secundariamente, pela Formação Santa Maria.

O SAG, em sua maior parte, é um sistema aquífero confinado e saturado delimitado em discordância basal por diferentes unidades, desde o embasamento pré-cambriano até unidades do final do Permiano. No topo, é limitado pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral.

Os contornos estruturais das duas unidades Pirambóia/Guará e Botucatu são semelhantes, pois a modificação tectônica posterior à sedimentação é muito mais intensa. Esta modificação revela blocos altos e baixos que compartimentam o aquífero, fato observável nas seções geológicas. Observa-se, nos blocos mais baixos, o contato lateral do SAG com unidades pouco permeáveis como a Formação Rio do Rastro, formando assim compartimentos isolados delimitados por falhas.

A unidade Botucatu apresenta vazão média mais elevada que a da unidade Pirambóia em virtude das fácies sedimentares, que lhe atribuem maior condutividade hidráulica. As propriedades das unidades, tais como a condutividade hidráulica e a espessura, juntamente com os lineamentos e o gradiente hidráulico, resultam numa tendência de direção do fluxo para a calha da bacia. Os alinhamentos limitam zonas de diferentes vazões, canalizando lateralmente o fluxo subterrâneo.

A direção do fluxo é regida pela direção do maior gradiente estrutural. Os resultados denotam zonas preferenciais de recarga nas faixas aflorantes ao norte da bacia (MS e GO), nordeste (SP) e oeste (MS) do aquífero. As zonas de descarga preferenciais estão na região sudoeste do SAG. Descargas secundárias são indicadas nas regiões aflorantes das unidades no flanco sul do Arco de Ponta Grossa e na região da Depressão Periférica no Rio Grande do Sul.

As propriedades físicas das águas do SAG apresentam elevada variabilidade espacial relacionada à compartimentação, indicando zonas muito enriquecidas em sólidos totais dissolvidos.

Em síntese, pode-se dizer que o SAG corresponde a um conjunto de subsistemas com diferentes entradas e saídas de água, a circulação sendo controlada por unidades de fluxo e alinhamentos estruturais. Pode-se dizer, por fim, que a salinidade e a temperatura da água são controladas principalmente pela organização em blocos estruturais.

Apesar de se constituir num reservatório contínuo, a compartimentação e a diferenciação interna do SAG apontam para uma complexidade que parece ultrapassar a concepção de um sistema único.

## ANEXO A

### **PRESERVATION OF AEOLIAN DUNES BY PAHOEHOE LAVA: AN EXAMPLE FROM THE BOTUCATU FORMATION (EARLY CRETACEOUS) IN MATO GROSSO DO SUL STATE (BRAZIL), WESTERN MARGIN OF THE PARANÁ BASIN IN SOUTH AMERICA**

**Michael Holz<sup>1</sup>, Ana Paula Soares<sup>2</sup>, Paulo César Soares<sup>3</sup>**

Artigo aceito para publicação pela *Journal of South American Earth Sciences* em 2007

(1)

Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências

(2)

PPGGeo, UFRGS

(3)

PPGGeo, UFPR

#### **Abstract**

This paper reports on a contact between Botucatu and Serra Geral Formations in Mato Grosso do Sul state (southeastern border of the Paraná Basin), where this kind of sediment-lava interaction has never been described before. The palaeodune registers mean palaeocurrent towards southwest, and the main volcano-sedimentary features are preserved ripples, striations, chevron and crescentic marks, empty or sand-filled tubes and cooling cracks. These features indicate that when lava flows covered the dune, the Botucatu erg was active in the study area, hence consolidating the concept of the non-existence of a hiatus between the Botucatu and Serra Geral Formations.

Keywords: Botucatu; Serra Geral; Cretaceous; Lava-sediment interaction

#### **Introduction**

The Botucatu Formation is a widespread Mesozoic aeolian unit of the Paraná Basin, a huge intracratonic basin on the South-American platform, located in southernmost Brazil and north/northwestern Uruguay, besides parts of Paraguay and Argentina (Fig. 1). The basin covers a surface area about 1,700,000 km<sup>2</sup>, has a NE-SW elongated shape, and is approximately 1750 km long and 900 km wide. The sedimentary fill of the basin from Ordovician to Cretaceous was conditioned by tectonic-eustatic cycles linked to Late Paleozoic Gondwana evolution.

The prevalence of eustatic-tectonic cycles, which controlled sedimentation in Paraná Basin, has generated a stratigraphic record that is marked by numerous interruptions

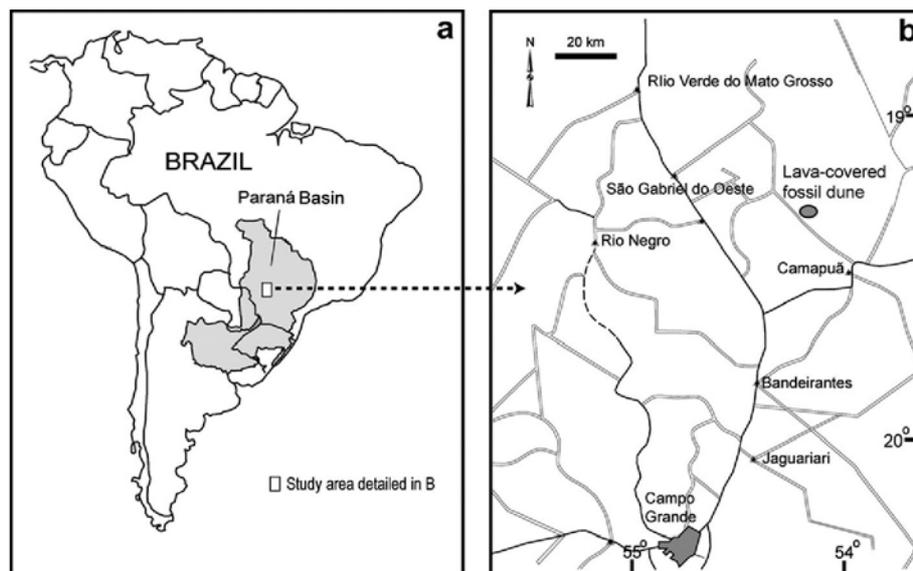


Fig. 1. Location map of the study area. (a) South America and the intracratonic Paraná Basin, which occupies 1,200,000 km<sup>2</sup> of the Brazilian territory, besides parts of Uruguay, Paraguay and Argentina. (b) The study area is located in the central region of Mato Grosso do Sul state, a region close to the western border of the Paraná Basin. The lines represent highways (black) and secondary trackways (gray).

caused by erosion and non-deposition. The fill of the basin is constituted by several first and second order sedimentary sequences, ranging in age from Late Ordovician to Late Cretaceous (Soares et al., 1978; Milani et al., 1994). The Botucatu Formation integrates the fifth second order depositional sequence of Milani et al. (op.cit.), called the Gondwana III supersequence, and the sandstones of this unit are covered by the basalts of Serra Geral Formation (Fig. 2).

The sandstones of the Botucatu Formation were first described by Campos (1889) in São Paulo state, in the northern part of the basin, and in subsequent years were recognized in several other localities, showing their widespread character, actually outcropping from Uruguay, in the south, to São Paulo, Goiás and Mato Grosso states (Brazil) in the northern part of the basin. The origin of the Botucatu sandstone is interpreted by several authors (e.g., Scherer, 2000, 2002; Petry et al. 2006) has been formed in dry aeolian system, based upon the widespread accumulation of aeolian dunes and absence of minor humid interdune strata and upon the presence of simple and compound crescentic dunes and complex linear dunes. These features reflect the coexistence of bedforms with different morphologies, forming a palaeoerg similar to modern sand seas, such as the Sahara.

The timing of the beginning of Botucatu aeolian deposition is problematic. The only indication for timing the onset of the palaeoerg is the finding of tetrapod footprints described by Bonaparte (1996), suggesting an Upper Jurassic-Lower Cretaceous age for

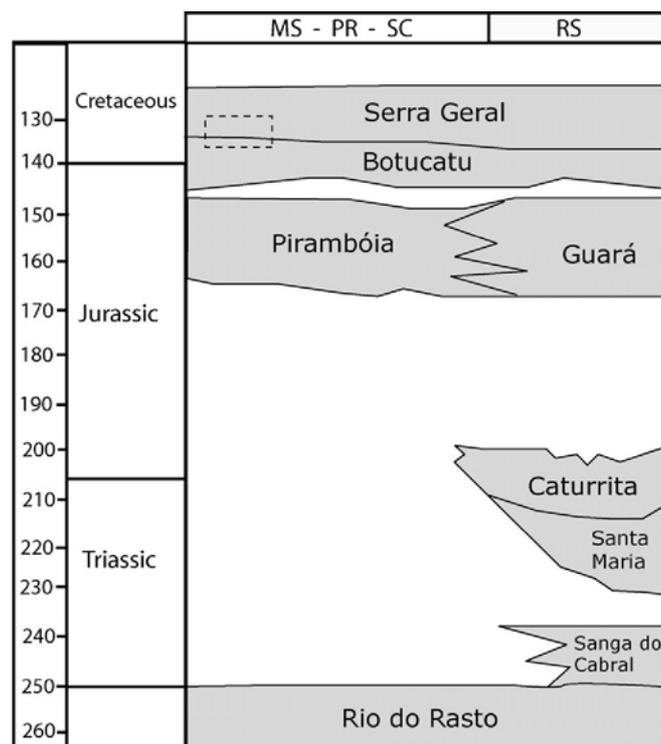


Fig 2. Stratigraphic overview of the study interval showing the main lithostratigraphic units (compiled after Soares et al., 2006). The dotted rectangle indicates the stratigraphic contact dealt within this paper. Letters in the headers abbreviate Brazilian state names: MS, Mato Grosso do Sul; PR, Paraná; SC, Santa Catarina; RS, Rio Grande do Sul.

this unit. De Santana and Veroslavsky (2004) report in Uruguay a section of basalt flows of 147 m below lateral equivalents of the Botucatu Formation, the Itacumbu and Taquarembó (Botucatu) Formation with a K/Ar age in plagioclase of  $165 \pm 8$  Ma, which defines a maximum age for the Botucatu Formation.

On the other hand, the end of the palaeoerg development is well dated because of the interaction of the aeolian sediments and the subsequent lava flows of the Cretaceous Serra Geral Formation, as described in several localities (e.g., Scherer, 2002; Petry et al., 2006).

Records of interaction between lava flows and active dunes (e.g., mingling of sediments, ripple preservation, etc.) have been documented by Almeida (1953) and Soares (1975) in São Paulo state, where the depositional morphology of dunes is preserved at the contact.

Working in the southern part of the Paraná Basin (Rio Grande do Sul state), Scherer (2002) presented a record of preservation of wind-rippled topsets of aeolian dunes and pahoehoe lava, indicating that lava floods covered active aeolian dunes and, hence, protected the aeolian deposits from erosion. Waichel et al. (2006, 2007) observed the interaction between lava and sediments in the central part of the basin (Paraná state), and Jerram and Stollhofen (2002) report on lava-sediment interaction in the African counterpart, the Early Cretaceous volcano-sedimentary sequence in the Huab Basin, Northwest-

ern Namibia, where the active palaeoerg system was engulfed by lavas of the Etendeka Flood Basalt Province. Additional discussion on the flood volcanism burying active palaeoergs can be found in Jerram et al. (1999, 2000).

Roisenberg and Viero (2000) and Scherer and Lavina (2006) report  $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$  dating of the Serra Geral volcanic rocks in the Rio Grande do Sul and Paraná states, yielding an age range of 138-128 Ma, based on several published data (Renne et al., 1996; Turner et al., 1994; Steward et al., 1996); a mean value of 132 Ma BP supplies a reliable chronological reference for the end of the Botucatu sedimentation, which coincides with the oldest age of 133 Ma BP reported from lavas interbedded with dune deposits in the Etendeka Flood Basalt Province (Jerram et al., 1999).

The 10 Ma spread of numerical ages may reflect the difference from the earliest to the latest flows in a 1600 m thick basalt pile in central part of the basin (Turner et al., 1994). This indicates that in different parts of the basin the onset of the lava flows may have happened at different times. So, depositional features such as erosive and duricrust surfaces may be common features at the Serra Geral/Botucatu contact, as reported by Marengo et al. (2005).

However, no doubt remains about the non-hiatal nature of the contact between basalt and aeolian sandstone when aeolian bedforms are preserved by lava flows, hence protecting the dunes from erosion.

The present paper reports the contact between Botucatu and Serra Geral formations in Mato Grosso do Sul state (southeastern border of the Paraná Basin), where this kind of sediment-dune interaction has never been described before. The goal is to introduce this regionally important and yet not described outcrop, to present briefly the main volcano-sedimentary features and discuss the stratigraphic significance.

### **Location and description of the lava-covered palaeodune**

The 10 m high crescentic (i.e., barchan) dune perfectly preserved by a lava flow (Fig. 3) is located at the trackway between the towns of Vila Areado and Camapuã, close to the city of São Gabriel do Oeste, in the central part of Mato Grosso do Sul state (Fig. 1). The coordinates are 54.38°W and 19.30°S.

The crests of the barchan dune have the directions 300° and 190°, indicating a mean palaeowind direction approximately towards 245°, which matches with the overall palaeowind direction in this part of the Paraná Basin as reported by Scherer and Goldberg (2007). There are several interesting features related to the lava-sediment interac-

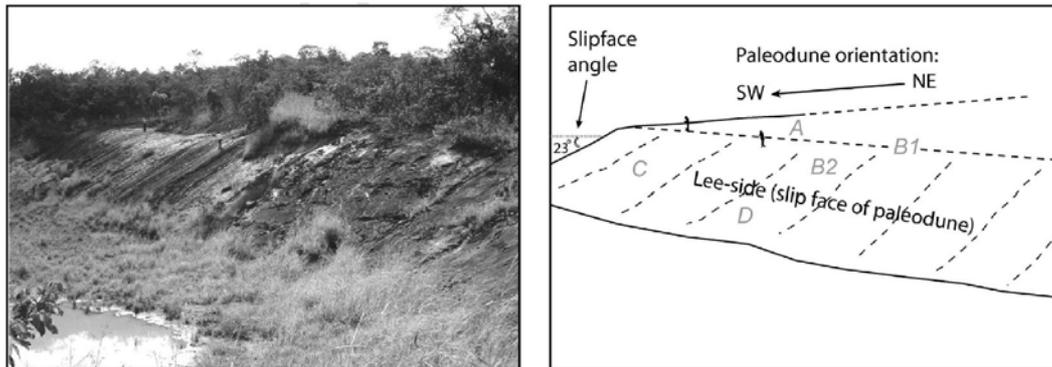


Fig. 3. General, westward directed view of the lava-covered palaeodune. Note the perfect preservation of the overall asymmetric morphology, indicating a southwestward oriented palaeowind direction. Gray letters indicate localization of the details shown in the next figures (A – detail shown in Fig. 4; B1 and B2 – details shown in Fig. 5A and B, respectively; C – detail shown in Fig. 6; D – details shown in Fig. 7).



Fig. 4. Wind ripples with E–W orientation preserved by the lava flow. Location of this feature is given in Fig. 3.

tion, indicating that the dune was active when lava flowed over it. These features are described in this section.

### Preserved ripples

Wind ripples with E-W orientation have been preserved on the top of the stoss side of the palaeodune (Fig. 4). This feature indicate not only that the sand was actively migrating during lava eruption, but also adds further evidence of very low viscosity and passive emplacement of the lava flows, hence not eroding these tiny bedforms, an obser-

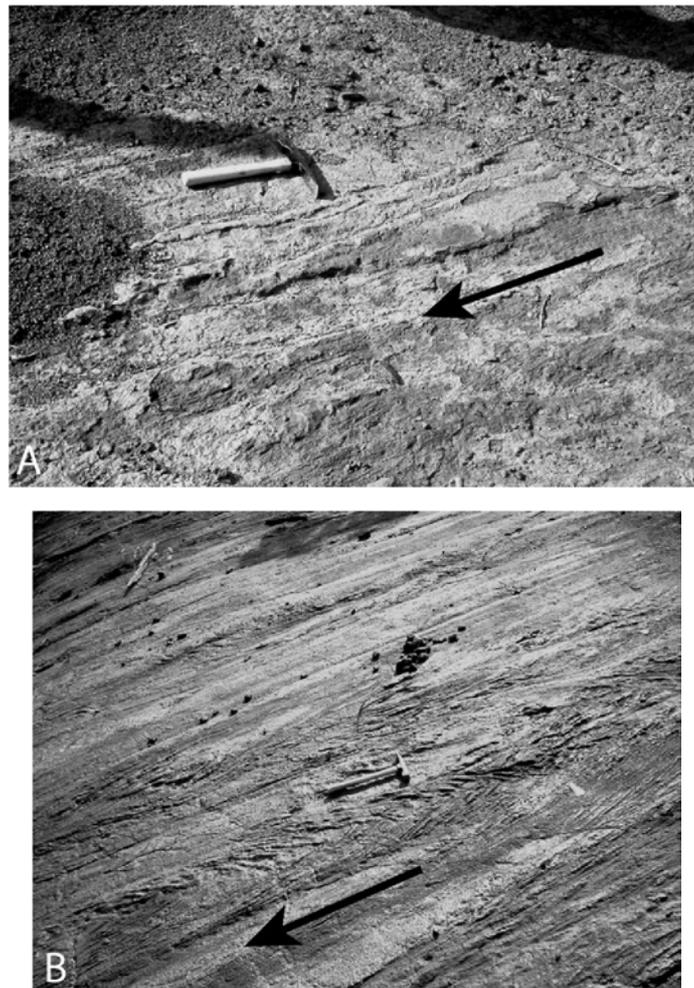


Fig. 5. (A) Striation and (B) chevron marks at the slip face of the palaeodune. Location of this feature is given in Fig. 3. Arrows indicate direction of lava palaeoflow.

vation made also by other authors studying lava-sediment interactions (e.g., Jerram and Stollhofen, 2002; Scherer, 2002).

### **Striation and chevron**

This feature is formed by a series of linear, sub-parallel ridge and trough structures, closely spaced (less than 1 cm), and with a relief of not more than a few millimeter (Fig. 5A). This kind of striations have also been reported in the Etendeka, and are considered to register the axis of flow, but not its direction (Jerram and Stollhofen, 2002; Scherer, 2002). The chevron-like features (Fig. 5B) are formed by pairs of ridges and furrows of 20-25 cm lengths, forming an angle of about  $60^\circ$ , and have not yet been described in the literature. We think that these features were formed because of differential cooling of long and relatively narrow lava tongues flowing down the lee face of the dune: when frontal and lateral zones of adjacent lava flows became partly cooled, they may have be

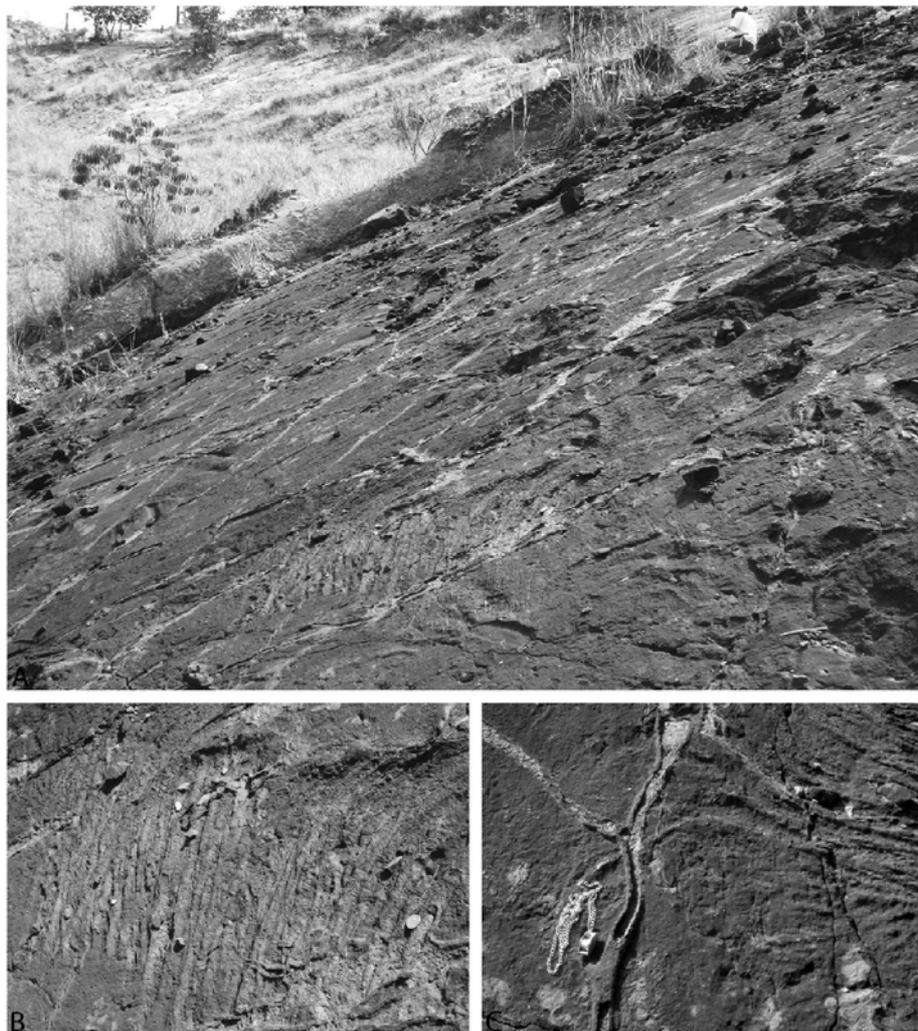


Fig. 6. (A) Slip face of the dune showing sand-filled cracks and tubes, which resulted from the differential movement of partially consolidated lava on an unconsolidated sandy substrate. Location of this feature is given in Fig. 3. (B) and (C) show details, note coin and field lens for scale.

delayed relatively to the central ongoing lava flows, producing corrugations and forming chevron-like structures in the contact zone between adjacent and very narrow lava tongues descending the lee face of the dune.

### **Sand-filled cracks and ropes**

A conspicuous feature of the studied palaeodune is the occurrence of sand-filled cracks (Fig. 6A) and rope-like, sandfilled structures forming tubes (Fig. 6B and C). The cracks are linear, up to a meter long, forming irregular polygon, and are interpreted as being the result of the cracking of a cooling lava-covered surface followed by infilling of aeolian sand, indicating the activity of the aeolian system contemporaneous to the lava emplacement. The tubes may be generated by differential movement of partially consoli-

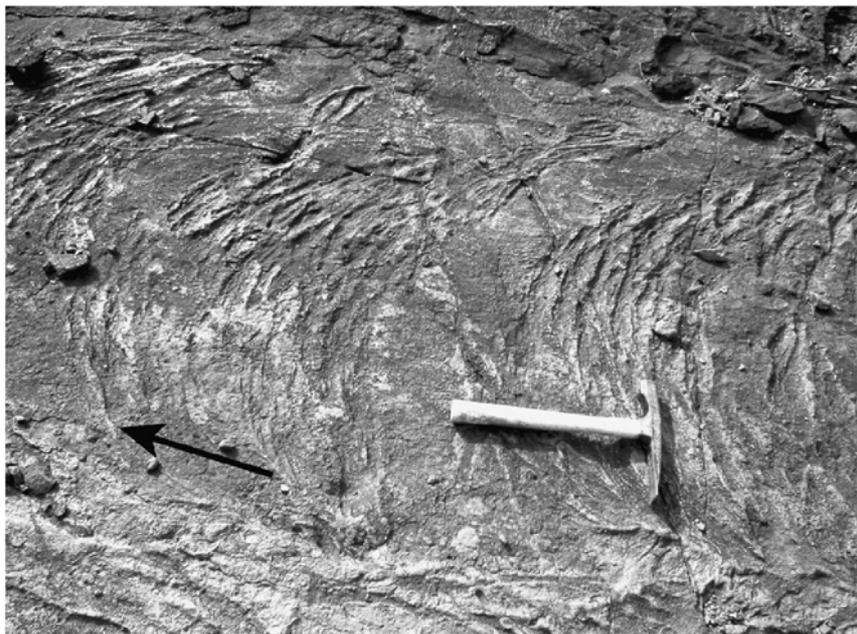


Fig. 7. Example of crescentic mark at the lee-side of the palaeodune. The black arrow indicates the sense of the lava flow downwards the slipface, i.e., towards SW (for location of this detail please see Fig. 3).

dated lava on an active unconsolidated sandy substrate, generating fissures where sand is injected after cooling, hence producing structures similar to degassing tubes at the base of the lava flow. These structures are preserved as empty or sand-filled tubes.

### **Crescentic marks**

Crescentic features in half-moon shape are preserved on the stoss side of the aeolian dune. These features have a width ranging from 40 to 60 cm, with highs about 3- 4 cm, displaying a corrugated surface as shown in Fig. 7. As described by several authors (e.g., Jerram and Stollhofen, 2002; Scherer, 2002), this kind of crescent marks represent pahoehoe-type lava flow over the dune surface, advancing slowly as a series of small lobes continually breaking out from cooled crust (Crown and Bologna, 1999), hence representing the deformation of the sandy ground during the advance of lava lobes. The convex side of the crescent marks points the direction of the lava palaeoflow, in the present case pointing towards southwest.

### **Conclusion**

The outcrop described in this short paper adds to the knowledge of the contact between the Botucatu Sandstones and low-viscosity basalts of the Serra Geral Forma-

tion of the Paraná Basin, consolidating the concept of the nonexistence of a hiatus between these two lithostratigraphic units. It indicates that when lava began to flow, the Botucatu palaeoerg was active not only at the eastern margin, but on the western margin of the Paraná Basin as well.

The above described features are indicative of flows of pahoehoe-type lava, which is characterized by slow advancing flows, forming a series of small lobes and toes that covered an active aeolian surface. Lava covered dunes flowing and infilling the interdune depression and gradually covering the flanks of the adjacent dunes. In the present case, the lava flow covered the stoss side, reached the top and flowed down the lee-side of the dune, i.e., the lava-flow advanced coming from northeast. The preservation of wind ripples is an indication of the very passive and non-erosional nature of the lava flow emplacement.

Typical peperites (i.e., rock formed essentially in situ by disintegration of magma intruding and mingling with unconsolidated or poorly consolidated, typically wet sediments) have not been observed, probably because of the dryness of the sediment and the emplacement style of the lava flows.

### **Acknowledgements**

The authors acknowledge the Brazilian agency for research support (CNPq) for research Grant (SAG Project 473980-2004-5), M.H. acknowledges CNPq for personal study Grant (302666/04-4). The paper has benefit from criterious revision by Breno Waichel, Dougal Jerram and Harald Stollhofen; the authors acknowledge them for their time and effort.

### **References**

- DE ALMEIDA, F.F.M., 1953. Botucatu, a triassic desert of South America. In: IUGS, International Geological Congress, 19, Argel, Argéria. Comptes Rendus., Argelia, S. 19, No. 7, pp. 9-24.
- BONAPARTE, J.F., 1996. Late Jurassic vertebrate communities of eastern and western Gondwana. *Geores. Forum.* 1, 427-432.
- CROWN, D.A., BOLOGA, S.M., 1999. Pahoehoe toe dimension, morphology, and branching relationships of Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii. *Bull. Volcanol.* 61, 288-355.
- CAMPOS, L.F.G., 1889. Seção geológica São Paulo. Relatório de comunicação geográfica e geológica da Província de São Paulo, 21- 34.

- DE SANTANA, H., VEROSLAVSKY, G., 2004. La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte de Uruguay: edad Jurásico-Cretácico temprano. In: Cuencas Sedimentarias de Uruguay - Mesozoico. DIRAC - Fac. Cen. SUG., pp. 53-76.
- JERRAM, D.A., MOUNTNEY, N., STOLLHOFEN, H., 1999. Stratigraphic relation in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. *J. Geodyn.* 28, 393-418.
- JERRAM, D.A., MOUNTNEY, N., HOWELL, J., STOLLHOFEN, H., LONG, D., 2000. Death of a sand sea: an active aeolian erg systematically buried by the Etendeka Flood Basalts of NW Namibia. *J. Geol. Soc.* 157, 513-516.
- JERRAM, D.A., STOLLHOFEN, H., 2002. Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite like textures the result of magma-water interaction? *J. Volcanol. Geothermal Res.* 114, 231-249.
- MARENGO, H.G., PALMA, Y., HELMS, F., KRUCK, W., 2005. Mesozoic Geology of the San Ignacio Area, Misiones Province, Argentina. *Gondwana 12 (Abstracts)*, Mendoza, p. 241.
- MILANI, E.J., FRANÇA, A.B., SCHNEIDER, R.L., 1994. Bacia do Paraná: Boletim Geociências da Petrobrás 8 (2), 69-82.
- PETRY, K., JERRAM, D.A., ALMEIDA, P., ZERFASS, H., 2006. Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: examples of dynamic lava-sediment interactions in an arid setting. *J. Volcanol. Geothermal Res.* 159, 313-325.
- RENNE, P.R., GLEN, J.M., MILNER, S.C., DUNCAN, A.R., 1996. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology* 24, 659-662.
- ROISENBERG, A., VIERO, A.P., 2000. O vulcanismo Mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Org.). *Geologia do Rio Grande do Sul*, second ed. Editora da UFRGS, Porto Alegre, pp. 355-374.
- SCHERER, C.M., 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedim. Geol.* 137, 63-84.
- SCHERER, C.M., 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology* 49, 97-116.
- SCHERER, C.M., LAVINA, E., 2006. Stratigraphic evolution of a fluvial-eolian succession: the example of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Guará and Botucatu formations, Paraná Basin, Southernmost Brazil. *Gondwana Res.* 9, 475-484.
- SCHERER, C.M., GOLDBERG, K., 2007. Palaeowind patterns during the latest Jurassic-earliest Cretaceous in Gondwana: evidence from aeolian cross-strata of the Botucatu Formation, Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 250, 89-100.
- SOARES, P.C., 1975. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.* 5 (4), 251.
- SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B., e FÚLFARO, V., 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian Intracratonic Basins. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 181-191.

- SOARES, A.P., HOLZ, M., SOARES, P.C., 2006. Correlações conflitantes no limite Permo-Triássico no sul da Bacia do Paraná: o contato entre duas seqüências. Anais do 43° Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, 2006 (Abstract).
- Steward, K., Turner, S., Kelley, S., Hakesworth, C., Kirstein, L., Mantovani, M., 1996. 3-D,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth Planet. Sci. Lett.* 143, 95-109.
- TURNER, S., REGELOUS, M., HAWKESWORTH, C., MONTOVANI, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision  $^{306}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 333-348.
- WAICHEL, B.L., LIMA, E.F., LUBACHESKY, R., SOMMER, C.A., 2006. Flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. *Bull. Volcanol.* 68, 99-610.
- WAICHEL, B.L., LIMA, E.F., SOMMER, C.A., LUBACHESKY, R., 2007. Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil. *J. Volcanol. Geothermal Res.* 159, 343-354.

**ANEXO B**

**CARTAS DE RECEBIMENTO OU ACEITAÇÃO  
DOS ARTIGOS APRESENTADOS**



**To:** "ana Soares" <a\_p\_soares@yahoo.com>  
**Subject:** [RBG] Agradecimento pela Submissão  
**From:** "Alberto Pio Fiori" <fiori@ufpr.br> [View Contact Details](#) [Add Mobile Alert](#)  
**Date:** Tue, 4 Sep 2007 15:20:40 -0300 (BRT)

Ana Soares,

Agradecemos a submissão do seu manuscrito "HETEROGENEIDADES  
HIDROESTRATIGRÁFICAS NO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI" para Revista  
Brasileira de Geociências. Através da interface de administração do  
sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o  
progresso do documento dentro do processo editorial, bastando logar no  
sistema localizado em:

URL do Manuscrito:

<http://ojs.c3s1.ufpr.br/ojs2/index.php/rbg/author/submission/8989>

Login: a\_p\_soares

Em caso de dúvidas, envie suas questões para este email. Agradecemos  
mais  
uma vez considerar nossa revista como meio de transmitir ao público  
seu  
trabalho.

Alberto Pio Fiori

----- Mensagem de Fábio <fabiobm@rc.unesp.br> em Mon, 15 Oct 2007 09:15:16  
-0300 -----

**Para:** <p\_soares@terra.com.br>  
**Assunto:** revista Geociências

Prezada Ana Paula Soares

Agradecemos o envio do artigo intitulado  
"O Papel dos Lineamentos na Compartimentação Estrutural da Bacia do  
Paraná", de autoria de  
Ana Paula Soares  
Paulo César Soares  
Daniel Fabian Bettú  
Michael Holz

Informamos que o mesmo já foi encaminhado ao corpo consultivo.

Atenciosamente,

---

Prof. MSc. Fábio Braz Machado  
Presidente da Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo São Paulo  
Editor Associado da Revista "Geociências"

Departamento de Petrologia e Metalogenia  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Universidade Estadual Paulista  
Avenida 24-A, 1515, Bela Vista, CEP 13506-900  
Rio Claro (SP) Brasil  
Fones 19 3526-2843 (sala); 19 3524-9644 (FAX);  
19 91023273 (CEL)  
fabiobm@rc.unesp.br  
MSN - machadofbgeol@hotmail.com  
<http://petro.rc.unesp.br/fabiobm>

**To:** "ana Soares" <a\_p\_soares@yahoo.com>  
**Subject:** [AS] Agradecimento pela Submissão  
**From:** "Ernani Francisco da Rocha Filho" <ernani@ufpr.br>  Add to Address Book  Add Mobile Alert  
**Date:** Wed, 12 Sep 2007 11:01:54 -0300 (BRT)

Ana Soares,

Agradecemos a submissão do seu manuscrito "Variabilidade Espacial no Aquífero Guarani: Controles Estruturais e Estratigráficos" para Águas Subterrâneas. Através da interface de administração do sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o progresso do documento dentro do processo editorial, bastando logar no sistema localizado em:

URL do Manuscrito:

<http://calvados.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/asubterraneas/author/submit/9063>

Login: a\_p\_soares

Em caso de dúvidas, envie suas questões para este email. Agradecemos Mais uma vez considerar nossa revista como meio de transmitir ao público seu trabalho.

Ernani Francisco da Rocha Filho  
Águas Subterrâneas

---

Águas Subterrâneas <http://www.ser.ufpr.br/asubterraneas>

From: "Journal of South American Earth Sciences" <[kelllogg@geol.sc.edu](mailto:kelllogg@geol.sc.edu)>  
To: <[michael.holz@ufrgs.br](mailto:michael.holz@ufrgs.br)>  
Sent: Monday, October 01, 2007 3:00 PM  
Subject: Your Submission

Ms. Ref. No.: SAMES-D-07-00019R1  
Title: Preservation of aeolian dunes by pahoehoe lava: an example of the Botucatu Formation (Early Cretaceous) in Mato Grosso do Sul state (Brazil), western margin of the Paraná Basin in South America  
Journal of South American Earth Sciences

Dear Dr. Holz,

I am pleased to inform you that your paper "Preservation of aeolian dunes by pahoehoe lava: an example of the Botucatu Formation (Early Cretaceous) in Mato Grosso do Sul state (Brazil), western margin of the Paraná Basin in South America" has been accepted for publication in Journal of South American Earth Sciences.

Below are comments from the editor and reviewers.

Thank you for submitting your work to Journal of South American Earth Sciences.

Yours sincerely,

Reinhardt A. Fuck  
Regional Editor  
Journal of South American Earth Sciences

Comments from the editors and reviewers:

The revised manuscript is a fine report of preserved aeolian features from the Botucatu Formation below Cretaceous Serra Geral lavas in the Paraná Basin.

Reviewer #3: I am happy that the Authors have revised their original manuscript following the comments by the 3 reviewers and am therefore recommending publication.

Please can you ensure that the final submission includes colour photos for the online version as this would be very useful.

All the best.

Dougal

\*\*\*\*\*

For any technical queries about using EES, please contact Elsevier Author Support at [authorsupport@elsevier.com](mailto:authorsupport@elsevier.com)  
Global telephone support is available 24/7:  
For The Americas: +1 888 834 7287 (toll-free for US & Canadian customers)  
For Asia & Pacific: +81 3 5561 5032  
For Europe & rest of the world: +353 61 709190