

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

***HIDROGEOLOGIA E HIDROQUÍMICA DO SISTEMA
AQÜÍFERO GUARANI NA PORÇÃO OCIDENTAL DA BACIA
SEDIMENTAR DO PARANÁ***

Didier Gastmans

Orientador:

Prof. Chang Hung Kiang

Co-Orientador:

Prof. Dr. Ian Hutcheon – University of Calgary

Tese de Doutorado elaborada junto ao
Programa de Pós Graduação em Geociências e Meio Ambiente
Área de Concentração Geociências e Meio Ambiente
para a obtenção do Título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Rio Claro

2007

551.49 Gastmans, Didier
G255h Hidrogeologia e hidroquímica do Sistema Aquífero
Guarani na porção ocidental da Bacia Sedimentar do Paraná /
Didier Gastmans. – Rio Claro : [s.n.], 2007
194 f. : il., figs., tabs., fots.

Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto
de Geociências e Ciências Exatas

Orientador: Chang Hung Kiang

Co-orientador: Ian Hutcheon

1. Águas subterrâneas. 2. Modelo hidrogeológico concei-
tual. 3. Aracbouço do aquífero. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI – Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Chang Hung Kiang – Orientador

Prof. Dr. Osmar Sineli

Prof. Dr. Ricardo César Aoki Hirata

Prof. Dr. Alexandre Campana Vidal

Prof. Dr. Ermani Francisco da Rosa Filho

Didier Gastmans – Aluno

Rio Claro 19 de abril de 2007

Resultado: Aprovado com distinção e louvor

Para aquela que sempre esteve ao meu lado,
minha esposa Geise,
aos meus filhos Frederico e Guilherme,
aos meus pais Jean Pierre e Denise,



*E bem lá no fim de tudo,
Começo de outro lugar,
Será como Deus quiser,
Como o destino mandar,
No rastro da lua cheia
Se chega em qualquer lugar*

Almir Sater & Renato Teixeira

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meus agradecimentos ao Prof. Dr. Chang Hung Kiang pela paciência no começo do trabalho, os conselhos, ensinamentos e as acaloradas discussões, enfim tudo o que se refere à orientação e condução deste trabalho;

A Prof. Dra. Maria Rita Caetano-Chang pela leitura dos originais e primeiros manuscritos, além do auxílio nas questões relacionadas ao arcabouço do aquífero, especialmente para a Formação Pirambóia,

Aos companheiros lá do Mato Grosso do Sul, geólogos Antônio Carlos Valente Benatti, Giancarlo Lastoria, Milton Sarat e Rosemeire Luckmann, que inúmeras vezes me socorreram com informações, conversas e principalmente com a amizade;

Ao Prof. Ian Hutcheon e ao Msc. Maurice Shevalier da Universidade de Calgary, pelo auxílio nas coletas das amostras de água, análises químicas e isotópicas, e pelo HD externo, que me salvou no final da elaboração do texto;

Ao grande companheiro e geólogo, Dr. Flávio de Paula e Silva, um hidrogeólogo picareta, mas que me incentivou do início ao fim desta caminhada;

Ao companheiro de inúmeros trabalhos e discussões, pequeno no tamanho, mas grande no conhecimento e no coração, Márcio Costa Alberto;

Ao professor Mário Luis Assine pelas inúmeras discussões relacionadas a temas da evolução e sedimentação da Bacia do Paraná;

Aos funcionários das companhias de água de Mato Grosso do Sul e Goiás, e das concessionárias municipais, que em muito colaboraram para que os trabalhos de campo tivessem bom termo;

A todo o pessoal do LEBAC, cada qual com a sua especialidade, que em muito auxiliaram no trabalho, Ceará, Piu, Bruno, Andresa, Márcia, Miguel, Eliana, Elias, Marco, Joseli, Maurício, Júlio, Juliana, Davi, Camila, Wilhen, Patrícia, Débora, Damaris, Vitor;

A Cris, sem ela, nossas coincidências e o seu café logo pela manhã acho que teria sido muito mais difícil;

Ao Programa de Pós Graduação pela oportunidade única em uma vida;

A todos que trabalham na biblioteca, que durante estes anos todos sempre foram sempre solícitos e atenciosos em todos os pedidos e solicitações e na revisão das referências bibliográficas;

Ao Conselho Nacional de Pesquisa Científica pelo auxílio concedido através de Bolsa de Estudos, processo nº 140471/2003-0;

E, finalmente, a todos aqueles não citados, mas que em algum momento caminharam comigo ao longo deste caminho que trilhei.

SUMÁRIO

ÍNDICE.....	i
ÍNDICE DE FIGURAS.....	iii
ÍNDICE DE TABELAS.....	x
ÍNDICE DE FOTOS.....	xi
RESUMO.....	xiii
ABSTRACT.....	xiv
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. METODOLOGIA.....	7
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	19
4. SISTEMA AQUÍFERO GUARANI.....	32
5. HIDROGEOLOGIA DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI.....	50
6. ARCABOUÇO GEOLÓGICO DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI.....	66
7. HIDROQUÍMICA DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI.....	99
8. MODELO HIDROGEOLÓGICO E GEOQUÍMICO CONCEITUAL PARA O SISTEMA AQUÍFERO GUARANI EM SEU COMPARTIMENTO SETENTRIONAL.....	150
9. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	168
10. BIBLIOGRAFIA.....	175
ANEXO 01 – CADASTRO DE POÇOS	
ANEXO 02 – PETROGRAFIA	
ANEXO 03 - HIDROQUÍMICA	

ÍNDICE

1 - INTRODUÇÃO.....	1
1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	3
1.2. JUSTIFICATIVA.....	5
1.3. OBJETIVOS.....	6
2 - METODOLOGIA	7
2.1. LEVANTAMENTOS PRELIMINARES.....	9
2.2. LEVANTAMENTOS DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS.....	9
2.3. ANÁLISES DE LABORATÓRIO	13
2.3.1 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X	15
2.3.2 PETROGRAFIA.....	17
2.3.3 FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X	17
2.4. TRATAMENTO DOS DADOS	17
3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	19
3.1. GEOMORFOLOGIA	20
3.2. ASPECTOS HIDROLÓGICOS	22
3.3. GEOLOGIA REGIONAL	25
4 - SISTEMA AQÜÍFERO GUARANI.....	32
4.1. CONTEXTO GEOLÓGICO	33
4.2. CONTEXTO LITOESTRATIGRÁFICO	36
4.2.1 FORMAÇÃO PIRAMBÓIA	37
4.2.2 FORMAÇÃO BOTUCATU.....	39
4.3. GEOMETRIA DO AQÜÍFERO.....	40
4.4. HIDRODINÂMICA.....	42
4.5. HIDROQUÍMICA.....	46
5 - HIDROGEOLOGIA DO SISTEMA AQÜÍFERO GUARANI	50
5.1. HIDRODINÂMICA.....	52
5.2. GEOMETRIA DO AQÜÍFERO.....	61
6 - ARCABOUÇO GEOLÓGICO DO SISTEMA AQÜÍFERO GUARANI	66

6.1.	ESCALA MACRO E MESOSCÓPICA.....	67
6.2.	AVALIAÇÃO DA POROSIDADE SÔNICA.....	81
6.3.	ESCALA MICROSCÓPICA.....	84
6.4.	CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS	86
6.5.	ANÁLISE TEXTURAL DOS ARENITOS.....	90
6.6.	ARGILOMINERAIS	95
7 -	HIDROQUÍMICA DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI.....	99
7.1.	CLASSIFICAÇÃO DAS ÁGUAS	102
7.1.1	MÉTODOS GRÁFICOS.....	103
7.1.2	MÉTODOS ESTATÍSTICOS.....	109
7.2.	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS E QUÍMICAS DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.....	114
7.2.1	PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS	114
7.2.2	CÁTIONS E ÂNIONS.....	118
7.2.3	RAZÕES IÔNICAS	126
7.3.	ANÁLISE TERMODINÂMICA.....	130
7.3.1	EQUILÍBRIO EM CARBONATOS.....	133
7.3.2	EQUILÍBRIO EM SÍLICA	135
7.3.3	ARGILOMINERAIS	138
7.4.	ISÓTOPOS AMBIENTAIS	143
7.4.1	OXIGÊNIO 18 E DEUTÉRIO NAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.....	143
7.4.2	CARBONO 13 NA FASE CARBONÁTICA DISSOLVIDA	145
8 -	MODELO HIDROGEOLÓGICO E GEOQUÍMICO CONCEITUAL PARA O SISTEMA AQUÍFERO GUARANI EM SEU COMPARTIMENTO SETENTRIONAL	150
8.1.	MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL.....	152
8.2.	MODELO CONCEITUAL DE EVOLUÇÃO HIDROQUÍMICA.....	155
9 -	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	168
10 -	BIBLIOGRAFIA.....	175

INDÍCE DE FIGURAS

FIGURA 1.1. ÁREA DE OCORRÊNCIA DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI (SAG).	2
FIGURA 1.2. MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	4
FIGURA 2.1. FLUXOGRAMA DAS ETAPAS DE DESENVOLVIMENTO DA PESQUISA.	8
FIGURA 3.1. DISTRIBUIÇÃO DA POPULAÇÃO NA ÁREA DE OCORRÊNCIA DO SAG NOS ESTADOS DE GOIÁS E MATO GROSSO DO SUL, EM COMPARAÇÃO COM A POPULAÇÃO TOTAL DESTES ESTADOS.....	20
FIGURA 3.2. MAPA DOS PRINCIPAIS DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS DO ESTADO DE MATO GROSSO DO SUL. OBSERVAR QUE O LIMITE OESTE DA ÁREA DE ESTUDO É DEMARCADO PELA SERRA DE MARACAJU, E PELA SERRA PRETA A NOROESTE (MODIFICADO DE LAURINO, 2002; RETIRADO DE LASTORIA, 2002).	22
FIGURA 3.3. MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS NO ESTADO DE MATO GROSSO DO SUL. NA PORÇÃO NORTE DA SUB-BACIA DO RIO MIRANDA, FORMADA PELO RIO AQUIDAUANA, AFLORAM SEDIMENTOS DAS FORMAÇÕES BOTUCATU/PIRAMBÓIA, BEM COMO NAS CABECEIRAS DO RIO TAQUARI (MODIFICADO DE SEPLAN/CRN, 1990).....	24
FIGURA 3.4. MAPA GEOLÓGICO REGIONAL DA PORÇÃO SETENTRIONAL DA BACIA DO PARANÁ (MODIFICADO DE ASSINE ET AL. 1994).....	25
FIGURA 3.5. COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ NA REGIÃO CENTRO-OESTE DO TERRITÓRIO BRASILEIRO. NOTAR A AUSÊNCIA DE REGISTRO PERMIANO NO ESTADO DE MATO GROSSO DO SUL (MODIFICADO DE PERINOTTO, 1987).....	26
FIGURA 3.6. SEÇÃO GEOLÓGICA ENTRE FIGUEIRÃO E ALCINÓPOLIS, MOSTRANDO AS ESPESURAS DA FORMAÇÃO BOTUCATU, E SEU CONTATO DISCORDANTE COM A FORMAÇÃO CAIUÁ DO GRUPO BAURU (MODIFICADO DE MME, 1982A).	28
FIGURA 3.7. SEÇÃO GEOLÓGICA ENTRE ANTÔNIO JOÃO E BELA VISTA NO SUL DO ESTADO DE MATO GROSSO DO SUL, MOSTRANDO AS RELAÇÕES DE CONTATO ENTRE AS FORMAÇÕES BOTUCATU, SERRA GERAL E AQUIDAUANA, (MODIFICADO DE MME, 1982A).....	29
FIGURA 3.8. SEÇÃO ENTRE CAMPO GRANDE E TRÊS LAGOAS, MOSTRANDO O EMPILHAMENTO ESTRATIGRÁFICO DOS SEDIMENTOS DO GRUPO BAURU (MODIFICADO DE SANESUL/TAHAL, 1998).	31
FIGURA 3.9. ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DO PARANÁ NO ESTADO DE MATO GROSSO DO SUL (COMPILADO DE ZÁLAN ET AL., 1990 E FÚLFARO & PERINOTTO, 1994).....	31

FIGURA 4.1. SEÇÃO GEOLÓGICA NW-SE DA BACIA DO PARANÁ, MOSTRANDO A ESPESSURA DO PACOTE SEDIMENTAR (MODIFICADO DE RAFFAELLI ET AL., 1996; IN GEF, 2001).....	33
FIGURA 4.2. CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ, APRESENTANDO A DIVISÃO DAS SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES, CONFORME MODELO PROPOSTO POR VAIL (1977) (MODIFICADO DE MILANI ET AL., 1998).....	34
FIGURA 4.3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DO PARANÁ (MODIFICADO DE ZALÁN ET AL., 1990).....	35
FIGURA 4.4. COLUNA ESTRATIGRÁFICA DO MESOZÓICO NO ESTADO DE SÃO PAULO (RETIRADO DE SOARES, 1975).	38
FIGURA 4.5. MAPA DE ESPESSURAS DO CONJUNTO DAS FORMAÇÕES CONSTITUINTES DO SAG (MODIFICADO DE ARAÚJO ET AL., 1995).	41
FIGURA 4.6. MAPA DE CONTORNO ESTRUTURAL DO TOPO DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI (MODIFICADO DE ARAÚJO ET AL., 1995).	42
FIGURA 4.7. MAPA POTENCIOMÉTRICO DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI, MOSTRANDO AS PRINCIPAIS DIREÇÕES DE FLUXO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM SEU INTERIOR (MODIFICADO DE ARAÚJO ET AL., 1999).	44
FIGURA 4.8. MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL DE FLUXO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NA BORDA LESTA DA BACIA DO PARANÁ (MODIFICADO DE DAEE, 1979).	46
FIGURA 4.9. DIAGRAMA DE PIPER DAS ÁGUAS DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI NO ESTADO DE SÃO PAULO, MOSTRANDO A EVOLUÇÃO HIDROQUÍMICA NO SENTIDO DO FLUXO, COM O AUMENTO DO CONFINAMENTO (MODIFICADO DE SILVA, 1983; IN SRACEK & HIRATA, 2002).....	47
FIGURA 5.1. MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS POÇOS CADASTRADOS NA ÁREA DE ESTUDO.	51
FIGURA 5.2. DISTRIBUIÇÃO DAS VAZÕES DOS POÇOS PERFURADOS NO SAG EM MATO GROSSO DO SUL (SANESUL/TAHAL, 1998).	53
FIGURA 5.3. MAPA POTENCIOMÉTRICO DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI NA BORDA OCIDENTAL DA BACIA DO PARANÁ, ESTADOS DE MATO GROSSO DO SUL, GOIÁS E MATO GROSSO.....	54
FIGURA 5.4. SEÇÃO HIDROGEOLÓGICA EW ENTRE AS CIDADES DE DOIS IRMÃOS DO BURITI E RIO BRILHANTE, MOSTRANDO O DIVISOR DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EXISTENTE NO SAG EM MATO GROSSO DO SUL. OBSERVAR O PROLONGAMENTO DA SUPERFÍCIE DO TOPO DO AQUÍFERO, MOSTRANDO A POSSIBILIDADE DE PERDA DE SEÇÃO EM FUNÇÃO DE PROCESSOS EROSIVOS.	57

FIGURA 5.5. SEÇÃO HIDROGEOLÓGICA NS ENTRE AS CIDADES DE AMAMBAÍ E SÃO GABRIEL D'OESTE, AO LONGO DO DIVISOR DE ÁGUAS, MOSTRANDO OS FLUXOS PROVENIENTES DAS ÁREAS DE RECARGA LOCALIZADAS A SUL E A NORTE, E A SUA IMPORTÂNCIA NA CONFORMAÇÃO DESTE DIVISOR.	58
FIGURA 5.6. BLOCO DIAGRAMA DA PORÇÃO SUDOESTE DA ÁREA DE ESTUDO, MOSTRANDO A ZONA DE DESCARGA LOCALIZADA A OESTE DA SERRA DE MARACAJU, E A CONFORMAÇÃO DO DIVISOR DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.	59
FIGURA 5.7. BLOCO COMPARANDO AS SUPERFÍCIES POTENCIOMÉTRICAS DO SAG NA ÁREA DE AFLORAMENTO DO SASG.....	60
FIGURA 5.8. MAPA DE CONTOURNO ESTRUTURAL DO SAG NA ÁREA DE ESTUDO.	62
FIGURA 5.9. MAPA DE CONTOURNO ESTRUTURAL DO SAG EM CAMPO GRANDE.	64
FIGURA 6.1. PADRÕES DE PERFIS DE VARIAÇÃO GRANULOMÉTRICA IDEALIZADO PARA A INTERPRETAÇÃO DE AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO (MODIFICADO DE SELLEY, 1982)...	68
FIGURA 6.2. SEÇÃO GEOLÓGICA NS NA CIDADE DE CAMPO GRANDE, ELABORADA A PARTIR DE PERFIS GEOFÍSICOS, MOSTRANDO AS VARIAÇÕES LITOLÓGICAS E GEOMÉTRICAS EXISTENTES NO SAG NA REGIÃO. APENAS NO POÇO CGR069 FOI PERFURADA A ESPESSURA TOTAL DO AQUÍFERO.	71
FIGURA 6.3. SEÇÃO GEOLÓGICA NW-SE NA CIDADE DE CAMPO GRANDE, ELABORADA A PARTIR DE PERFIS GEOFÍSICOS, MOSTRANDO AS VARIAÇÕES LITOLÓGICAS E GEOMÉTRICAS EXISTENTES NO SAG NA REGIÃO, OBSERVAR O DESNÍVEL NO TOPO DA FORMAÇÃO BOTUCATU OBSERVADO NOS POÇOS CGR164 E CGR174.	72
FIGURA 6.4. ESPESSURA TOTAL DA FORMAÇÃO BOTUCATU (EXCLUINDO-SE O BASALTO) NO MUNICÍPIO DE CAMPO GRANDE.	73
FIGURA 6.5. PERFIS GEOFÍSICOS DE POÇOS EM PONTA PORÃ E DOURADOS, MOSTRANDO A VARIAÇÃO NA ESPESSURA DA FORMAÇÃO BOTUCATU, OS NÍVEIS ARGILOSOS NA FORMAÇÃO PIRAMBÓIA, PRINCIPALMENTE NO POÇO DOU019.	74
FIGURA 6.6. <i>BOX PLOT</i> DA POROSIDADE DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO BOTUCATU.	83
FIGURA 6.7. <i>BOX PLOT</i> DA POROSIDADE DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO PIRAMBÓIA.	83
FIGURA 6.8. MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE COLETA DAS AMOSTRAS DE ROCHA.	85
FIGURA 6.9. CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS DAS FORMAÇÕES CONSTITUINTES DO SAG EM MATO GROSSO DO SUL, SEGUNDO ESQUEMA DE PETTIJOHN <i>ET AL.</i> (1972).	87

FIGURA 6.10. CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA DOS ARENITOS DAS FORMAÇÕES CONSTITUINTES DO SAG EM MATO GROSSO DO SUL, SEGUNDO ESQUEMA PROPOSTO POR PETTIJOHN <i>ET AL.</i> (1972).....	88
FIGURA 6.11. CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA DOS ARENITOS DAS FORMAÇÕES CONSTITUINTES DO SAG EM MATO GROSSO DO SUL, SEGUNDO ESQUEMA PROPOSTO POR HERRON. (1988)..	88
FIGURA 6.12. DIFRATOGRAMA DA AMOSTRA DE ROCHA CAM014, PROVENIENTE DE TESTEMUNHO DA SONDAGEM EFETUADA EM CAMAPUÃ, COM OCORRÊNCIA DE MONTMORILONITAS, ILITAS, CAULINITAS.	95
FIGURA 7.1. MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE COLETA DAS AMOSTRAS DE ÁGUA.	100
FIGURA 7.2. GRÁFICO RELACIONANDO OS VALORES DOS BALANÇOS DE CARGA E A CONDUTIVIDADE ELÉTRICA DAS AMOSTRAS DE ÁGUAS COLETADAS.....	101
FIGURA 7.3. ESQUEMA DE CONSTRUÇÃO DOS DIAGRAMAS DE (A) STIFF (MODIFICADO DE HEM, 1985) E (B) PIPER (MODIFICADO DE FETTER, 2001).	104
FIGURA 7.4. MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DOS TIPOS HIDROQUÍMICOS NA ÁREA DE ESTUDO.....	106
FIGURA 7.5. DIAGRAMAS DE STIFF DAS ÁGUAS DOS RIOS DA FAIXA DE AFLORAMENTOS DO SAG.	107
FIGURA 7.6. DIAGRAMA DE PIPER PARA AS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NA ÁREA DE ESTUDO, CLASSIFICADAS SEGUNDO O AQUÍFERO CAPTADO.....	108
FIGURA 7.7. DENDOGRAMA DAS AMOSTRAS DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO SAG NA ÁREA DE ESTUDO.	111
FIGURA 7.8. GRÁFICO DOS ESCORES DAS AMOSTRAS PARA OS FATORES 1 E 2.	113
FIGURA 7.9. GRÁFICO DOS ESCORES PARA OS FATORES 1 E 3.	113
FIGURA 7.10. GRÁFICO DE CORRELAÇÃO ENTRE A PROFUNDIDADE DO TOPO DO SAG E A TEMPERATURA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.	115
FIGURA 7.11. MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA NA ÁREA.....	117
FIGURA 7.12. GRÁFICO DE CORRELAÇÃO ENTRE A CONDUTIVIDADE ELÉTRICA E A QUANTIDADE DE SÓLIDOS TOTAIS DISSOLVIDOS NAS ÁGUAS DO SAG EM MATO GROSSO DO SUL.	118
FIGURA 7.13. GRÁFICO DE CORRELAÇÃO ENTRE A CONDUTIVIDADE ELÉTRICA E O PH.....	121
FIGURA 7.14. EVOLUÇÃO DAS CONCENTRAÇÕES DE CÁLCIO EM RELAÇÃO AO AUMENTO DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA DA ÁGUA.	121
FIGURA 7.15. EVOLUÇÃO DAS CONCENTRAÇÕES DE SÓDIO EM RELAÇÃO AO AUMENTO DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA DA ÁGUA.	122

FIGURA 7.16. EVOLUÇÃO DA ALCALINIDADE EM RELAÇÃO AO AUMENTO DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA DA ÁGUA.	123
FIGURA 7.17. EVOLUÇÃO DA CONCENTRAÇÃO DE CÁLCIO EM RELAÇÃO À ALCALINIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.	123
FIGURA 7.18. EVOLUÇÃO DA CONCENTRAÇÃO DE SÓDIO EM RELAÇÃO À ALCALINIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.	124
FIGURA 7.19. VARIAÇÃO DAS CONCENTRAÇÕES DE CÁLCIO COMPARADAS COM AS DE SÓDIO.	125
FIGURA 7.20. VARIAÇÃO DAS CONCENTRAÇÕES DE CÁLCIO COMPARADAS COM AS DE MAGNÉSIO.	125
FIGURA 7.21. RELAÇÃO ENTRE A CONDUTIVIDADE ELÉTRICA E A rNa^+/rCa^{+2}	128
FIGURA 7.22. RELAÇÃO ENTRE A CONDUTIVIDADE ELÉTRICA E O ITB.	129
FIGURA 7.23. RELAÇÃO ENTRE A CONDUTIVIDADE ELÉTRICA E A rSO_4^{-2}/rCl^-	130
FIGURA 7.24. GRÁFICO MOSTRANDO A VARIAÇÃO DO ÍNDICE DE SATURAÇÃO EM CALCITA EM FUNÇÃO DO AUMENTO DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA DAS ÁGUAS.	134
FIGURA 7.25. GRÁFICO MOSTRANDO A VARIAÇÃO DO ÍNDICE DE SATURAÇÃO EM CALCITA EM FUNÇÃO DO AUMENTO DO pH DAS ÁGUAS.	135
FIGURA 7.26. GRÁFICO MOSTRANDO A VARIAÇÃO DO ÍNDICE DE SATURAÇÃO EM QUARTZO EM FUNÇÃO DO AUMENTO DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA DAS ÁGUAS.	136
FIGURA 7.27. GRÁFICO MOSTRANDO A VARIAÇÃO DO ÍNDICE DE SATURAÇÃO EM QUARTZO EM FUNÇÃO DO AUMENTO DO pH DAS ÁGUAS.	137
FIGURA 7.28. GRÁFICO MOSTRANDO A VARIAÇÃO DO ÍNDICE DE SATURAÇÃO EM QUARTZO <i>VERSUS</i> O ÍNDICE DE SATURAÇÃO EM CALCITA.	137
FIGURA 7.29. CORRELAÇÃO ENTRE TAXAS DE DISSOLUÇÃO DOS FELDSPATOS E pH (MODIFICADO DE DREVER, 1997).	139
FIGURA 7.30. DIAGRAMA DE ESTABILIDADE $CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$	140
FIGURA 7.31. DIAGRAMA DE ESTABILIDADE $NaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$	141
FIGURA 7.32. DIAGRAMA DE ESTABILIDADE $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$	142
FIGURA 7.33. RELAÇÃO $\delta^{18}O$ E δ^2H PARA AS AMOSTRAS DE ÁGUAS COLETADAS, COMPARADAS COM A RETA METEÓRICA MUNDIAL E COM AS CHUVAS NA ESTAÇÃO DE CUIABÁ.	144
FIGURA 7.34. MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DE $\delta^{18}O$	146
FIGURA 7.35. MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DE $\delta^{13}C$	147

FIGURA 7.36. RELAÇÃO ENTRE O ISAT DA CALCITA E O $\delta^{13}\text{C}$, MOSTRANDO A CONTINUIDADE NO ENRIQUECIMENTO APESAR DA SATURAÇÃO.	149
FIGURA 8.1. MAPA DE CONTORNO ESTRUTURAL DO TOPO DO SAG NO COMPARTIMENTO SETENTRIONAL, ELABORADO A PARTIR DA COMPILAÇÃO DOS DADOS DE POÇOS EM MATO GROSSO DO SUL, MATO GROSSO, GOIÁS, MAINAS GERAIS, SÃO PAULO E PARANÁ APRESENTADOS NO ANEXO 01, E OS ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS EXTRAÍDOS DE ZALÁN ET AL. (1990).....	151
FIGURA 8.2. MAPA POTENCIOMÉTRICO DO COMPARTIMENTO SETENTRIONAL DO SAG, ELABORADO A PARTIR DA COMPILAÇÃO DOS DADOS DE POÇOS EM MATO GROSSO DO SUL, MATO GROSSO, GOIÁS, MAINAS GERAIS, SÃO PAULO E PARANÁ APRESENTADOS NO ANEXO 01, E OS ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS EXTRAÍDOS DE ZALÁN ET AL. (1990).....	154
FIGURA 8.3 MAPA DE CONDUTIVIDADE ELÉTRICA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO SAG EM SEU COMPARTIMENTO SETENTRIONAL, ELABORADO A PARTIR DA COMPILAÇÃO DOS DADOS DE POÇOS EM MATO GROSSO DO SUL, MATO GROSSO, GOIÁS, MAINAS GERAIS, SÃO PAULO E PARANÁ APRESENTADOS NO ANEXO 03, E OS ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS EXTRAÍDOS DE ZALÁN ET AL. (1990).....	156
FIGURA 8.4. RELAÇÃO ENTRE AS CONCENTRAÇÕES DE SÍLICA E BICARBONATO DISSOLVIDO NAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO SAG E A RELAÇÃO DE DISSOLUÇÃO DE FELDSPATOS COM A ADIÇÃO DE CALCITA.	158
FIGURA 8.5. RELAÇÃO ENTRE AS CONCENTRAÇÕES DE BICARBONATO E DE CÁLCIO DISSOLVIDO NAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO SAG E A RELAÇÃO DE DISSOLUÇÃO DE CALCITA.	159
FIGURA 8.6. MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DE $\delta^{13}\text{C}$ NO COMPARTIMENTO SENTENTIONAL DO SAG, ELABORADO A PARTIR DA COMPILAÇÃO DOS DADOS APRESENTADOS NO ANEXO 03, E DE SILVA (1983, 1986) E KIMMELMANN ET AL. (1986, 1989A, B).	160
FIGURA 8.7. MAPA DA ESQUERDA MOSTRA A ZONA ONDE AS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO SAG ENCONTRAM-SE SATURADAS EM RELAÇÃO À CALCITA, ENQUANTO O MAPA DA DIREITA (MODIFICADO DE FRANÇA ET AL., 2003) MOSTRA A DISTRIBUIÇÃO DA PORCENTAGEM DE CIMENTO CARBONÁTICO. NOTAR QUE A REGIÃO ONDE OCORRE A MAIOR PORCENTAGEM DE CIMENTO CARBONÁTICO É AQUELA ONDE AS ÁGUAS ENCONTRAM-SE SATURADAS EM RELAÇÃO À CALCITA.	162
FIGURA 8.8. MAPA DA ESQUERDA MOSTRA A ZONA ONDE AS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO SAG ENCONTRAM-SE INSATURADAS EM RELAÇÃO À CALCEDÔNIA, ENQUANTO O MAPA DA DIREITA (MODIFICADO DE FRANÇA ET AL., 2003) MOSTRA A DISTRIBUIÇÃO DA PRESENÇA	

DE CIMENTO SILICOSO. NOTAR QUE A REGIÃO ONDE OCORRE À SATURAÇÃO EM CALCEDÔNIA, CORRESPONDE A PRESENÇA DE CIMENTO SILICOSO.	163
FIGURA 8.9. RELAÇÃO ENTRE AS CONCENTRAÇÕES DE SÓDIO E CLORETO NAS AMOSTRAS DE ÁGUA ONDE O AQUÍFERO ENCONTRA-SE CONFINADO.	164
FIGURA 8.10. ZONEAMENTO GEOQUÍMICO PARA O SAG EM SEU COMPARTIMENTO SETENTRIONAL.	167

INDÍCE DE TABELAS

TABELA 3.1. BACIAS HIDROGRÁFICAS DE MATO GROSSO DO SUL (SANESUL/TAHAL, 1998).	23
TABELA 3.2. DADOS HIDROGRÁFICOS DA SUB-BACIA DO RIO AQUIDADUANA (BACIA DO RIO PARAGUAI) NA ÁREA DE AFLORAMENTO DAS FORMAÇÕES CONSTITUINTES DO SAG (SANESUL/TAHAL, 1998).....	25
TABELA 4.1. PRINCIPAIS PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS DO SAG.....	45
TABELA 4.2. PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DAS ÁGUAS DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI NO ESTADO DE SÃO PAULO (SILVA, 1983 E SRACEK & HIRATA, 2002).....	48
TABELA 6.1. HIERARQUIA DE HETEROGENEIDADES EM DEPÓSITOS SEDIMENTARES COM RELAÇÃO ÀS ESCALAS UTILIZADAS E SEUS PRINCIPAIS AGENTES DE CONTROLE (ADAPTADO DE HUGGENBERG & AIGNER, 1999 E PAIM ET AL., 2003).	67
TABELA 6.2. RELAÇÃO DOS POÇOS COM PERFIS GEOFÍSICOS ANALISADOS.	69
TABELA 6.3. POROSIDADE SÔNICA DOS ARENITOS DAS FORMAÇÕES BOTUCATU E PIRAMBÓIA NA CIDADE DE CAMPO GRANDE (MS).	82
TABELA 6.4. RAZÕES GEOQUÍMICAS DOS ARENITOS.....	89
TABELA 7.1. ESTATÍSTICA BÁSICA DAS PRINCIPAIS VARIÁVEIS HIDROQUÍMICAS PARA AS ÁGUAS DO SAG.	102
TABELA 7.2. PRINCIPAIS MÉTODOS EMPREGADOS PARA A ANÁLISE DE DADOS HIDROQUÍMICOS.	103
TABELA 7.3. VETORES, AUTOVALORES E A VARIÂNCIA ACUMULADA, OBTIDOS PELA ANÁLISE DAS COMPONENTES PRINCIPAIS.	111
TABELA 7.4. MATRIZ DE ESCORE DOS FATORES PRINCIPAIS.	112
TABELA 7.5. CORRELAÇÃO ENTRE OS PRINCIPAIS PARÂMETROS HIDROQUÍMICOS.....	120

ÍNDICE DE FOTOS

FOTO 2.1. COLETA DE AMOSTRA DE ÁGUA EM POÇO TUBULAR PROFUNDO.....	10
FOTO 2.2. FILTRAGEM DA AMOSTRA DE ÁGUA EM CAMPO.....	11
FOTO 2.3. EQUIPAMENTOS DE MEDIÇÃO DOS PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS EM CAMPO.	11
FOTO 2.4. TESTEMUNHO OBTIDO NA SONDAGEM EFETUADA EM CAMAPUÃ (MS), EM ZONA DE AFLORAMENTO DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO BOTUCATU.	12
FOTO 2.5. EXECUÇÃO DE FURO DE SONDAGEM ROTATIVA PARA RECUPERAÇÃO DE TESTEMUNHOS DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO BOTUCATU, EM CAMAPUÃ (MS).	13
FOTO 6.1. ARENITOS MÉDIOS COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE BAIXO ÂNGULO, PRÓXIMOS AO CONTATO DA FORMAÇÃO. BOTUCATU COM OS BASALTOS DA FORMAÇÃO. SERRA GERAL, OBSERVADOS ENTRE BANDEIRANTES E BAIANÓPOLIS (MS).....	75
FOTO 6.2. DETALHE DE ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA, COM TRUNCAMENTO NO TOPO, EM ARENITOS MÉDIOS A FINOS, COM CIMENTAÇÃO CARBONÁTICA. AFLORAMENTO LOCALIZADO NA CIDADE DE CAMAPUÃ (MS).....	76
FOTO 6.3. DETALHE DE CAMADA DECIMÉTRICA DE ARENITOS GROSSEIROS, LOCALMENTE CONGLOMERÁTICOS ENCONTRADOS POUCO ABAIXO DO CONTATO COM A FORMAÇÃO SERRA GERAL, PRÓXIMOS A CIDADE DE SÃO GABRIEL DO OESTE.	77
FOTO 6.4. AFLORAMENTO DE ARENITOS FINOS, COM MATRIZ ARGILOSA E ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELA, INTERCALADOS A CAMADAS DECIMÉTRICAS DE ARGILITOS, PRÓXIMO AO CONTATO COM OS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO. AQUIDAUANA, NA LOCALIDADE DE FALA VERDADE (MS).....	78
FOTO 6.5. AFLORAMENTO MOSTRANDO CAMADA MÉTRICA DE FOLHELHOS E ARGILITOS COM LAMINAÇÃO PLANO-PARALELA, COLORAÇÃO VERMELHO-TIJOLO, ASSENTADA SOBRE CAMADA DE ARENITOS GROSSOS DE COLORAÇÃO ESBRANQUIÇADA, MACIÇOS, PRÓXIMO À CIDADE DE SÃO GABRIEL DO OESTE (MS).	78
FOTO 6.6. VISTA GERAL DE AFLORAMENTO LOCALIZADO ENTRE A CIDADE DE CAMAPUÃ E A LOCALIDADE DE PONTINHA DO COXO (MS), MOSTRANDO INTERCALAÇÕES ENTRE ARENITOS MÉDIOS COM ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELA DE COLORAÇÃO CREME, COM ARENITOS AVERMELHADOS, FINOS, DO TOPO DA SEQÜÊNCIA.....	79
FOTO 6.7. DETALHE DOS ARENITOS DO AFLORAMENTO DA FOTO 11, COM ESTRATIFICAÇÃO PLANO PARALELA E MARCAS DE ONDULAÇÃO.	79

FOTO 6.8. DETALHE DOS ARENITOS FINOS, AVERMELHADOS, DO AFLORAMENTO DA FOTO 11...	80
FOTO 6.9. AFLORAMENTO DE ARENITOS MACIÇOS, PRÓXIMO À LOCALIDADE DE BOQUEIRÃO (MS), COM CIMENTAÇÃO SILICOSA PROEMINENTE.	80
FOTO 6.10. MICROFOTOGRAFIA MOSTRANDO A PRESENÇA DE CIMENTO FERRUGINOSO NOS ARENITOS NA AMOSTRA MS17, COLETADA ENTRE AS LOCALIDADES DE RIO NEGRO E SÃO GABRIEL DO OESTE (AUMENTO 20X – NICÓIS //).....	90
FOTO 6.11. ASPECTO GERAL DE SEÇÃO DELGADA, MOSTRANDO A BIMODALIDADE DOS GRÃOS DO ARENITO. AMOSTRA CAM002, COLETADA NA SONDAÇÃO EFETUADA NO MUNICÍPIO DE CAMAPUÃ (MS) (NICÓIS //).....	91
FOTO 6.12. MICROFOTOGRAFIA MOSTRANDO, ALÉM DA BIMODALIDADE DOS ARENITOS, AS RELAÇÕES DE CONTATO ENTRE OS GRÃOS DO ARENITO E A POROSIDADE DO TIPO INTERGRANULAR EXISTENTE. AMOSTRA MS 004 (AUMENTO 20X – NICÓIS //).....	92
FOTO 6.13. GRÃO DE FELDSPATO APRESENTANDO INÍCIO DE DISSOLUÇÃO, CARACTERIZANDO A POROSIDADE SECUNDÁRIA DOS ARENITOS (AMOSTRA MS19) (AUMENTO 40X – NICÓIS //).	92
FOTO 6.14. PRESENÇA DE CIMENTO CARBONÁTICO ENTRE OS GRÃOS APRESENTANDO SINAIS DE DISSOLUÇÃO (AMOSTRA CAM016 – NICÓIS //).....	93
FOTO 6.15. PRESENÇA DE CIMENTO SILICOSO AO REDOR DOS GRÃOS (AMOSTRA CAM004, NICÓIS //).	94
FOTO 6.16. RECRISTALIZAÇÃO DE QUARTZO AO REDOR DOS GRÃOS DO ARCABOUÇO (AMOSTRA MS007 – NICÓIS X).	94
FOTO 6.17. DISSOLUÇÃO DE GRÃOS DE FELDSPATO, E PRESENÇA DE ARGILAS FORMANDO MATRIZ AO REDOR DOS GRÃOS DO ARENITO (AMOSTRA CAM002 NICÓIS //).....	96
FOTO 6.18. ESMECTITA E INTERSTRATIFICADOS AUTIGÊNICOS (I-S) REVESTINDO PARCIALMENTE OS GRÃOS. A IMAGEM DA DIREITA É UM DETALHE, ONDE PODE-SE OBSERVAR OS ARGILOMINERAIS OBSTRUINDO OS POROS. POÇO 1-DO-2-MS – PROF: 797M (ANJOS & ANJOS, 1996).....	97
FOTO 6.19. FELDSPATO EM PROCESSO DE ALTERAÇÃO PARA ESMECTITA. NA IMAGEM DA DIREITA É POSSÍVEL OBSERVAR UM DETALHE DO PROCESSO. POÇO 2-AM-1-MS – PROF. 407,6M (ANJOS & ANJOS, 1996).	97
FOTO 6.20. CAULINITA AUTIGÊNICA ENTRE GRÃOS DE QUARTZO, OBSTRUINDO POROS. AMOSTRA COLETADA NO POÇO CGR069 A PROFUNDIDADE DE 304 METROS.	98

RESUMO

O fluxo das águas subterrâneas no SAG, em sua porção ocidental, é caracterizado pela existência de três áreas de recarga regional, localizadas em Mato Grosso do Sul e Goiás. A partir destas áreas de recarga o fluxo regional é radial direcionado para o centro da Bacia do Paraná. Em algumas porções das zonas de afloramento ocorrem fluxos localizados de descarga. As águas apresentam características químicas que permitem sua classificação em: bicarbonatadas cálcicas ou calco-magnesianas, bicarbonatadas sódicas e bicarbonatadas cloretadas/sulfatadas sódicas, representando, nesta ordem, a sua evolução hidroquímica. Os mecanismos envolvidos nesta evolução são: dissolução de feldspatos e remoção do cimento carbonático do arcabouço mineral dos arenitos, seguido por troca iônica, responsável pelo aumento nas concentrações de sódio e diminuição nas concentrações de cálcio e, finalmente, o enriquecimento em cloreto e sulfato, oriundos dos aquíferos sotopostos ao SAG. Foram reconhecidas três unidades hidroestratigráficas distintas no SAG: superior, representada pelos arenitos eólicos limpos, da Formação Botucatu, intermediária, representada por arenitos finos e argilosos, e inferior, por arenitos finos, pouco argilosos, estas duas últimas unidades pertencentes à Formação Pirambóia.

Palavras Chaves: Sistema Aquífero Guarani, Águas Subterrâneas, Hidroquímica, Modelo Hidrogeológico Conceitual, Arcabouço do Aquífero.

ABSTRACT

The groundwater flow pattern in the occidental portion of SAG (Guarani Aquifer System) is characterized by the existence of three regional recharge areas located in Mato Grosso do Sul and Goiás states. From these areas of recharge the regional flow is radial and directed toward the center of Paraná Sedimentary Basin. Local discharge flows occurs in portions of outcrop regions. The groundwater can be classified as calcium or calcium-magnesium bicarbonate type, sodium bicarbonate type and sodium bicarbonate/chloride/sulphate type, representing in this sequence its hydrochemical evolution. The mechanisms responsible for this evolution are dissolution of feldspars and removal of the carbonate cement of the sandstones mineral framework, followed by ionic exchange, responsible for the increase in the sodium concentration and decrease of calcium, and, finally, the enrichment in chloride and sulphate derived from underlying aquifers units. Three distinct hydrostratigraphics units in the SAG have been recognized: the upper unit is represented by aeolian sandstones from Botucatu Formation, the intermediate, represented by the fine and argillaceous sandstones, and the lower unit is constituted by fine sandstones with low content in clays, these last two units belong to the Pirambóia Formation.

Key Words: Guarani Aquifer System (GAS); Groundwater; Hydrochemistry, Hydrogeological Conceptual Model, Aquifer Framework.

1 - INTRODUÇÃO

O Sistema Aquífero Guarani (SAG) representa um exemplo típico de aquífero transfronteiriço, estendendo-se pelos territórios brasileiro, argentino, paraguaio e uruguaio (Figura 1.1). Constitui importante manancial e reserva estratégica de água potável para a porção sudeste do continente sul-americano, cuja gestão sustentável representa, atualmente, um dos maiores desafios, na área dos recursos hídricos, para os países onde o aquífero ocorre.

O SAG, aflorante ou subjacente, ocupa uma área total de 1.194.000 Km², dos quais 840.000 Km² em território brasileiro, estendendo-se pelos estados de Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Goiás, Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

Por estar inserido no contexto geológico da Bacia Sedimentar do Paraná, o SAG apresenta comportamento e “divisões” relacionadas às principais estruturas observadas na bacia.

Araújo et al. (1995) divide o SAG em dois grandes domínios potenciométricos distintos, com características de fluxo distintas, separados pelo Arco de Ponta Grossa que, em função da presença de inúmeros diques de diabásio, atua como barreira hidráulica entre os compartimentos.

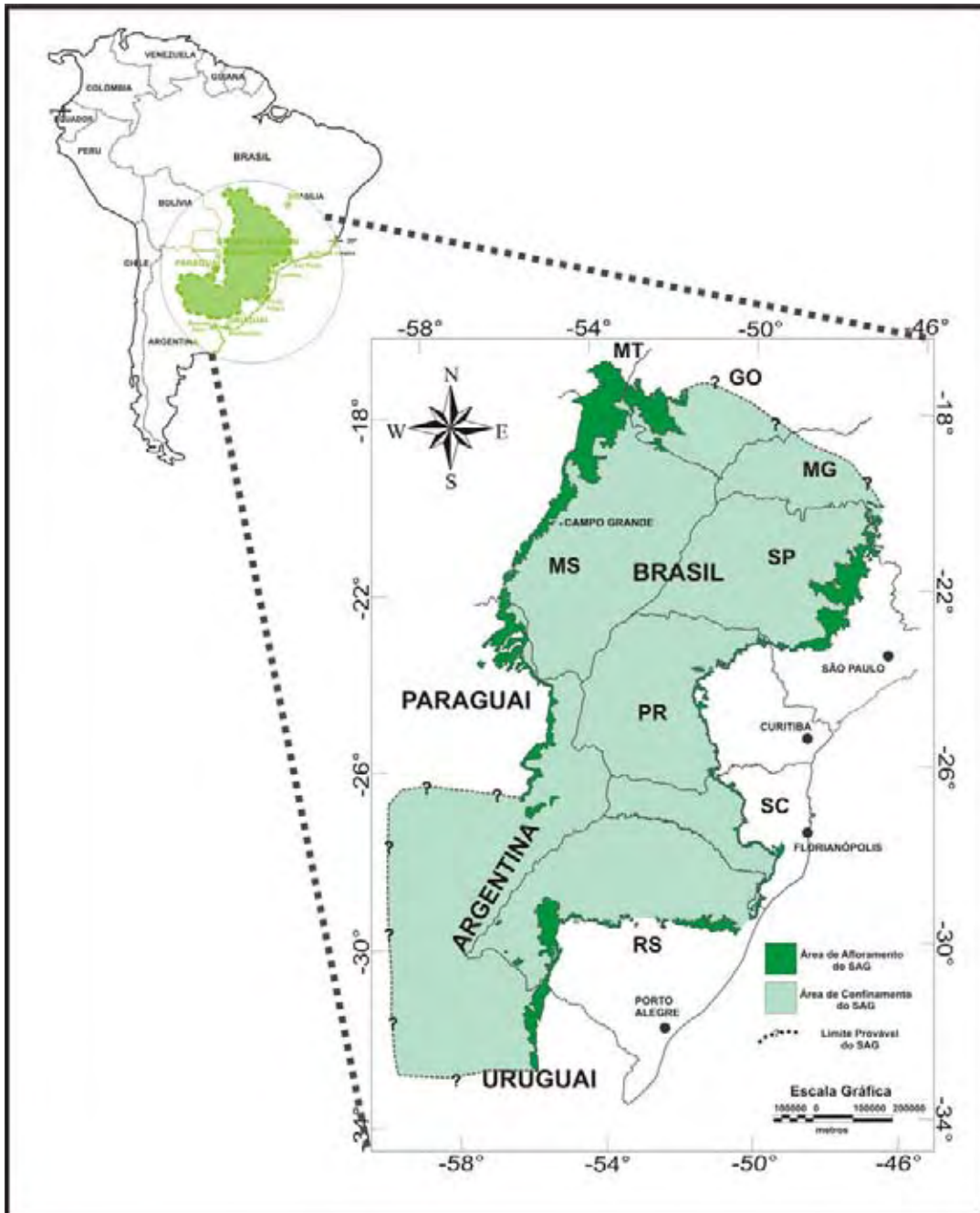


Figura 1.1. Área de ocorrência do Sistema Aqüífero Guarani (SAG).

O compartimento setentrional engloba as áreas de ocorrência do SAG nas regiões centro-oeste e sudeste do território brasileiro, onde as faixas de afloramento das formações Botucatu e Pirambóia, unidades litoestratigráficas constituintes do aquífero, se estendem por cerca de 77.000 Km², sendo 36.000 Km² em Mato Grosso do Sul, 16.000 Km² no estado de São Paulo e 25.000 Km² nos estados de Goiás e Mato Grosso. No restante da área, o aquífero

encontra-se sobreposto pelos basaltos de Formação Serra Geral, por sedimentos psamíticos relacionados ao Grupo Bauru e coberturas cenozóicas indiferenciadas.

Em função do desenvolvimento econômico alcançado nos últimos anos, sustentado principalmente pela atividade agropecuária na região centro-oeste e pela atividade agroindustrial no interior do estado de São Paulo, a demanda por recursos hídricos subterrâneos vem aumentando, tanto para fazer frente às necessidades hídricas inerentes ao desenvolvimento econômico, quanto para atender ao crescimento demográfico dos centros urbanos.

Neste contexto, o SAG representa um importante manancial de fornecimento de água potável, respondendo por 25% do abastecimento de água das populações do estado de Mato Grosso do Sul (CHANG, 2001). Neste estado, vários municípios possuem sistema de abastecimento de água, sustentados total ou parcialmente pelo aquífero, destacando-se as cidades de Campo Grande, Dourados, Ponta Porã, Três Lagoas, Cassilândia, Inocência e Camapuã.

Nos estados de Goiás e Mato Grosso, em função da pequena área de ocorrência, o SAG representa manancial de importância apenas relativa para o abastecimento das populações urbanas; entretanto, para o abastecimento de propriedades rurais, o recurso vem sendo largamente utilizado. Nestes estados, pode-se citar as localidades de Rio Verde, Aporé e Itajá em Goiás, e Alto Taquari em Mato Grosso, como localidades abastecidas parcial ou totalmente por poços tubulares perfurados no SAG.

1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo está localizada, aproximadamente, entre as latitudes 17° e 24°S e as longitudes 50° e 56°W, inserida na região centro-oeste do território brasileiro, englobando a porção leste do estado de Mato Grosso do Sul, a porção sul do estado de Goiás e o extremo sudeste do Mato Grosso (Figura 1.2).

Ocupando uma região com vocação predominantemente agrícola, atividade econômica que vem promovendo o desenvolvimento regional, a área de estudo estende-se por cerca de 295.000 Km². Seus limites são representados a oeste, em Mato Grosso do Sul, pela faixa de

afloramentos das formações Botucatu e Pirambóia; a norte, nos estados de Mato Grosso e Goiás, a área se estende até o limite de ocorrência dos sedimentos destas formações, em contato ainda não mapeado; a leste, a área apresenta como divisa os rios Paraná e Paranaíba e, a sul e sudoeste, a fronteira do território brasileiro com o território da República do Paraguai.

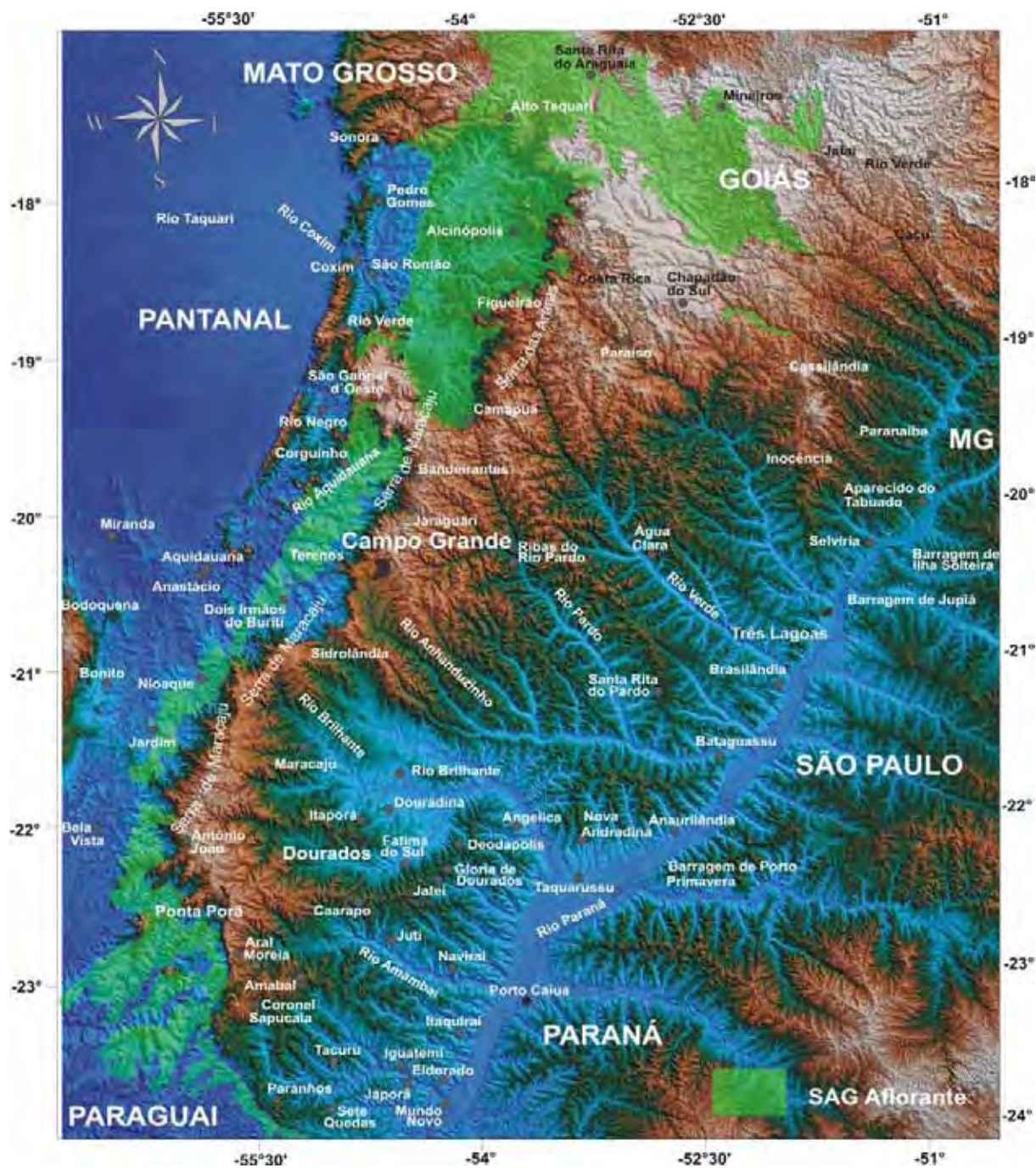


Figura 1.2. Mapa de localização da área de estudo.

1.2. JUSTIFICATIVA

Os recursos hídricos subterrâneos representam um fator importante na melhoria das condições de vida da população, capaz de promover o desenvolvimento e a justiça social. Assim, em virtude da contaminação crescente dos mananciais superficiais e do alto custo para recuperação e tratamento destas águas, o homem tem se voltado cada vez mais para as águas subterrâneas, a fim de suprir suas necessidades de abastecimento.

Neste contexto, o SAG representa um reservatório importante de água potável para as populações que habitam sua área de ocorrência, e cada vez mais existe a necessidade de se promover a realização de estudos que possibilitem o gerenciamento sustentável deste aquífero.

Um exemplo desta preocupação é a criação, por parte dos países onde o aquífero ocorre, e sob os auspícios do GEF – *Global Environmental Found* do Banco Mundial – de um projeto internacional para estudo sistemático, visando o conhecimento hidrogeológico e hidroquímico do aquífero, que leve à elaboração de políticas e estratégias de gestão.

Atualmente, o SAG tem sido mostrado à opinião pública dos países do Mercosul como “*o maior manancial subterrâneo de água potável do planeta*”, capaz de suprir as necessidades de água da população que habita sua área de ocorrência. Entretanto, os conhecimentos a respeito de suas características hidrogeológicas e hidroquímicas, em algumas regiões, são relativamente escassos, e alguns estudos apontam para problemas relacionados à qualidade de sua água e à existência de descontinuidades que influenciam o fluxo das águas subterrâneas.

Apesar da existência de vários estudos regionais, efetuados por diversos autores que objetivaram a compreensão das condições hidrodinâmicas e hidroquímicas do SAG (GILBOA et al., 1976; SILVA, 1983; ARAÚJO et al., 1999; CAMPOS, 2000 e ROSA FILHO et al., 2003), a porção do aquífero localizada na borda ocidental da Bacia do Paraná apresenta-se ainda como uma área muito pouco estudada, o que torna importante a aquisição de dados nesta área e sua integração com os dados já existentes no Estado de São Paulo.

Aliada à falta de conhecimento sobre o tema, a ocorrência de extensas áreas de afloramento das formações constituintes do aquífero, e a presença de divisor de águas entre as bacias hidrográficas dos rios Paraná, Paraguai e Araguaia, nos Estados de Mato Grosso do Sul, Goiás e Mato Grosso, estão entre os fatores que motivaram a realização desta pesquisa.

1.3. OBJETIVOS

A importância que o Sistema Aquífero Guarani tem como reserva de água potável, leva à necessidade cada vez maior de estudos que forneçam subsídios para a gestão sustentável de seus recursos hídricos.

Neste sentido, a pesquisa proposta teve como objetivo principal a elaboração de um modelo hidrogeológico e hidrogeoquímico conceitual para o SAG, em sua porção ocidental.

Visando este objetivo maior, o estudo se divide em três objetivos complementares, abaixo relacionados.

- i. ***Estudo Hidrodinâmico do Aquífero*** – Estudar e avaliar as condições de fluxo das águas subterrâneas dentro do SAG, decorrentes da evolução tectono-estratigráfica da borda ocidental da Bacia Sedimentar do Paraná, visando à definição das áreas de recarga e descarga do aquífero, contribuindo para a elaboração de modelo conceitual de fluxo das águas subterrâneas no aquífero em seu compartimento setentrional.

- ii. ***Estudo do Arcabouço do Aquífero*** – Avaliar as variações litoestratigráficas em várias escalas de observação (poço – afloramento – microscópio), de maneira a fornecer subsídios aos estudos hidrodinâmico e hidroquímico do aquífero.

- iii. ***Estudo Hidroquímico do Aquífero*** – Analisar as características hidroquímicas das águas subterrâneas e superficiais relacionadas ao SAG, e os processos de interação rocha-água, objetivando a elaboração de modelo de evolução hidroquímica regional para o aquífero em seu compartimento setentrional.

2 - METODOLOGIA

Diferentes abordagens metodológicas, propostas por diversos autores, vêm sendo utilizadas para estudos regionais de sistemas aquíferos, todas elas com o objetivo de compreender os fatores condicionadores do fluxo e da qualidade da água, sejam eles sedimentológicos, estruturais, diagenéticos, faciológicos, etc. (EHRENBERG, 1997; HUGGENBERGER & AIGNER, 1999 e FETTER, 2001).

Neste contexto, é necessária e importante uma visão sistêmica do aquífero, relacionando as características observadas em micro-escala (petrografia, análises químicas, etc) e em meso-escala (afloramentos e perfis geofísicos) aos grandes traços estruturais observados no arcabouço da bacia sedimentar. Esta junção possibilita a elaboração de modelo hidrogeológico e hidroquímico conceitual, comportando aspectos relacionados ao fluxo e à qualidade das águas subterrâneas.

O planejamento do desenvolvimento deste trabalho, partindo desta premissa abrangente, considerou cinco fases diferentes, complementares, que podem ser visualizadas no fluxograma apresentado na Figura 2.1.

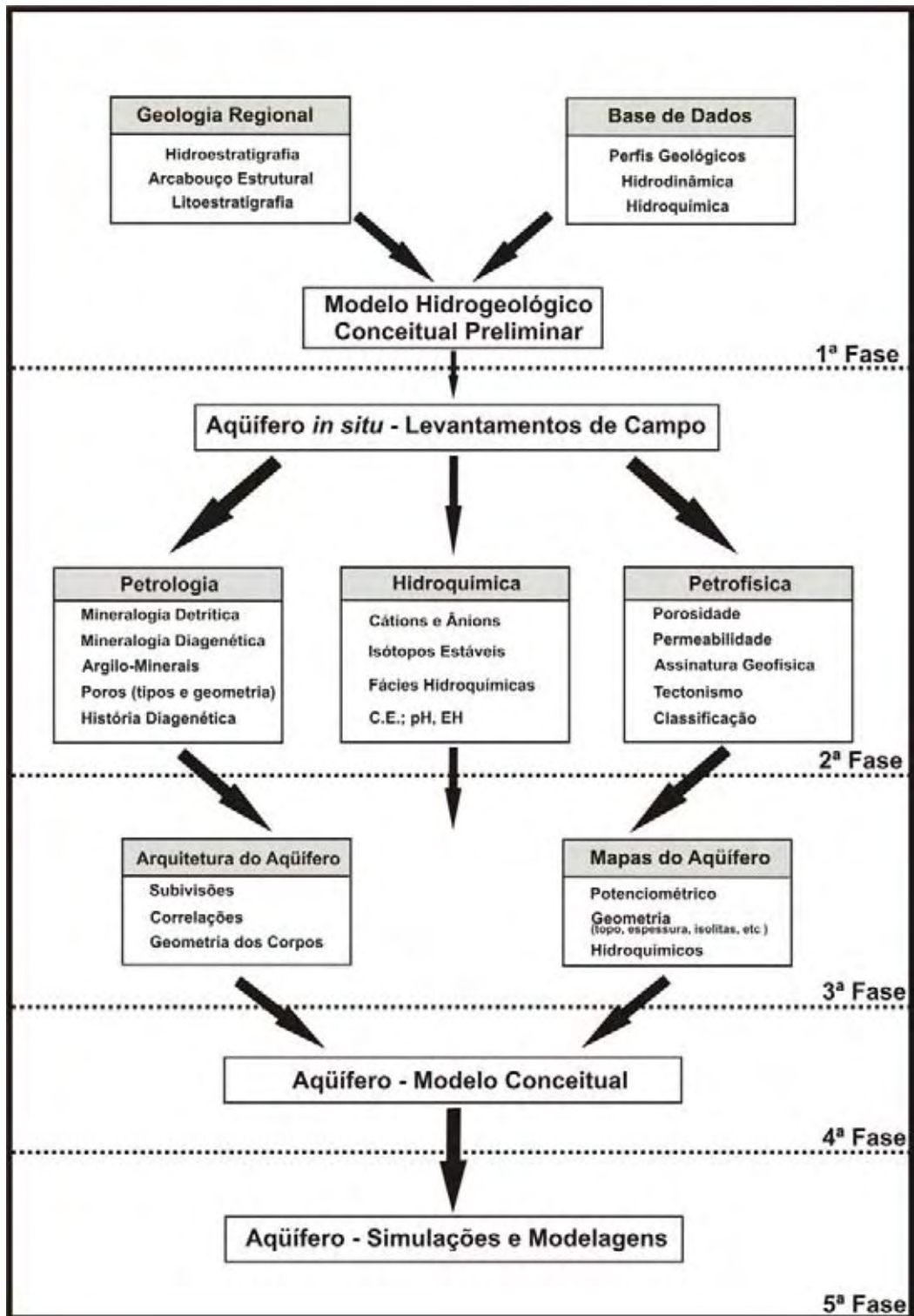


Figura 2.1. Fluxograma das etapas de desenvolvimento da pesquisa.

2.1. LEVANTAMENTOS PRELIMINARES

Numa primeira etapa de trabalho, foram levantadas informações sobre poços perfurados no SAG e no Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) em Mato Grosso do Sul, Mato Grosso e Goiás, nas bases de dados da Companhia de Saneamento de Mato Grosso do Sul (SANESUL) e Goiás (SANEAGO) e Companhia Águas de Guariroba, responsável pelo abastecimento público do município de Campo Grande.

A estes dados foram adicionadas informações de poços cadastrados pela CPRM em sua base de dados (SIAGAS), além daqueles perfurados para indústrias e particulares identificados na área de estudo. Foram também incorporados dados apresentados por Silva (1983), em estudo hidroquímico do SAG no estado de São Paulo.

As principais informações foram armazenadas em uma base de dados que reuniu aspectos construtivos e geológicos dos poços, parâmetros hidrodinâmicos (níveis d'água, vazões, etc.), perfis elétricos, ensaios de bombeamento, dados hidroquímicos e posicionamento geográfico.

Os levantamentos preliminares constaram, ainda, da digitalização de mapas temáticos da área em estudo, da compilação da bibliografia de interesse (hidrogeologia, hidroquímica e Sistema Aquífero Guarani) existente em bases de dados nacionais e estrangeiras.

2.2. LEVANTAMENTOS DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS

Após a obtenção das informações de poços cadastrados, foi efetuada uma seleção de pontos de interesse para coleta de amostras de água, pontos estes escolhidos em função de sua importância (vazão dos poços) ou seu posicionamento geográfico (obtenção de malha de amostragem regular).

Foram efetuadas cinco campanhas para amostragem de águas subterrâneas, nos meses de março/2003, outubro/2003, agosto/2004, outubro/2005 e em março/2006. Nas quatro primeiras campanhas foram amostrados poços apenas no estado de Mato Grosso do Sul, enquanto na última campanha foram coletadas amostras de água nos estados de Goiás, Mato Grosso e Minas Gerais.

Ao todo foram coletadas 82 amostras de água subterrânea, 06 amostras de água superficial, 04 amostras de águas de chuva, e 30 amostras de rocha para análises petrográficas.

As amostras de água subterrâneas foram coletadas nos cavaletes dos poços (Foto 2.1) ou na entrada dos reservatórios, evitando-se, desta maneira, a coleta de amostras que não representassem o aquífero, sendo imediatamente filtradas com filtro Milipore® 0,45µm para preservação e medição dos parâmetros físico-químicos (Foto 2.2).

Após a filtragem, foram medidos em campo os seguintes parâmetros físico-químicos: pH, condutividade elétrica, temperatura e potencial de oxi-redução.

As medidas de condutividade foram realizadas com condutímetro Orion, modelo 230A, acoplado a eletrodo Orion Conductive Cell 011050 e condutímetro Marca Hydac com correção de temperatura.



Foto 2.1. Coleta de amostra de água em poço tubular profundo.



Foto 2.2. Filtragem da amostra de água em campo.

O pH foi medido com aparelho marca Orion, modelo 115, acoplado a eletrodo Orion Triode 917BN, e pHmetro Hydac com correção de temperatura; o potencial REDOX foi medido com aparelho Orion, modelo 250A, acoplado a eletrodo Combo Redox – 9678BN (Foto 2.3).



Foto 2.3. Equipamentos de medição dos parâmetros físico-químicos em campo.

Após a filtragem, as amostras de água coletadas foram armazenadas em duas garrafas de poliestireno de 1 litro, sendo uma amostra preservada apenas refrigerada, utilizada na determinação dos ânions, e a segunda alíquota preservada com ácido nítrico (concentração 2N), até atingir $\text{pH} < 2$, utilizada na determinação dos cátions.

Para a determinação isotópica do $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ contidos no bicarbonato e no carbonato dissolvidos na água subterrânea, foi utilizado o precipitado obtido por meio da adição de hidróxido de bário em meio alcalino.

Para caracterização petrográfica dos arenitos do SAG, foram coletadas amostras de rocha em afloramentos das unidades litoestratigráficas que o constituem; foi também executada uma sondagem no município de Camapuã, com a retirada de testemunhos da Formação Botucatu no local (Foto 2.4), onde foi feita a instalação de um poço de monitoramento (Foto 2.5).



Foto 2.4. Testemunho obtido na sondagem efetuada em Camapuã (MS), em zona de afloramento dos arenitos da Formação Botucatu.



Foto 2.5. Execução de furo de sondagem rotativa para recuperação de testemunhos dos arenitos da Formação Botucatu, em Camapuã (MS).

2.3. ANÁLISES DE LABORATÓRIO

As amostras de água (subterrâneas, superficiais e de chuva) coletadas em campo foram analisadas para determinação dos cátions e ânions principais, metais, além de determinações isotópicas de carbono e oxigênio, enquanto as amostras de rocha foram preparadas para análises microscópicas (lâminas delgadas), difratometria de Raios-X e fluorescência de Raios-X.

As amostras de água foram submetidas a análises químicas, com o objetivo de determinar as concentrações de cátions, ânions e isótopos estáveis de Oxigênio, Hidrogênio e Carbono. Estas análises foram efetuadas, parte no Laboratório de Hidrogeologia e Hidrogeoquímica do IGCE – UNESP – Campus de Rio Claro, e parte no Hydrogeochemistry

Laboratory, University of Calgary, Canadá; as análises isotópicas foram realizadas no Isotope Science Laboratory, Department of Physics and Astronomy, University of Calgary.

As amostras analisadas nos laboratórios da UNESP tiveram os cátions (sódio e potássio) determinados por Espectrofotometria de Absorção Atômica – AAS, com aparelho marca GBC, modelo 906AA, e os elementos silício, magnésio, cálcio, estrôncio, zinco, fósforo, chumbo, cobalto, cádmio, níquel, manganês, ferro, cromo, alumínio, cobre e bário determinados por Espectrofotometria de Emissão Atômica com Fonte de Plasma Indutivo (ICP-AES), com aparelho de marca ARL, modelo 3410 (seqüencial), com nebulizador ultrassônico CETAC-U5000AT.

Os cátions analisados no Hydrogeochemistry Laboratory, University of Calgary, foram determinados por meio de Espectrofotometria de Absorção Atômica, com espectrofotômetro marca Perkin-Elmer Analyst 100[®], com lâmpadas catódicas Lumina[®].

As amostras filtradas e não acidificadas foram utilizadas para determinação inicialmente da alcalinidade, pelo método potenciométrico, com a utilização de eletrodo de pH e do aparelho ORION 960 (Autochemistry System).

Dentre os demais ânions, o flúor e o cloreto foram determinados por métodos potenciométricos, empregando-se eletrodos seletivos marca ORION, modelo 9417BN, e eletrodo de referência de junção dupla marca ORION, modelo 900200, acoplados a um aparelho ORION 960 (Autochemistry System).

O sulfato e o nitrato foram determinados por métodos colorimétricos, com utilização de fotômetro marca Yellow Spring Instruments, modelo YSI-9100.

A determinação dos isótopos estáveis na água (¹⁸O e ²H) e na fase carbonática dissolvida (¹³C) foi efetuada no Isotope Science Laboratory, Department of Physics and Astronomy, University of Calgary. As medidas dos isótopos de oxigênio da água foram feitas em condições de equilíbrio do CO₂ (g), com a água a 25°C (EPSTEIN & MAYEDA, 1953). A razão ¹⁸O/¹⁶O do CO₂(g) foi medida em um espectrômetro de massa, marca Micromass MS903, e a $\delta^{18}\text{O}$ apresentada em ‰ relativa à Viena Standard Mean Ocean Water (V-SMOW).

A determinação de $\delta^2\text{H}$ da água foi realizada segundo os procedimentos da redução do zinco, propostos por Coleman et al. (1982). O hidrogênio produzido foi analisado em

espectrômetro de massa, marca Micromass 602, e o $\delta^2\text{H}$ apresentado em ‰ relativa à Viena Standard Mean Ocean Water (V-SMOW).

A determinação da composição isotópica do carbono foi realizada a partir das espécies carbonáticas dissolvidas, que foram precipitadas com SrCO_3 . O carbonato de estrôncio seco foi dissolvido em ácido ortofosfórico e o $\text{CO}_2(\text{g})$ foi coletado em tubos de vidro. O $\delta^{13}\text{C}$ do $\text{CO}_2(\text{g})$ foi determinado utilizando-se espectrômetro de massa, marca Micromass MS903, e a composição isotópica apresentada em ‰ relativa ao PeeDee Belemnite (PDB) standard.

Para a determinação da composição mineralógica e química das litologias constituintes do SAG, foram utilizadas a difração de Raios-X, microscopia ótica e fluorescência de Raios-X, métodos clássicos na identificação e quantificação de minerais constituintes de rochas sedimentares, e que fornecem subsídios para sua classificação.

A identificação de todas as espécies mineralógicas presentes na composição de uma rocha sedimentar, aliada à determinação de sua composição química, permite a elaboração de análises modais de sua composição mineralógica, que reflitam sua real composição.

2.3.1 Difração de Raios-X

A composição química das águas subterrâneas é fortemente afetada pela presença de argilominerais. Isto se deve, em parte, ao seu reduzido diâmetro ($< 2 \mu\text{m}$), o que lhes confere uma alta razão entre a superfície de exposição e sua massa.

Esta característica faz com que as reações químicas das águas subterrâneas com os argilominerais sejam relativamente rápidas, apesar do equilíbrio termodinâmico frequentemente não ser atingido em ambientes de baixas temperaturas (LANGMUIR, 1997).

Para determinação dos argilominerais (fração granulométrica $< 2 \mu\text{m}$) presentes nas amostras coletadas, foi utilizado o método de difração de Raios-X, que apresenta excelentes resultados na determinação destes minerais, com base na estrutura cristalina e na composição química dos cristais.

A extração dos argilominerais foi efetuada segundo o método proposto por Alves (1987), que consiste na separação da fração fina da amostra, após a sua desagregação

mecânica, por sedimentação diferencial de partículas em meio aquoso por ação gravitacional, sendo o material sobrenadante separado a seguir por sifonamento em lâminas de vidro; os agregados de argilominerais foram orientados de maneira a intensificar a reflexão no plano {001} para argilominerais de formas achatadas e/ou planares, e a reflexão no plano {hk0} para argilominerais fibrosos.

A partir deste material retirado, foram preparadas lâminas com a dispersão da solução contendo a fração argilosa das rochas sobre a mesma, utilizando-se um conta-gotas para esta tarefa. A deposição das gotas deve ser feita uma a uma; a seguir, o material é secado à temperatura ambiente, de modo a obter-se uma fina película depositada sobre a lâmina de vidro.

Estas amostras podem ser submetidas a três tipos de tratamentos específicos, de maneira a auxiliar a determinação dos argilominerais presentes. A amostra natural seca à temperatura ambiente. A amostra glicolada é submetida a solvatação em etilenoglicol ($\text{CH}_2\text{OHCH}_2\text{OH}$): a lâmina é colocada dentro de um dessecador, tendo ao fundo o etilenoglicol; ao se produzir vácuo, a atmosfera satura-se no composto, permanecendo as amostras sob estas condições por aproximadamente 15 horas. A amostra aquecida é levada a temperatura de 500°C , por duas horas.

O difratograma gerado a partir da amostra seca à temperatura ambiente é utilizado como referência na avaliação dos deslocamentos estruturais provocados pelos outros dois testes. A amostra glicolada é auxiliar na determinação de argilominerais expansivos, como os argilominerais do grupo das esmectitas, enquanto a amostra aquecida auxilia na determinação de argilominerais sensíveis ao aumento de temperatura, como, por exemplo, as caulinitas e as cloritas, que apresentam alterações em suas estruturas cristalinas (BROWN & BRINDLEY, 1980).

Foram preparadas 32 amostras da fração argila das rochas coletadas em afloramento e na sondagem efetuada, que tiveram analisados seus difratogramas referentes às amostras naturais.

2.3.2 Petrografia

A determinação da composição mineralógica da fração granulométrica superior a 2 μm , dos arenitos pertencentes às formações Pirambóia e Botucatu, constituintes do Sistema Aquífero Guarani, foi efetuada a partir da análise de 46 seções delgadas.

Devido à friabilidade destes arenitos, as amostras tiveram de ser impregnadas, previamente à confecção das lâminas, com resina aditivada com corante azul, segundo a metodologia proposta por Cesero et al. (1989).

Essas seções delgadas foram analisadas com a utilização de microscópio petrográfico de luz polarizada. Identificados e descritos os minerais, suas feições texturais e diagenéticas, foi efetuada a contagem de pontos em malha regular para cálculo de percentagem das diferentes espécies minerais e da porosidade.

2.3.3 Fluorescência de Raios-X

Os métodos apresentados anteriormente permitem apenas a identificação dos constituintes mineralógicos dos arenitos, sendo, portanto, necessária a determinação da composição química das rochas pela utilização da fluorescência de Raios-X.

Das amostras de rocha coletadas em campo, 31 amostras foram analisadas em espectrômetro de fluorescência, no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências e Ciências Exatas – IGCE – UNESP – Rio Claro, determinando-se a concentração dos óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , TiO_2 e P_2O_5 , além da perda ao fogo (LOI).

2.4. TRATAMENTO DOS DADOS

Após a elaboração da base de dados dos poços tubulares perfurados nos estados de Mato Grosso do Sul, Mato Grosso e Goiás, relacionados de alguma maneira ao Sistema Aquífero Guarani, foram elaborados os mapas potenciométrico, hidroquímicos e estrutural do aquífero.

Os dados hidroquímicos foram analisados com auxílio de softwares específicos: os diagramas de Piper e Stiff foram elaborados com auxílio do software Rockworks[®], a especiação e a modelagem hidroquímica, com o software PHREEQC – Version 2 (PARKHURST & APELLO, 1999).

Para a elaboração do quadro hidrogeológico e hidroquímico do SAG, em todo seu compartimento setentrional, que engloba os estados de Mato Grosso do Sul, Mato Grosso e Goiás (área-foco deste estudo), Minas Gerais e São Paulo, foi necessário utilizar também os dados hidroquímicos e hidrogeológicos de Silva (1983), que elaborou estudo referente ao aquífero no estado de São Paulo, os dados isotópicos de Kimmelman et al. (1986, 1989 a e b), além de dados de poços e de amostras de águas subterrâneas coletadas em Minas Gerais.

3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está inserida na região centro oeste do território brasileiro, porção do país com vocação eminentemente agropecuária, ocupando a porção leste do estado de Mato Grosso do Sul, extremo sudeste de Mato Grosso e sul de Goiás (Figura 1.2).

Administrativamente, o estado de Mato Grosso do Sul encontra-se subdividido em 78 municípios e 87 distritos, distribuídos em 11 microregiões geográficas e 4 mesoregiões geográficas, tendo Campo Grande como sua capital, que juntamente com Dourados, Corumbá, Três Lagoas, Ponta Porã e Aquidauana concentram cerca de 55% da população do estado (MATO GROSSO DO SUL, 2005).

Neste estado, a área de ocorrência do SAG está concentrada principalmente nas regiões leste e centro-norte, além de uma pequena porção na região do sudoeste do estado.

Já o estado de Goiás é subdividido em 246 municípios, distribuídos em 18 microregiões geográficas e 5 mesoregiões, tendo Goiânia como sua capital (IBGE, 2006). A área de ocorrência do SAG está localizada na região sul do estado, que tem como municípios principais Rio Verde, Mineiros e Jataí.

O estado de Mato Grosso é subdividido em 141 municípios, distribuídos por 22 microregiões e 5 mesoregiões geográficas, tendo Cuiabá como sua capital, com o aquífero ocorrendo apenas no extremo sudeste do estado. Apenas o município de Alto Taquari utiliza poços em seu abastecimento público, ficando o uso das águas subterrâneas concentrado no setor agrícola, tanto para consumo humano, quanto como insumo na atividade agrícola.

A área de ocorrência do SAG nestes três estados apresenta uma população total de 2.304.206 habitantes, dos quais 25.086 pessoas em Mato Grosso, 548.481 pessoas no estado de Goiás e 1.730.639 habitantes no estado de Mato Grosso do Sul, segundo o Censo 2000 (IBGE, 2000), sendo 1.345.497 habitantes nas zonas urbanas, e 332.098 na zona rural.

No estado de Mato Grosso do Sul, o aquífero ocupa uma área maior em relação aos outros estados, bem como a região de maior densidade populacional no estado, concentrando cerca de 83% de toda a população, enquanto em Goiás a população que reside na área de ocorrência do aquífero é de cerca de 11% da população do estado e em Mato Grosso apenas 1%, conforme pode ser visualizado no gráfico da Figura 3.1.

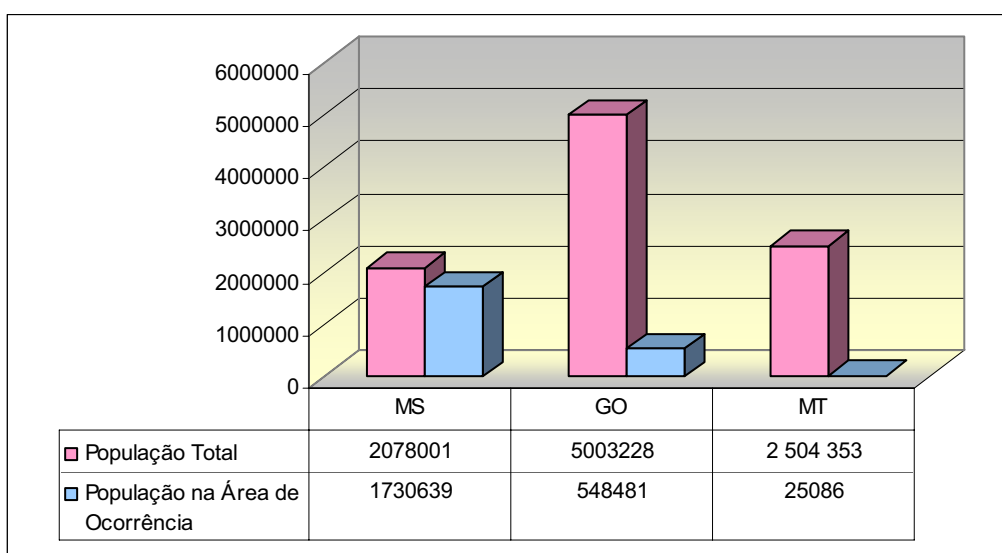


Figura 3.1. Distribuição da população na área de ocorrência do SAG nos estados de Goiás e Mato Grosso do Sul, em comparação com a população total destes estados.

3.1. GEOMORFOLOGIA

A área de estudo pode ser subdividida em dois grandes compartimentos geomorfológicos. A parte ocidental do estado de Mato Grosso do Sul, caracterizada por uma grande superfície aplainada, é recoberta por sedimentos quaternários do Pantanal Matogrossense, em meio à qual são encontradas superfícies elevadas da Serra da Bodoquena e as Morrarias do Urucum-Amolar. A porção oriental de Mato Grosso do Sul, o extremo sudeste de Mato Grosso e a porção sul do estado de Goiás, são constituídas por planaltos,

patamares e chapadões relacionados aos depósitos sedimentares da Bacia do Paraná (SEPLAN/CRN, 1990).

A principal feição de relevo, nesta região, está relacionada à ocorrência de um extenso relevo de cuevas, associado ao contato entre os derrames basálticos da Formação Serra Geral e os arenitos subjacentes da Formação Botucatu.

A exposição dos flancos da Bacia do Paraná à ação de processos erosivos, que levaram à formação dessas cuevas, segundo Almeida (1949), estaria relacionada à subsidência constante sofrida pela Bacia do Paraná, ao longo de seu eixo NNE-SSW. Esta elevação das bordas da Bacia do Paraná é observada claramente na porção norte da área, no Estado de Goiás, próximo à divisa com o Mato Grosso do Sul, onde ocorre o Planalto Setentrional da Bacia do Paraná, com um compartimento topográfico cujas altitudes variam de 650 a 1.000 metros acima do nível do mar (MME, 1982).

Esta região, de cotas topográficas elevadas, funciona como uma zona dispersora de drenagem: dela partem os rios que se dirigem para o norte (como o Araguaia e alguns de seus afluentes de alto curso), para o sul e leste (como os rios Claro e Verde, formadores do Rio Paranaíba, pertencente à bacia hidrográfica do Rio Paraná) e para o oeste (como os rios pertencentes a bacia hidrográfica do Rio Paraguai) (MME, 1982).

No estado de Mato Grosso do Sul, a borda da área de estudo é marcada pela existência da Serra de Maracajú, que corta a área com direção norte-sul, conforme apresentado na Figura 3.2.

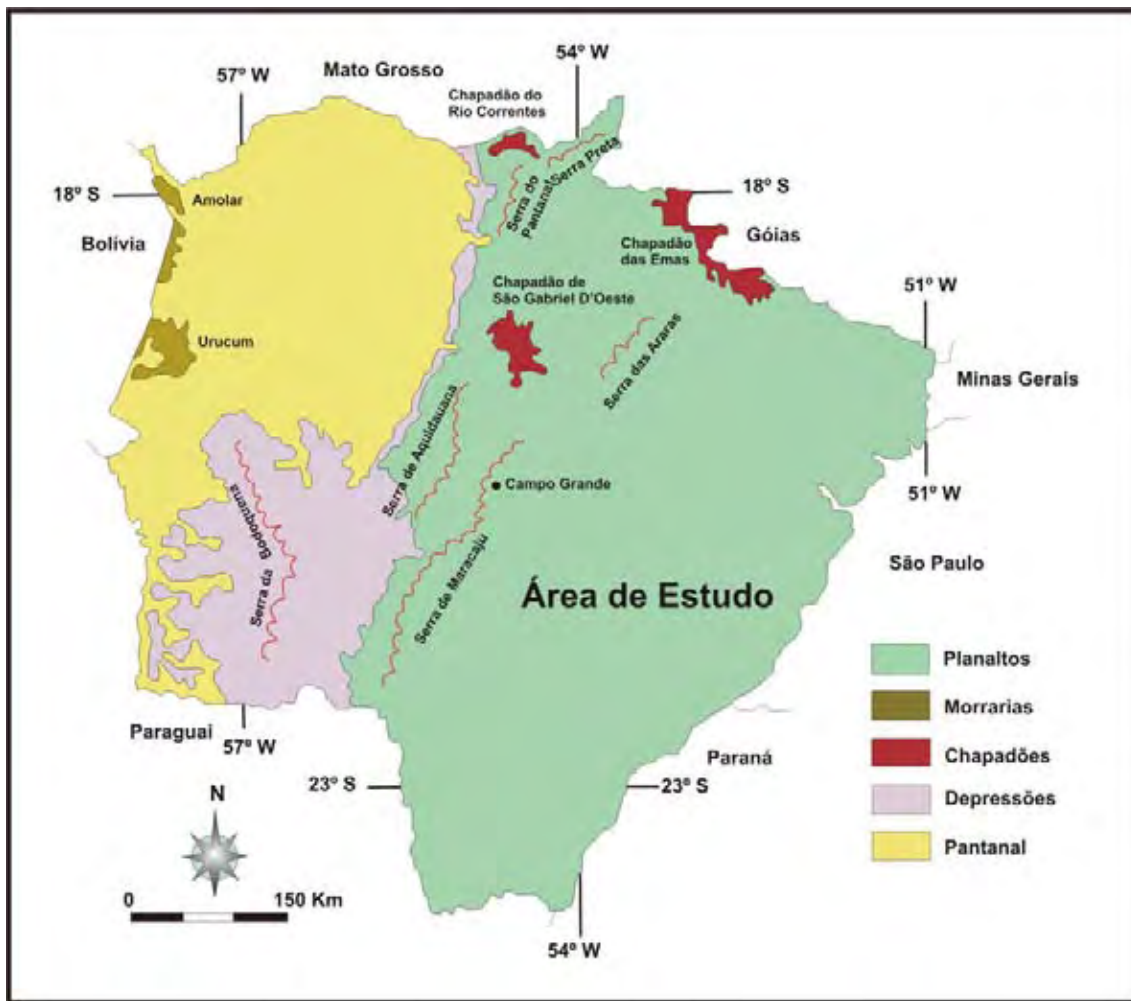


Figura 3.2. Mapa dos principais domínios geomorfológicos do estado de Mato Grosso do Sul. Observar que o limite oeste da área de estudo é demarcado pela Serra de Maracaju, e pela Serra Preta a noroeste (modificado de LAURINO, 2002; retirado de LASTORIA, 2002).

3.2. ASPECTOS HIDROLÓGICOS

No estado de Mato Grosso do Sul são identificadas duas bacias hidrográficas principais, a bacia do Rio Paraguai, a oeste, e do Rio Paraná, a leste, que por sua vez são divididas em sub-bacias conforme apresentado na Tabela 3.1; no estado de Goiás, a rede de drenagem está relacionada à Bacia do Rio Paraná; e no estado de Mato Grosso, está relacionada à Bacia do Rio Paraguai.

Tabela 3.1. Bacias hidrográficas de Mato Grosso do Sul (SANESUL/TAHAL, 1998).

BACIA	RIO	ÁREA DE DRENAGEM (Km ²)
Paraná	Rio Iguatemi	9.259
	Rio Amambai	10.215
	Rio Ivinhema	44.050
	Rio Pardo	33.135
	Rio Verde	22.770
	Rio Sucuriú	25.324
	Rio Quitéria	4.682
	Rio Santana	4.150
	Rio Aporé ou do Peixe	2.554
	Paraguai	Rio Corrente
Rio Taquari		60.436
Rio Miranda		42.773
Rio Negro		32.559
Rio Nabileque		18.408
Rio Apa		16.386

O divisor de águas dessas duas bacias é representado pelas escarpas da cuesta basáltica, que corta o Estado de Mato Grosso do Sul na sua porção central, com direção N – NE, denominada de Serra de Maracajú e Serra Preta (Figura 3.2) (SEPLAN/CRN, 1990).

A área em estudo está situada em sua maior parte na bacia do Rio Paraná, região leste do estado de Mato Grosso do Sul e sul de Goiás; entretanto, inexistente interação entre as águas subterrâneas do SAG e a rede de drenagem desta bacia, uma vez que nesta área o aquífero encontra-se confinado pelos basaltos da Formação Serra Geral e os arenitos do Grupo Bauru.

As relações entre o Sistema Aquífero Guarani e as águas superficiais são observadas apenas nas sub-bacias dos rios Miranda, Taquari e Correntes no estado de Mato Grosso do Sul, na porção oeste da área de estudo, onde afloram os sedimentos relacionados às formações Botucatu e Pirambóia (Figura 3.3).



Figura 3.3. Mapa de localização das bacias hidrográficas no estado de Mato Grosso do Sul. Na porção norte da sub-bacia do Rio Miranda, formada pelo Rio Aquidauana, afloram sedimentos das formações Botucatu/Pirambóia, bem como nas cabeceiras do Rio Taquari (Modificado de SEPLAN/CRN, 1990).

Em estudo hidrogeológico regional, foi calculado o fluxo mínimo necessário para a manutenção do escoamento básico apenas para a bacia hidrográfica do Rio Aquidauana, cujos dados são apresentados na Tabela 3.2 (SANESUL/TAHAL, 1998).

Esta tabela mostra que, para a manutenção do fluxo de base, seria necessária a infiltração de cerca de 10 a 20% da totalidade do volume de chuvas que incidem na bacia hidrográfica do Rio Aquidauana, nas regiões de afloramentos das formações constituintes do SAG.

Tabela 3.2. Dados hidrográficos da sub-bacia do Rio Aquidauana (Bacia do Rio Paraguai) na área de afloramento das formações constituintes do SAG (SANESUL/TAHAL, 1998).

Estação	Código ANEEL	Período de Coleta	Área (Km ²)	Precipitação (mm/ano)	RT (10 ⁶ m ³ /ano)	RTesp (10 ³ m ³ /Km ² /ano)	FB (10 ⁶ m ³ /ano)	FBesp (10 ³ m ³ /Km ² /ano)
Palmeiras	66940000	1965-1978	11.200	1.400	2.298	205	1.648	150
Aquidauana	66945000	1969-1979	15.200	1.400	4.913	323	3.884	256

RT – Runoff Total e Rtesp – Runoff específico;
 FB – Fluxo de Base Total e Fbsp – Fluxo de Base Específico;
 1mm – 10³ m³/Km².

3.3. GEOLOGIA REGIONAL

A área em estudo encontra-se inserida na borda ocidental da Bacia Sedimentar do Paraná, que aflora em toda porção centro leste do estado de Mato Grosso do Sul, sudeste de Mato Grosso e sul de Goiás (Figura 3.4).

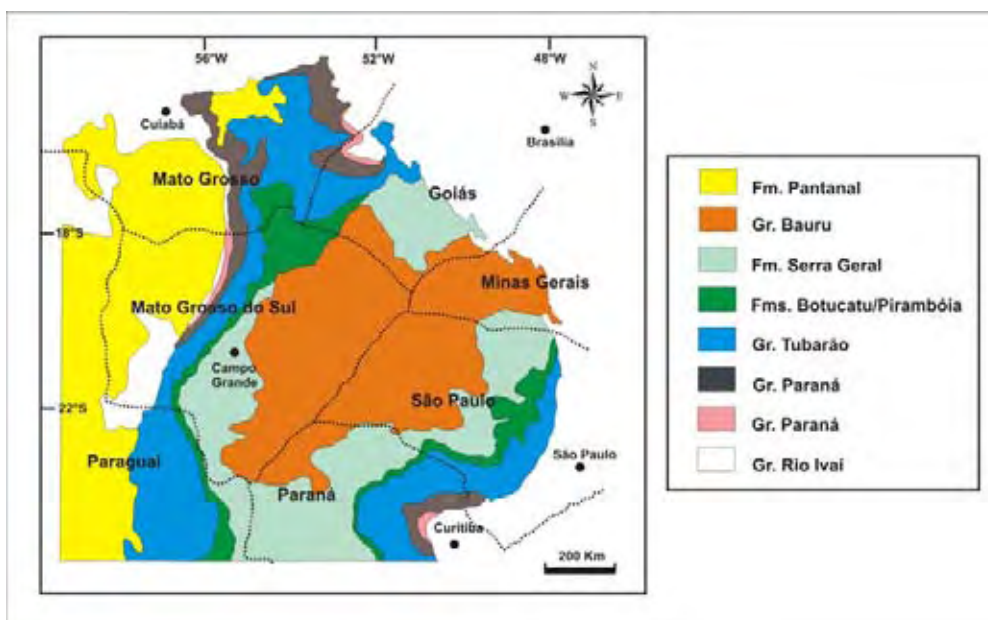


Figura 3.4. Mapa geológico regional da porção setentrional da Bacia do Paraná (Modificado de ASSINE et al. 1994).

Da borda oeste da Bacia do Paraná, em direção ao seu eixo central, os mergulhos das camadas são para leste, o que segundo Araújo et al. (1995) seria efeito do soerguimento das

atuais bordas da bacia, ocorrido durante a fase drifte de separação entre a África e a América do Sul, causado pela propagação de esforços compressoriais da Orogenia Andina na borda oeste da bacia, e efeito da ombreira de rifte na margem leste.

O quadro deposicional da Bacia do Paraná na área de estudo é apresentado na Figura 3.5, e inicia-se com o registro de transgressões devonianas, responsáveis pela sedimentação das formações Furnas e Ponta Grossa, do Grupo Paraná. Durante o carbonífero e início do permiano foram depositados os sedimentos da Formação Aquidauana (SANESUL/TAHAL, 1998).

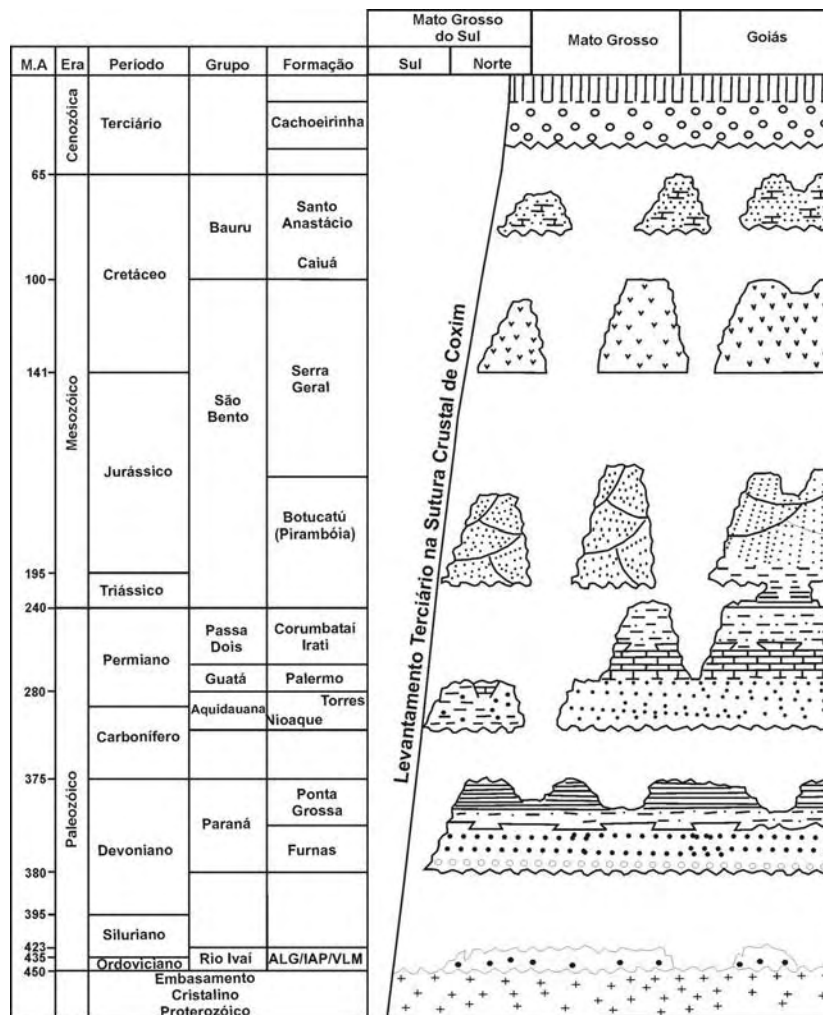


Figura 3.5. Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná na região centro-oeste do território brasileiro. Notar a ausência de registro permiano no estado de Mato Grosso do Sul (modificado de PERINOTTO, 1987).

Em superfície, no estado de Mato Grosso do Sul, não existe registro de sedimentação das unidades pertencentes ao Grupo Passa Dois (formações Corumbataí e Irati), o que

segundo Fúlfaro & Perinotto (1995) deve-se à movimentação vertical positiva entre os alinhamentos estruturais do rio Iguaçu e Guapiara, ocorrida no período que se estendeu do final do Permiano até o Triássico/Jurássico. Tal fato teria ocasionado erosão, e conseqüente perda do registro sedimentar destas unidades, uma vez que os arenitos da Formação Pirambóia assentam-se diretamente sobre os sedimentos da Formação Aquidauana.

O conjunto das formações Botucatu e Pirambóia, constituintes do Sistema Aquífero Guarani, aflora em uma faixa contínua, com direção aproximada norte-sul, na região central do estado de Mato Grosso do Sul, adentrando no extremo sudeste de Mato Grosso e infletindo para leste no sul do estado de Goiás, ocupando uma área aproximada de 35.800 Km².

Segundo Oliveira (2006), em função da friabilidade da rocha exposta, as áreas de afloramentos constituem áreas naturalmente fragilizadas, sendo comum a instalação de processos erosivos em função da remoção da cobertura vegetal.

No estado de Goiás o pacote sedimentar representado pelas formações Botucatu e Pirambóia, aflora nos municípios de Jataí, Mineiros, Serranópolis e Santa Rita do Araguaia, ocupando uma área aproximada de 9.100 Km² (OLIVEIRA, 2006).

Em Mato Grosso do Sul, a faixa de afloramentos apresenta cerca de 100 Km de largura na região norte do estado, estreitando-se até cerca de 10 Km ao sul, chegando em alguns pontos a desaparecer (Figura 1.2). Na região centro-norte do estado a Formação Botucatu configura as escarpas da Serra de Maracajú, próximo à cidade de Corguinho; da Serra de São Gabriel, na região do município de São Gabriel D'Oeste; e da Serra de Camapuã no município homônimo. Constitui, ao norte da cidade de São Gabriel D'Oeste, uma faixa de afloramentos que inicialmente apresenta cerca de 10 Km de largura nas Serras das Torrinhãs e do Barreiro, alargando-se para o norte, em direção ao vale do Rio Taquari, limitando-se a norte pela falha do Rio Correntes. Na região onde ocorre o aumento na largura da faixa de afloramentos, tem-se a ocorrência da Formação Pirambóia.

Na porção centro sul do estado de Mato Grosso do Sul, a Formação Botucatu aflora em uma área de cerca de 5.000 Km², ocupando uma faixa de extensão de 300 Km e largura média de 17 Km, iniciando-se entre as cidades de Bela Vista e Antônio João, em direção norte, até a cidade de Jardim, apresentando largura nesta área de 40 Km (MME 1982 a e b).

Os contatos das duas formações com os basaltos da Formação Serra Geral, sobrejacentes, e com os sedimentos das formações Aquidauana e Palermo, subjacentes, são

descritos como discordantes por SEPLAN/CRN (1990), conforme já apontado por Almeida (1954 e 1964) e Rocha-Campos & Farjallat (1966), de maneira contrária a atual corrente de pensamento dominante com relação ao contato entre as formações Botucatu e Serra Geral.

Os sedimentos da Formação Botucatu também podem estar recobertos por depósitos do Grupo Bauru, principalmente na região norte do estado, conforme apresentado na seção geológica da Figura 3.6.

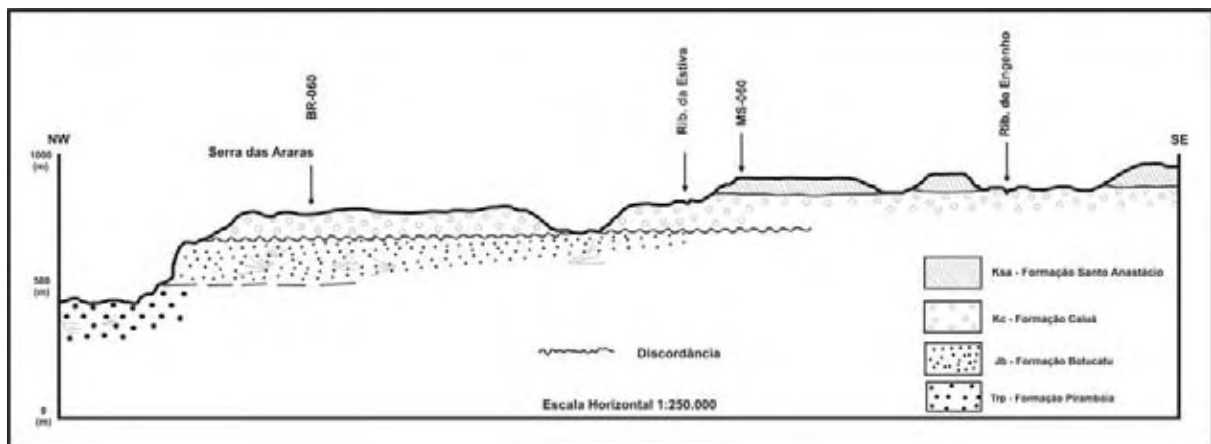


Figura 3.6. Seção geológica entre Figueirão e Alcinópolis, mostrando as espessuras da Formação Botucatu, e seu contato discordante com a Formação Caiuá do Grupo Bauru (Modificado de MME, 1982a).

Levantamentos geológicos realizados pelo Projeto RADAM, nas folhas Corumbá (SE 21), Campo Grande (SF 22) e Goiânia (SE 22), apontam para a existência de afloramentos da Formação Pirambóia apenas na porção norte do estado de Mato Grosso do Sul (Folha Goiânia – SE 22). Nas regiões centro e sul da faixa de afloramentos, existe apenas a suposição da presença da Formação Pirambóia sobrejacente à Formação Botucatu, caracterizada pela presença de arenitos mais finos nas proximidades das localidades de Nioaque e São Gabriel D'Oeste (MME, 1982a e b).

A Formação Botucatu é constituída por quartzo arenitos com estratificações cruzadas, de coloração rósea ou amarelada a vermelho tijolo (quando silicificados), apresentam granulação fina a média com grãos subarredondados a bem arredondados, com boa esfericidade.

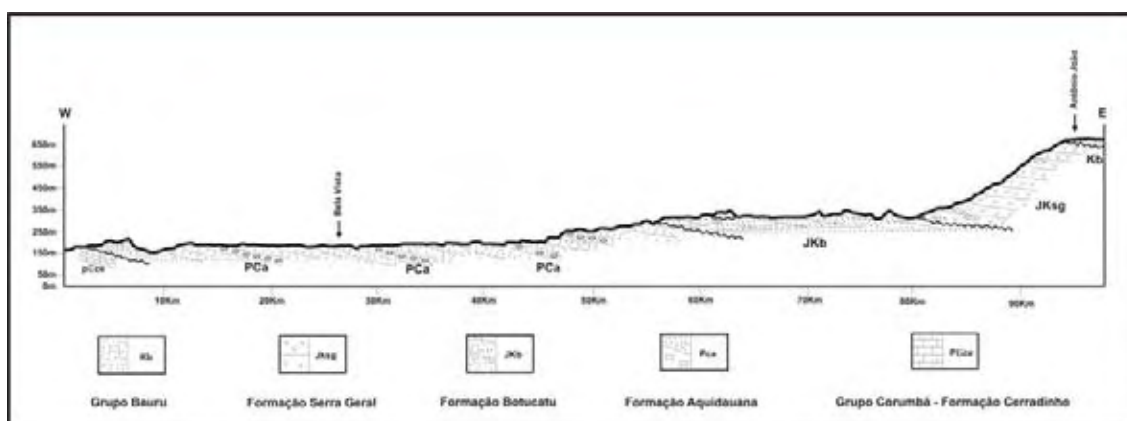


Figura 3.7. Seção geológica entre Antônio João e Bela Vista no sul do estado de Mato Grosso do Sul, mostrando as relações de contato entre as formações Botucatu, Serra Geral e Aquidauana, (modificado de MME, 1982a).

Na região da Serra Preta, são encontrados, em seções geológicas de superfície, arenitos finos, argilosos, com estratificação plano-paralela, apresentando contato brusco com arenitos argilosos de grã fina a média, bem selecionados, com acamamento horizontal e estratificações cruzadas de pequeno porte, evidenciando existência da Formação Pirambóia mais fina na base e da Formação Botucatu no topo da seção (MME, 1982a, 1982b).

As espessuras observadas para o conjunto das formações Botucatu e Pirambóia, em superfície, são da ordem de 80 a 200 metros (Gonçalves & Scheneider, 1970; MME, 1982a e b), conforme pode ser observado nas seções levantadas nas regiões norte e sul do estado de Mato Grosso do Sul, respectivamente entre Alcinópolis e Figueirão e Antônio João e Bela Vista (Figura 3.6 e Figura 3.7).

Com relação à espessura das formações Botucatu e Pirambóia em subsuperfície, Araújo et al. (1995), com base em perfis de poços perfurados para a prospecção de petróleo, indicam espessuras de até 200 metros no município de Campo Grande, enquanto Gonçalves & Scheneider (1970) mencionam espessuras de 464 metros em subsuperfície no poço 2-TQ-1-MT (Região de Taquari – MT). No estado de Goiás, Oliveira (2006) aponta espessuras de cerca de 160 metros na região de Jataí, conforme perfil do poço perfurado pela Petrobras (1-JA-1-GO), enquanto na cidade de Rio Verde as espessuras não ultrapassam 10 metros.

A Formação Serra Geral sobrepõe-se aos arenitos da Formação Botucatu e está relacionada ao intenso vulcanismo fissural basáltico ocorrido no início do Cretáceo, efeito de fenômeno diastrófico denominado por Almeida (1983) de Reativação Wealdeniana.

A relação de contato entre a Formação Botucatu e os basaltos da Formação Serra Geral é considerada concordante e interdigitado para grande parte dos autores, que se baseiam principalmente na contemporaneidade das duas formações (ASSINE et al., 2004), e claramente discordante para outros, quando levado em conta critérios litológicos (SOARES, 1975).

A área de ocorrência dos derrames basálticos no estado de Mato Grosso do Sul está concentrada na porção leste do estado, ocupando uma área de 178.000 Km², sendo 40.000 Km² aflorantes e o restante subjacente aos sedimentos do Grupo Bauru (SANESUL/TAHAL, 1998). A faixa de afloramentos apresenta formato triangular e está localizada na parte centro sul do estado, com vértices próximos à cidade de Bandeirantes (norte), Antônio João e Aral Moreira (sul), aflorando também nos leitos dos principais cursos d'água, que correm em direção à calha do Rio Paraná.

As espessuras de basaltos observadas em poços tubulares profundos, registram valores da ordem de 200 m na cidade de Maracajú, 400 m em Dourados, entre 100 a 300 m em Campo Grande, 400 a 500 m na cidade de Ponta Porã, e menos de 50 m em Amabai (LASTORIA, 2002).

Em Goiás, os basaltos ocorrem principalmente na porção sudeste do estado, apresentando zonas de afloramentos nas proximidades da cidade de Jataí e nos vales dos rios da Bacia do Rio Paraná, além de uma faixa na divisa com o estado de Minas Gerais.

Sobrepondo-se de maneira discordante aos derrames basálticos, ocorrem sedimentos psamíticos do Grupo Bauru, que ocupa uma área da ordem de 138.500 Km², aflorante na porção oriental do Estado do Mato Grosso do Sul, correspondendo a 38% de toda extensão da área superficial do estado e aproximadamente 59% do total da área ocupada pela Bacia Sedimentar do Paraná neste Estado (SANESUL/TAHAL, 1998).

Segundo Fúlfaro & Perinotto (1996), no estado do Mato Grosso do Sul, o Grupo Bauru é representado principalmente pelas formações Caiuá e Santo Anastácio, com ocorrências restritas das formações Adamantina e Marília (Figura 3.8).

Este panorama litoestratigráfico é condicionado por um quadro estrutural pouco conhecido, uma vez que os principais estudos dedicados a este tema na Bacia do Paraná foram realizados em sua porção leste.

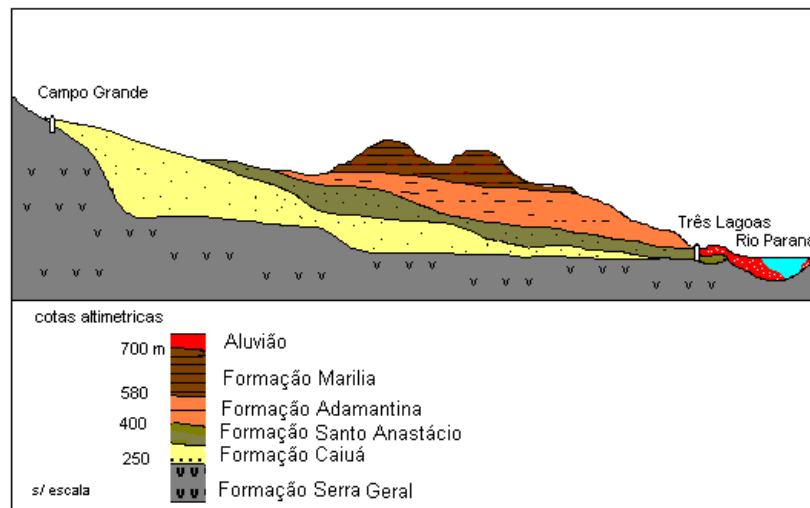


Figura 3.8. Seção entre Campo Grande e Três Lagoas, mostrando o empilhamento estratigráfico dos sedimentos do Grupo Bauru (modificado de SANESUL/TAHAL, 1998).

Este arcabouço estrutural é apresentado no mapa da Figura 3.9, que mostra a forte influência das estruturas transversais noroeste, e secundariamente os alinhamentos Leste-Oeste.

Aliados a estes grandes lineamentos temos a ocorrência da sutura de Três Lagoas, equivalente a anomalia gravimétrica interpretada por Haralyi (1981), como um grande horst central nas proximidades da cidade de Pereira Barreto, com dois grabens laterais, apresentado direção NNE.

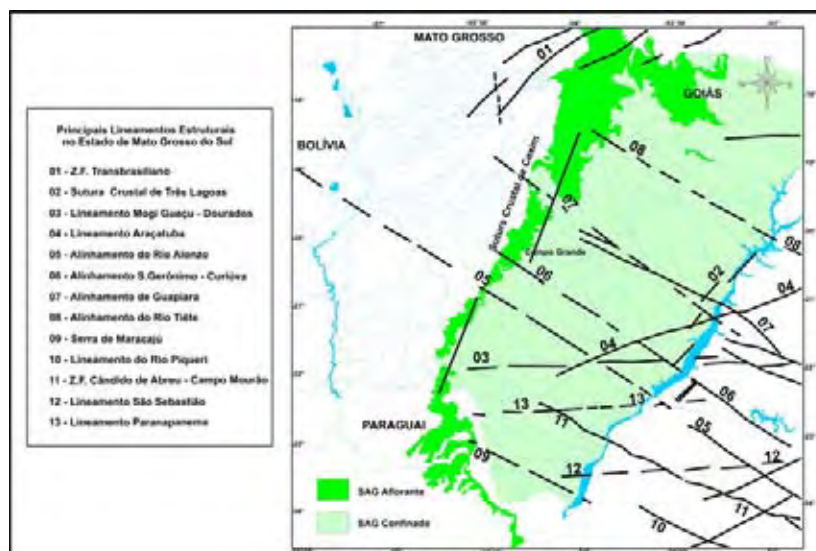


Figura 3.9. Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná no estado de Mato Grosso do Sul (compilado de ZÁLAN et al., 1990 e FÚLFARO & PERINOTTO, 1994).

4 - SISTEMA AQUÍFERO GUARANI

O Sistema Aquífero Guarani (SAG) se estende pelos territórios brasileiro, argentino, paraguaio e uruguaio, representando um exemplo típico de aquífero transfronteiriço e de dimensões continentais, sendo formado pelo conjunto de rochas arenosas das formações triássicas (Grupo Rosário do Sul e Formação Pirambóia, no Brasil, e Buena Vista no Uruguai) e jurássicas (formações Botucatu, no Brasil, Misiones no Paraguai e Tacuarembó na Argentina e no Uruguai) da Bacia Sedimentar do Paraná (ARAÚJO et al., 1995 e 1999; GEF, 2001).

O aquífero ocupa área aproximada de 1.194.000 km², sendo 840.000 km² em território brasileiro, 225.000 km² na Argentina, 72.000 km² no Paraguai e 58.000 km² em território uruguaio, encontrando-se em quase toda sua extensão sobreposto por rochas basálticas pertencentes à Formação Serra Geral, cuja espessura pode chegar a 1000 metros (ARAÚJO et al., 1995) (Figura 1.1). Em território brasileiro, ocorre nos estados do Rio Grande do Sul (157.600 Km²), Santa Catarina (49.200 Km²), Paraná (131.300 Km²), São Paulo (155.800 Km²), Minas Gerais (51.300 Km²), Goiás (55.000 Km²), Mato Grosso (26.400 Km²) e Mato Grosso do Sul (213.200 Km²).

A área de estudo, inserida na porção setentrional da Bacia do Paraná, engloba as áreas de ocorrência nos estados de Mato Grosso do Sul, Goiás e Mato Grosso, onde as áreas de afloramento, localizadas nos limites oeste, leste e norte da área, perfazem cerca de 60.000 Km² (Figura 1.2).

4.1. CONTEXTO GEOLÓGICO

As características hidrodinâmicas e hidroquímicas do SAG refletem diretamente o ambiente geológico (ambiente deposicional, relações estratigráficas, estrutural e tectônica da área) no qual o aquífero encontra-se inserido. Assim, por exemplo, a maior ou menor condutividade hidráulica do aquífero pode estar relacionada diretamente ao ambiente deposicional; variações químicas ocasionadas por misturas de águas com aquíferos sotopostos, ou sobrepostos, podem estar relacionadas à evolução tectônica da Bacia Sedimentar do Paraná.

O SAG abrange quase toda extensão da Bacia Sedimentar do Paraná e tem como rochas reservatório, no Brasil, os arenitos do Grupo Rosário do Sul e das formações Pirambóia e Botucatu. Esta bacia sedimentar está situada na porção centro-sul do continente sul-americano, ocupando uma área de aproximadamente 1.600.000 Km², dos quais 1.100.000 Km² em território brasileiro.

Seu registro litológico é constituído por pacote vulcano-sedimentar de até 8.000 metros de espessura, conforme seção transversal mostrada na Figura 4.1. Seu formato é elíptico e alongado segundo a direção NE-SW, com eixo deposicional praticamente paralelo à calha do Rio Paraná (MILANI et al., 1998).

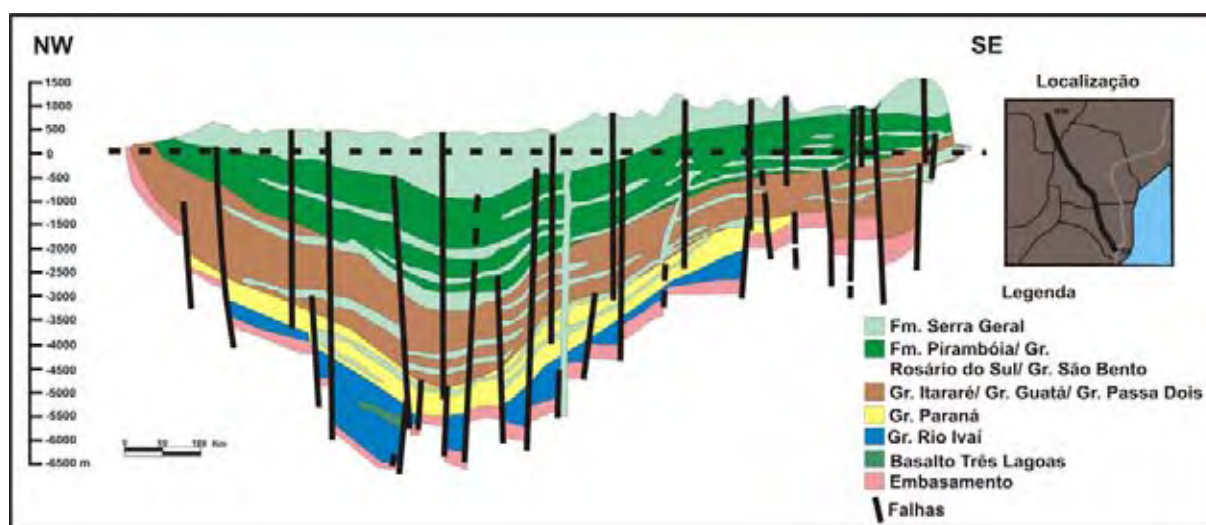


Figura 4.1. Seção geológica NW-SE da Bacia do Paraná, mostrando a espessura do pacote sedimentar (Modificado de RAFFAELLI et al., 1996; in GEF, 2001).

O registro estratigráfico que preenche a bacia sedimentar estende-se do Neo-Ordoviciano ao Neo-Cretáceo, compreendendo, segundo Milani (1997), seis superseqüências: Rio Ivaí (RI), depositada durante o período compreendido entre o Ordoviciano e o Siluriano; Paraná (P), de idade devoniana; Gondwana I (GI), depositada durante o Carbonífero – Eo-Triássico; Gondwana II (GII), depositada entre o Meso e Neo-Triássico; Gondwana III (GIII), depositada entre o Meso e Neo-Triássico; Gondwana III (GIII), de idade neo-jurássica a eo-cretácea; e Bauru (B), de idade neo-cretácea.

Segundo este autor, as três primeiras seqüências correspondem a grandes ciclos transgressivos paleozóicos, e as demais são representadas por pacotes sedimentares continentais, com intenso magmatismo associado (Figura 4.2).

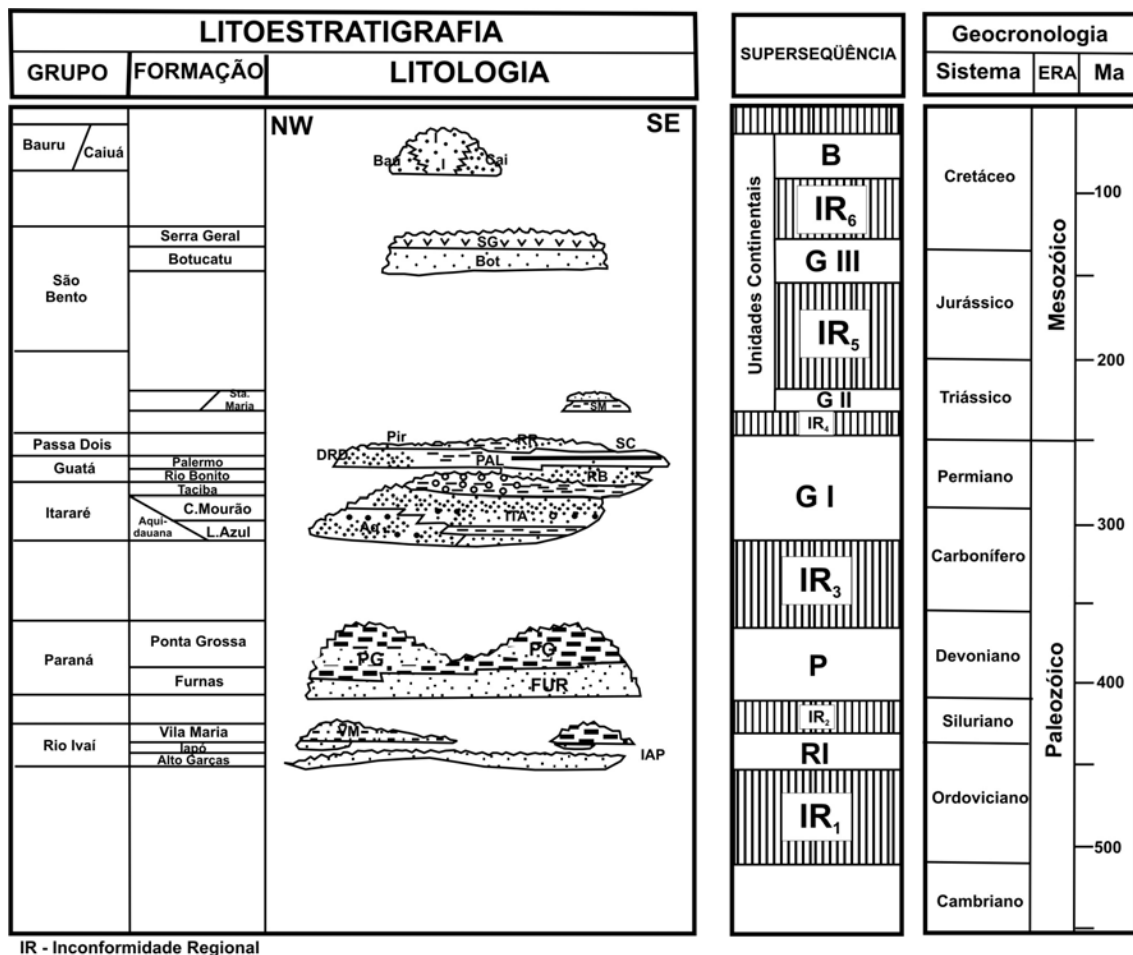


Figura 4.2. Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, apresentando a divisão das seqüências sedimentares, conforme modelo proposto por Vail (1977) (Modificado de MILANI et al., 1998).

A compartimentação estrutural da Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 4.3) apresenta marcantes feições lineares que se cruzam em três direções preferenciais (NW-SE, NE-SW e E-W), sendo as duas primeiras as mais importantes, constituindo falhas simples ou extensas zonas de falhas com centenas de quilômetros de comprimento e poucas dezenas de quilômetros de largura (ZALÁN et al., 1990).

As duas principais direções estruturais (NW-SE e NE-SW) apresentam padrões estruturais distintos. As falhas com orientação NW foram fortemente reativadas durante a ruptura do Gondwana, no período Juro-Cretáceo, condicionando a intrusão de milhares de corpos ígneos e a extrusão de um volumoso derrame de lavas basálticas, representado pela Formação Serra Geral, em geral associados a essa direção; os lineamentos apresentam-se normalmente preenchidos por diques de diabásio. Já o padrão estrutural das zonas de falhas NE tem como característica principal a ocorrência de uma única falha ou zona de falha retilínea, com largura variável, geralmente sem a presença significativa de diques básicos, com caráter transcorrente associado (ZALÁN et al., 1990).

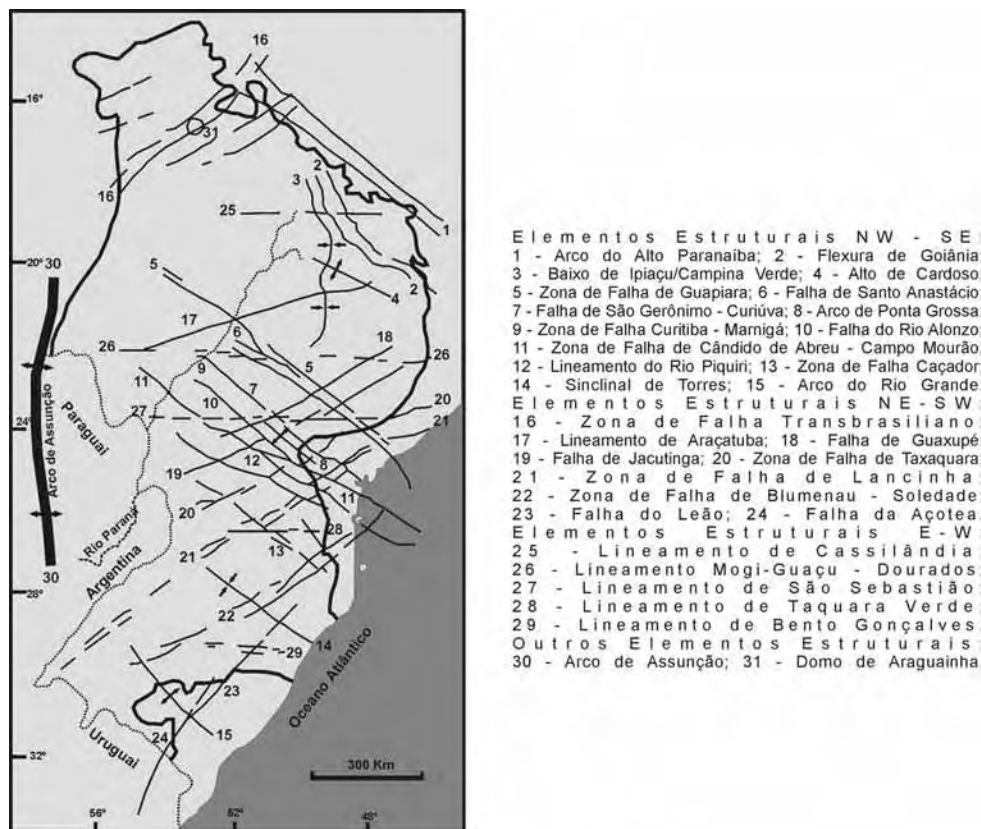


Figura 4.3. Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná (modificado de ZALÁN et al., 1990).

Strugalle et al. (2002) reconhecem este mesmo padrão estrutural em afloramentos das formações Botucatu e Pirambóia, no estado do Paraná, especificamente na região do Arco de Ponta Grossa. Esses autores relatam ainda a ocorrência de bandas de deformação, que reduzem a permeabilidade e a porosidade dos arenitos, devido à redução granulométrica e à precipitação mineral que ocorre após a atuação de processos cisalhantes.

No estado do Rio Grande do Sul, Machado & Faccini (2004) e Machado (2005), discutem a compartimentação do SAG em função dos sistemas de falhamentos regionais existentes no estado, e a sua relação com as condições de circulação das águas dentro do aquífero.

4.2. CONTEXTO LITOESTRATIGRÁFICO

As unidades estratigráficas que constituem o SAG encontram-se inseridas nas Super Sequências Gondwana II (formações Santa Maria, e Pirambóia) e Gondwana III (Formação Botucatu), separadas por uma superfície de descontinuidade regional, segundo Milani et al. (1998).

A Formação Santa Maria, que em conjunto com as formações Sanga do Cabral e Caturrita formam o Grupo Rosário do Sul (ANDREIS et al., 1980), apresentam ocorrência restrita ao estado do Rio Grande do Sul, sendo constituído essencialmente por arenitos de coloração avermelhada a esbranquiçada, localmente conglomeráticos, depositados em ambientes continental fluvio-lacustre; a Formação Pirambóia é formada por arenitos finos, em parte siltosos, e localmente arenitos conglomeráticos rosados e amarelados, depositados em ambiente continental por sistemas eólicos com contribuição fluvial. Já os arenitos avermelhados e bem selecionados da Formação Botucatu foram depositados a partir de extensos campos de dunas que se estabeleceram em toda a Bacia do Paraná (MILANI et al., 1994).

Na área de estudo ocorrem apenas os sedimentos relacionados às formações Pirambóia e Botucatu, tanto em superfície quanto em subsuperfície.

4.2.1 Formação Pirambóia

O reconhecimento de uma unidade basal de características fluviais na seqüência de arenitos sotopostos aos derrames basálticos, denominada de Camadas Pirambóia, deve-se a Washburne (1930). Entretanto, a controvérsia quanto à espessura, origem deposicional e classificação estratigráfica permaneceu por longos anos, conforme pode ser atestado em trabalhos posteriores (ALMEIDA & BARBOSA, 1953; SANFORD & LANGE, 1960; MENDES, 1961; SALAMUNI & BIGARELLA, 1967; FULFARO & BOSIO, 1968; PARAGUASSU, 1968; BOSIO, 1973, entre outros).

Soares (1973, 1975) definiu a estratigrafia da seqüência mesozóica da Bacia do Paraná, no estado de São Paulo, subdividindo o pacote de arenitos mesozóicos pré-basálticos em duas formações: uma basal, denominada Formação Pirambóia, com deposição relacionada a ambiente fluvial, e um pacote superior, denominado Formação Botucatu, caracterizado por deposição em ambiente desértico.

Para Soares (1973; 1975), a Formação Pirambóia é formada por arenitos com argilosidade variável, depositada em canais fluviais, intercalados a argilitos de planícies de inundação (Figura 4.4); no estado de São Paulo, a unidade apresenta espessura máxima em torno de 300 metros, na Bacia do Tiête, reduzindo-se para sul e nordeste.

A evolução dos conhecimentos sobre sistemas deposicionais ocorrida nas décadas de 1970 e 1980, conduziu à re-análise da unidade (CAETANO-CHANG et al., 1991; CAETANO-CHANG & WU, 1992, 1994; BRIGHETTI & CAETANO-CHANG, 1992; CAETANO-CHANG, 1997).

Para Caetano-Chang (1997), a Formação Pirambóia na sua faixa de afloramentos no estado de São Paulo é composta por uma associação de arenitos finos, subordinadamente finos a médios, e arenitos finos siltosos, compondo fácies de dunas eólicas e interdunas principalmente úmidas, exibindo estratificações cruzadas tangenciais na base de médio a grande portes e estratificações subhorizontais marcadas por ondulas eólicas. Localmente, esses arenitos são cortados por corpos métricos, em geral acanalados, de arenitos finos a médios, relacionados a canais fluviais temporários. Na porção superior da unidade ocorrem arenitos finos a muito grossos, conglomeráticos, formados pela interação de ambientes fluvial

e eólico, em geral próximo a borda da bacia, denominados de arenitos Itirapina por Caetano-Chang & Wu (2006).

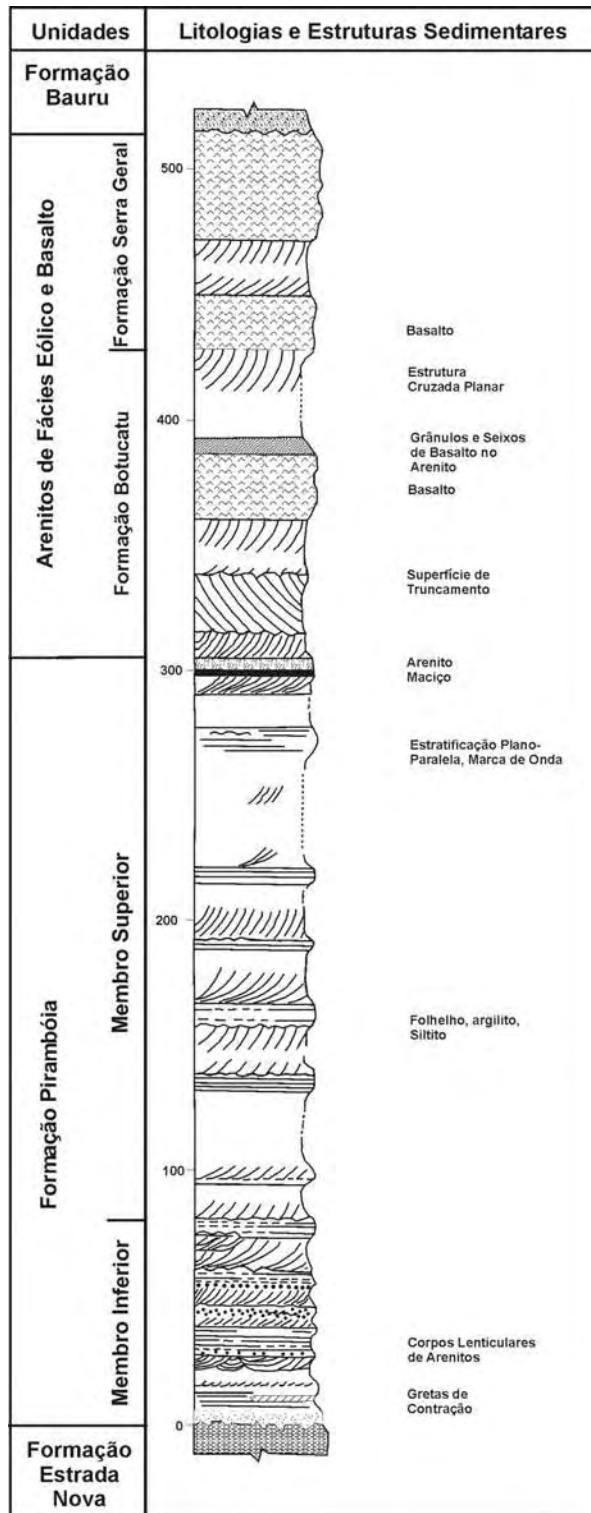


Figura 4.4. Coluna estratigráfica do Mesozóico no estado de São Paulo (Retirado de SOARES, 1975).

No estado do Rio Grande do Sul, a Formação Pirambóia seria correlacionável às formações Santa Maria e Caturrita, segundo Andreis et al. (1980), ou à Formação Sanga do Cabral, segundo Lavina et al. (1993), Caetano-Chang (1997) e Faccini (2000), todas pertencentes ao Grupo Rosário do Sul.

Soares (1975) aponta o provável intervalo temporal para a deposição da Formação Pirambóia entre o Triássico Inferior e o Jurássico Superior. Para diversos autores (CAETANO-CHANG, 1997; ASSINE et al., 2004) a idade da Formação Pirambóia ainda permanece controversa, sendo em geral aceita como do Triássico Inferior.

4.2.2 Formação Botucatu

O termo arenito Botucatu foi empregado pela primeira vez por Gonzaga de Campos (1889, in SCHNEIDER et al., 1974), para designar arenitos com estratificações cruzadas de grande porte, sotopostos ou intercalados a derrames basálticos.

Segundo Soares (1975), estas intercalações geram grandes indefinições quanto às relações de contato entre os arenitos eólicos da Formação Botucatu e os basaltos da Formação Serra Geral, dificultando sobremaneira a definição do topo e base das duas formações.

Entretanto, a maioria dos autores considera o contato entre as formações Botucatu e Serra Geral concordante, e marcado na base do primeiro derrame vulcânico. Camadas do topo da Formação Botucatu recorrem entre as camadas inferiores dos basaltos da Formação Serra Geral, mostrando que os primeiros derrames de lavas foram contemporâneos à deposição das areias eólicas do deserto Botucatu.

Já o contato basal da Formação Botucatu constitui uma extensa superfície de discordância regional, marcada pelas mudanças nas características entre os arenitos das formações Botucatu e Pirambóia (ZÁLAN et al., 1987; CAETANO-CHANG, 1997; CAETANO-CHANG & WU, 2006).

A Formação Botucatu é constituída essencialmente por arenitos com estratificações cruzadas, planares ou acanaladas, de médio a grande porte, formadas por dunas eólicas, com raras intercalações de arenitos com estratificação plano-paralela, depositados em interdunas secas. As camadas frontais dos estratos cruzados apresentam ângulos de mergulho altos,

sendo freqüentemente tangenciais na base, refletindo nos sets a diminuição do tamanho dos grãos do topo para a base, apresentando comumente alternância de lâminas de arenitos finos e de arenitos médios, caracterizando a bimodalidade textural.

A idade da Formação Botucatu tem sido definida em função de sua posição estratigráfica, e suas relações de contato com a Formação Serra Geral, que possui idades concentradas entre 120 e 130 M.a (CORDANI & VANDOROS, 1967). Pressupõe-se, desta forma, que a deposição dos arenitos eólicos tenha ocorrido durante o Jurássico, mais provavelmente no limite entre os períodos Jurássico e Cretáceo.

Bertini (1993) considera os arenitos da Formação Botucatu de idade neo-triássica/eo-jurássica (Rhaetiano/Hettangiano), baseado na associação de fósseis encontrada no município de Araraquara (SP). Já Scherer (1998) considera que a deposição da Formação Botucatu tenha ocorrido durante o Cretáceo, em virtude de sua contemporaneidade com os derrames basálticos no estado do Rio Grande do Sul.

4.3. GEOMETRIA DO AQUÍFERO

A espessura do conjunto de formações que constitui o SAG chega a 800 metros, e seus depocentros, assinalados pela ocorrência de espessuras superiores a 500 metros, ocorrem ao longo de um eixo NNE-SSW, subparalelo aos rios Paraná e Uruguai, aproximadamente concordante com o eixo deposicional da Bacia do Paraná (ARAUJO et al., 1995) (Figura 4.5).

As maiores espessuras foram observadas no estado de Mato Grosso do Sul, a leste de Campo Grande (superiores a 600m) e ao longo do Rio Uruguai, no limite entre a Província de Entre Rios (Argentina) e o estado do Rio Grande do Sul (Brasil).

Segundo Araújo et al. (1995), estas variações na espessura podem ser devidas:

- ✓ ao controle estrutural ocorrido durante a deposição, como evidenciado pela presença de dois depocentros;
- ✓ à variação faciológica paleo-ambiental, em que a ocorrência de ambiente flúvio-lacustre possibilitaria a implantação de superfícies erosivas, diminuindo, desta maneira, a espessura do SAG na porção sul;

- ✓ ao controle erosional propiciado pela ocorrência de ambiente desértico.

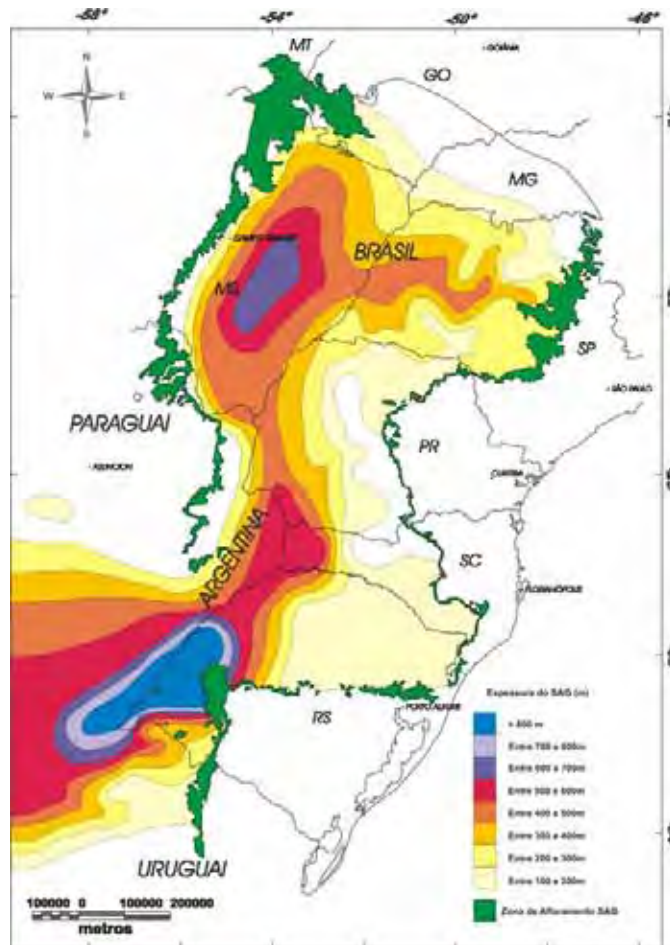


Figura 4.5. Mapa de espessuras do conjunto das formações constituintes do SAG (Modificado de ARAÚJO et al., 1995).

Posteriormente à deposição das unidades litoestratigráficas constituintes do SAG, sua geometria foi condicionada pela evolução da Bacia Sedimentar do Paraná. Segundo Araújo et al. (1995), o topo do aquífero teria sido controlado por:

- ✓ depocentros de lavas da Formação Serra Geral, que provocaram a subsidência do aquífero;
- ✓ ativação regional de sistemas de falhamentos;
- ✓ soerguimento das atuais bordas da bacia;
- ✓ ativação dos arcos do Rio Grande e Ponta Grossa.

O mapa de contorno estrutural do topo do aquífero evidencia a existência de um baixo estrutural, de direção NNE-SSW, coincidente com a calha da Bacia do Paraná, marcado pela existência de três depocentros, controlados, segundo Araújo et al. (1995), pelos principais traços tectônicos da bacia, definidos por Zalán et al. (1990) (Figura 4.6).

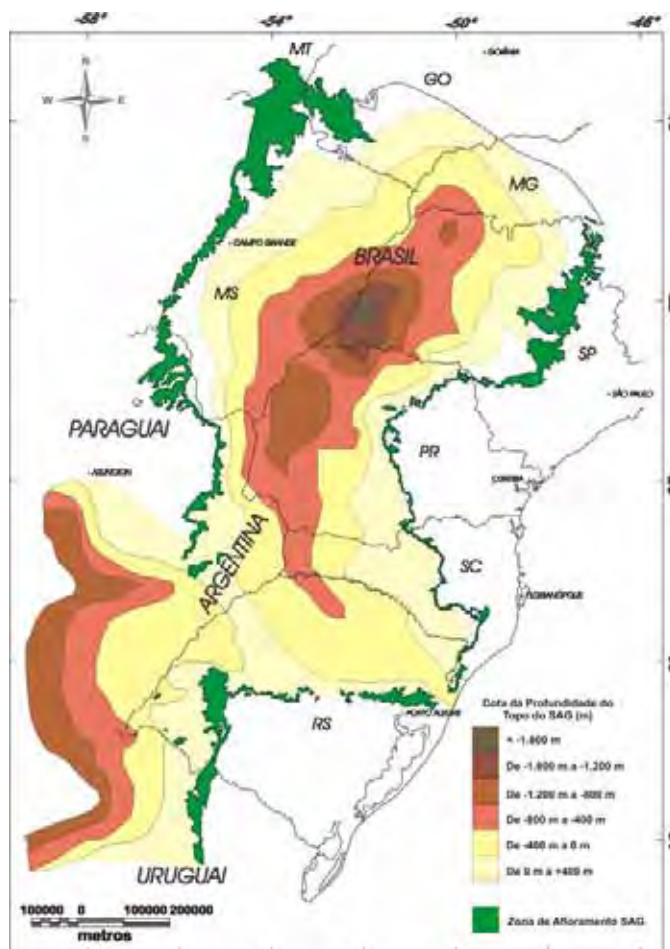


Figura 4.6. Mapa de contorno estrutural do topo do Sistema Aquífero Guarani (Modificado de ARAÚJO et al., 1995).

4.4. HIDRODINÂMICA

O primeiro mapa potenciométrico do SAG foi elaborado por Gilboa et al. (1976), indicando que as áreas de recarga estariam localizadas, principalmente, nas zonas de afloramento das formações constituintes do aquífero, com fluxo para o eixo central da bacia, e

zona de descarga localizada na região sudoeste da Bacia do Paraná, no estado do Rio Grande do Sul.

Estudos mais recentes, contemplando um maior número de poços perfurados no SAG, apresentam uma nova configuração para a superfície potenciométrica do aquífero, mostrando que os grandes traços tectônicos da Bacia do Paraná, podem influenciar de alguma maneira o fluxo das águas subterrâneas no aquífero, como por exemplo, o Arco de Ponta Grossa (ARAÚJO et al., 1999; ROSA FILHO et al., 2003).

Segundo Araújo et al. (1995), o arcabouço hidrogeológico do Sistema Aquífero Guarani teria se desenvolvido a partir do Cretáceo, com o soerguimento das atuais bordas, o que teria permitido a erosão das seqüências sedimentares sobrepostas, possibilitando o afloramento das unidades hidroestratigráficas constituintes do SAG, e a recarga a partir das águas meteóricas nestas porções elevadas.

A ocorrência de inúmeros diques de diabásio, associados ao Arco de Ponta Grossa, divide o SAG, segundo Araújo et al. (1999), em dois grandes domínios potenciométricos. O primeiro, localizado ao norte, possui zonas de recarga associadas aos afloramentos das formações Botucatu e Pirambóia, com fluxo de água preferencialmente centrípeto, em direção ao centro da bacia, e gradientes hidráulicos entre 5 e 3 m/km próximo às zonas de afloramento, até 0,2 m/km, em direção ao centro da bacia.

O segundo domínio hidrogeológico, localizado ao sul do Arco de Ponta Grossa, apresenta os maiores gradientes hidráulicos (5 a 0,3 m/km), com fluxo direcionado preferencialmente de leste para oeste, com a zona de recarga localizada no Estado de Santa Catarina, e a principal zona de descarga do aquífero situada ao longo dos rios Paraná e Uruguai, não sendo descartada a ocorrência de descarga ao longo do Rio Pelotas, em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul (Figura 4.7).

As principais características hidrodinâmicas do aquífero são apresentadas na **Tabela 4.1** elaborada principalmente a partir de dados obtidos nos estados de São Paulo, Paraná e Rio Grande do Sul, onde se concentra a maior parte das informações, reflexo do maior número de poços existentes nestes estados, quando comparados ao restante da área de ocorrência do SAG na Bacia do Paraná.

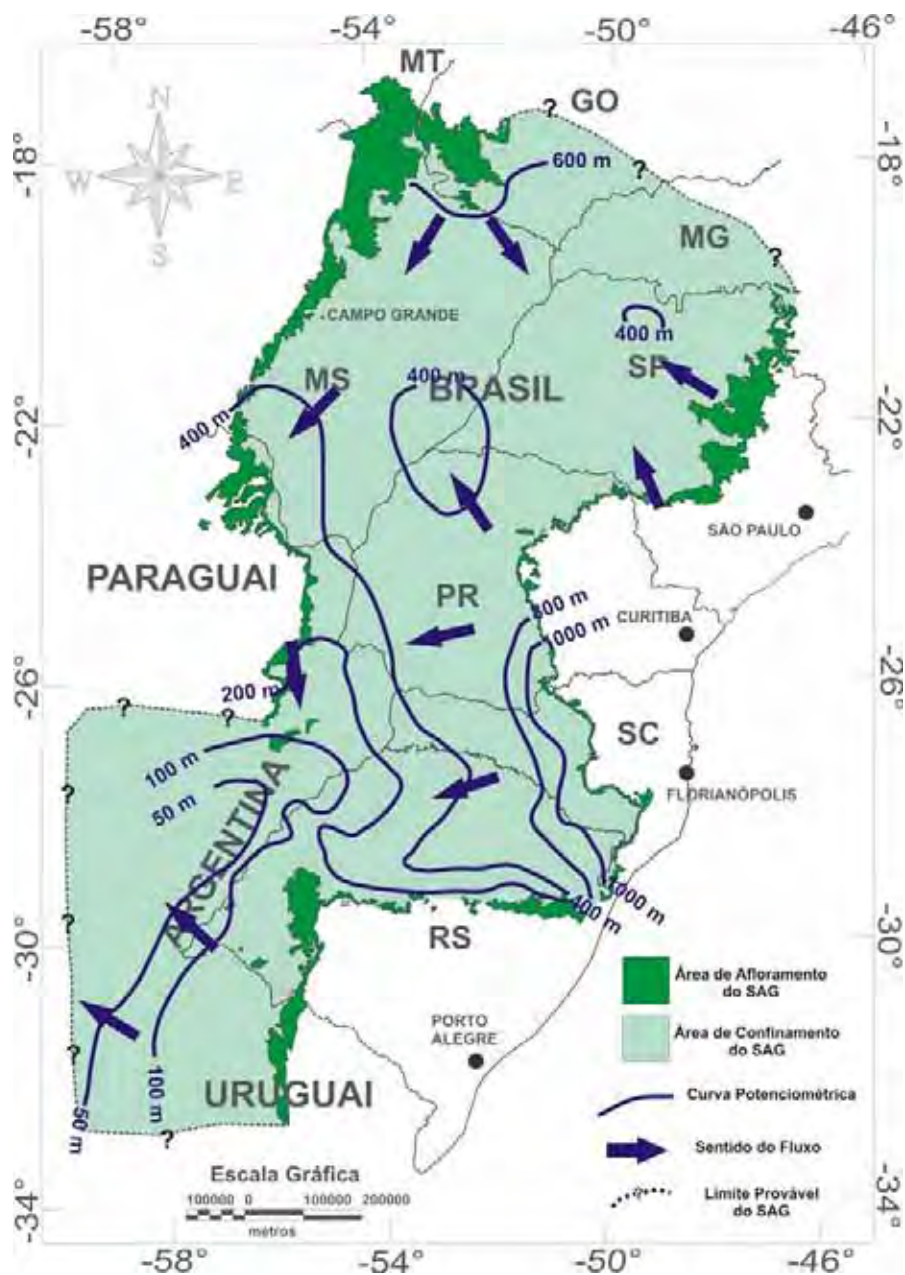


Figura 4.7. Mapa potenciométrico do Sistema Aqüífero Guarani, mostrando as principais direções de fluxo das águas subterrâneas em seu interior (Modificado de ARAÚJO et al., 1999).

Tabela 4.1. Principais parâmetros hidrodinâmicos do SAG.

Parâmetro		SAG - São Paulo (Fonte: SRACEK & HIRATA, 2002)	SAG -Bacia do Paraná (Fonte: ARAÚJO et al., 1999)	
			Fm. Botucatu	Fm. Pirambóia
Espessura (m)	Máxima	550	4 – 484	25 – 770
	Média	268	138	139
Porosidade		10 – 15%	17 – 30%	14 – 24%
Condutividade Hidráulica média (m/dia)		12,96	8,7	1,9
Transmissividade (m ² /dia)		39 – 1035 Média 336	2,4 – 552	-
Coeficiente de Armazenamento		$4 \times 10^{-5} - 2 \times 10^{-4}$	-	-

Outra característica importante, relacionada ao fluxo das águas subterrâneas dentro do SAG, é sua relação com o Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) sobreposto.

Evidências da existência de fluxo vertical de águas subterrâneas entre os sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani têm sido apontadas por diversos autores. A primeira referência a este fato foi apresentada por DAEE (1974), que em estudos na região de Ribeirão Preto já aventava a ocorrência de trocas de águas entre os dois sistemas aquíferos, em volumes maiores que o fluxo subterrâneo regional de descarga, estimando-o na ordem de dezenas a centenas de milhões de metros cúbicos ao ano.

Para a região sudoeste do estado de São Paulo, o modelo hidrogeológico conceitual, esquematizado na Figura 4.8 prevê que nas regiões onde a carga piezométrica do SAG encontra-se acima dos níveis piezométricos dos sistemas aquíferos sobrepostos (SASG e Sistema Aquífero Bauru), ocorrem condições favoráveis à existência de fluxo vertical ascendente (DAEE, 1979).

O estudo aponta para a ocorrência de fluxo por meio de descontinuidades verticais (fluxo intenso), apesar da existência de espesso pacote de derrames basálticos. Sob condições de superfícies piezométricas invertidas, ou seja, o nível potenciométrico do SASG é superior à superfície do SAG, foi presumida a existência de fluxo vertical descendente (DAEE, 1979), sem, entretanto apresentar prova para este fato.

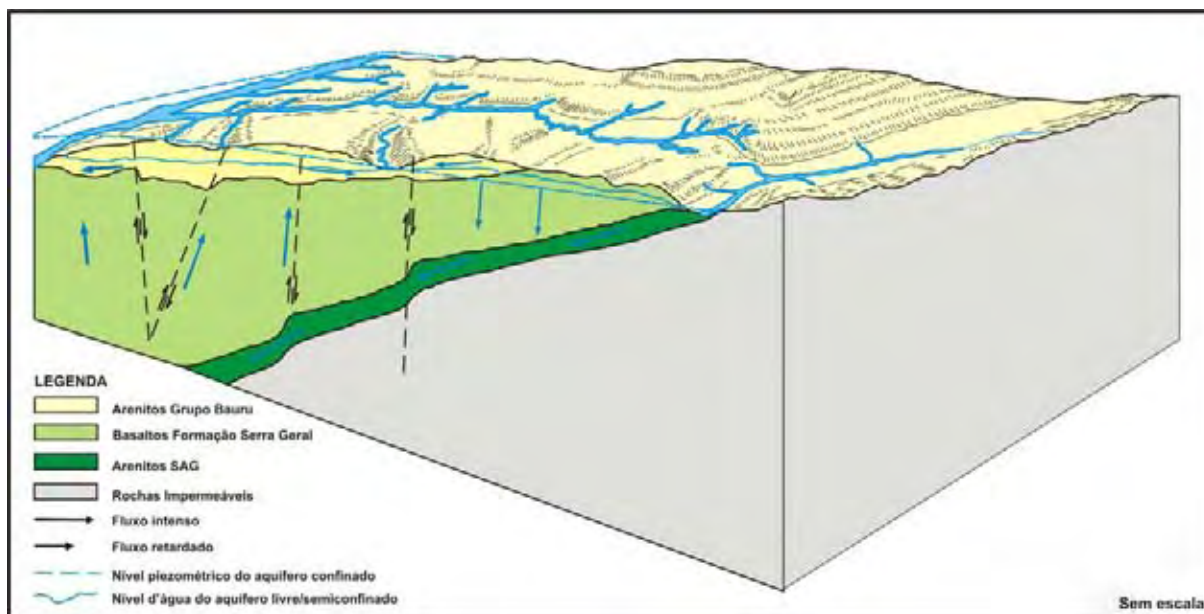


Figura 4.8. Modelo hidrogeológico conceitual de fluxo das águas subterrâneas na borda leste da Bacia do Paraná (Modificado de DAEE, 1979).

4.5. HIDROQUÍMICA

Os principais estudos hidroquímicos para a caracterização das águas do Sistema Aquífero Guarani foram realizados no Estado de São Paulo, iniciados com o clássico trabalho de Silva (1983), cujos dados foram posteriormente retomados por diversos autores (MENG & MAYNARD, 2001; SRACECK & HIRATA, 2002), visando a elaboração de um modelo da evolução hidroquímica destas águas para a porção nordeste da Bacia do Paraná.

Silva (1983) divide as águas contidas no SAG, no Estado de São Paulo, em três grupos principais, divisão esta relacionada, principalmente, ao grau de confinamento do aquífero. Na região de afloramentos, a autora identifica predominância de águas bicarbonatadas magnesianas e calco-magnesianas; em direção a oeste, numa faixa de cerca de 60 Km de largura a partir do contato da zona de afloramentos das formações Botucatu/Pirambóia com os basaltos da Formação Serra Geral, as águas são bicarbonatadas cálcicas e calco-magnesianas; na porção de maior confinamento, localizada a oeste da faixa de afloramentos, próxima à calha do Rio Paraná, as águas tornam-se bicarbonatadas sódicas, evoluindo no extremo sudoeste do estado para cloro-sulfatadas sódicas (Figura 4.9).

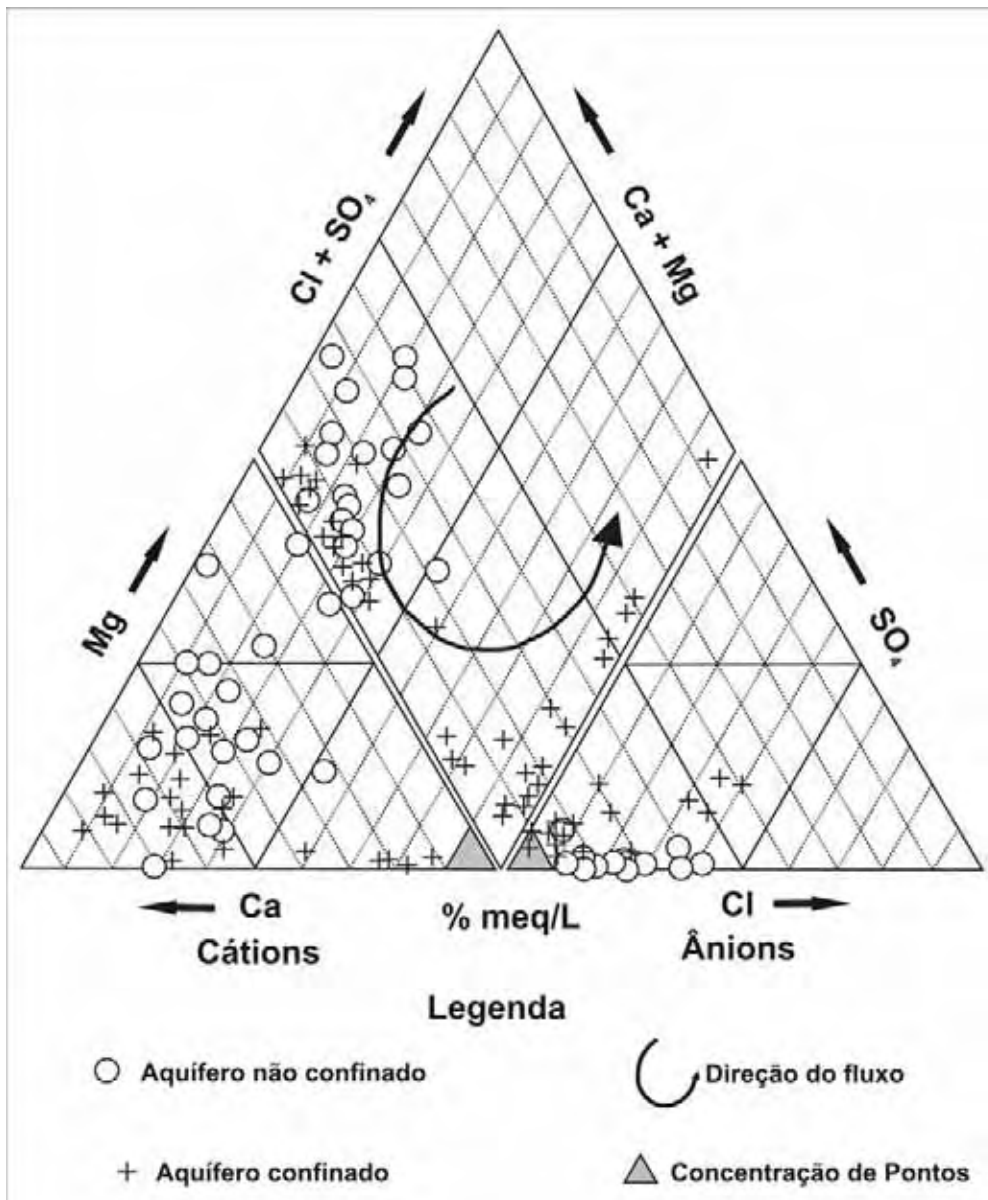


Figura 4.9. Diagrama de Piper das águas do Sistema Aquífero Guarani no estado de São Paulo, mostrando a evolução hidroquímica no sentido do fluxo, com o aumento do confinamento (Modificado de SILVA, 1983; in SRACEK & HIRATA, 2002).

As principais características hidroquímicas destes dois grupos são apresentadas na Tabela 4.2.

A evolução das águas bicarbonatadas calco-magnesianas, com ocorrência nas proximidades das zonas de afloramento, para as águas bicarbonatadas sódicas e cloro-sulfatadas nas zonas de maior confinamento do aquífero, foi estudada por Sracek & Hirata (2002). O modelo de troca de cátions (cálcio por sódio) associado à contribuição de íons

cloreto e sulfato, provenientes de depósitos evaporíticos contidos na Formação Pirambóia, explicaria esta evolução hidroquímica.

Tabela 4.2. Principais características químicas das águas do Sistema Aquífero Guarani no estado de São Paulo (SILVA, 1983 e SRACEK & HIRATA, 2002).

Situação do Aquífero	Classificação das Águas segundo Piper	Faixa de Ocorrência	Geoquímica das Águas	
Não-Confinado	Bicarbonatadas Calco – Magnesianas	Próximo à Faixa de Afloramentos (Região Leste do Estado de São Paulo)	TDS < 294 mg/L pH < 7,5	Ca: 0,04 – 2,5 meq/L Mg: < 1,13 meq/L CO ₃ : < 0,04 meq/L Cl: < 0,31 meq/L Na: < 0,9 meq/L HCO ₃ : 0,06-3,16 meq/L SO ₄ : < 0,25 meq/L
Confinado	Bicarbonatadas Sódicas e Cloro-Sulfatadas Sódicas	Regiões Centrais e Oeste do Estado de São Paulo	TDS: 61-650 mg/L pH: 8,2 – 10,4	Ca: 0,02 – 0,84 meq/L Mg: < 0,08 meq/L CO ₃ : < 2,9 meq/L Cl: 0,01 – 3,75 meq/L Na: 0,6 – 9,8 meq/L HCO ₃ : 0,66-3,4 meq/L SO ₄ : < 1,92 meq/L

No estado do Paraná, Rosa Filho et al. (1987), estudando o quimismo das águas subterrâneas contidas nos basaltos do Sistema Aquífero Serra Geral, observaram, em vários pontos, a contribuição das águas do SAG na sua composição. Esta contribuição é facilmente percebida, segundo os autores, pela análise dos cátions maiores, pois as razões iônicas para os dois sistemas aquíferos são distintas.

A comparação entre a composição química das águas contidas no SAG nos estados do Paraná e São Paulo, e no Uruguai, mostra claramente a existência de tipos sulfatados no estado de São Paulo, que não ocorrem no Paraná, e de tipos cloretados cálcicos no Uruguai, que não ocorrem no Brasil (GEF, 2001).

Este fato demonstra claramente a variabilidade do quimismo das águas do SAG, principalmente nas zonas confinadas, o que, segundo GEF (2001), pode ser explicado por variações faciológicas ou por influência de misturas induzidas por fraturas tectônicas.

Bonotto (2005), analisando 78 amostras de águas subterrâneas do SAG, aponta para uma grande variabilidade dos tipos hidroquímicos e, em função da inexistência de um tipo hidroquímico característico para o aquífero, sugere a ocorrência de misturas entre águas originárias de diversas fontes, preferencialmente localizadas nas camadas paleozóicas, sotopostas ao aquífero.

Estudos isotópicos efetuados por diversos autores (GALLO & SINELLI, 1980; SILVA, 1983; KIMMELMANN et al., 1986; KIMMELMANN et al., 1989a e b) apresentam indicações de possíveis variações climáticas durante diferentes períodos de recarga, e de idades das águas baseadas em datações por ^{14}C que variam de 480 até 39.000 anos, com águas mais recentes próximas às regiões de afloramento, e as mais velhas localizadas na porção central da bacia.

5 - HIDROGEOLOGIA DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI

As informações relacionadas ao SAG, que possibilitaram a realização deste estudo, foram obtidas em cadastros de poços pertencentes às concessionárias dos serviços de abastecimento de água dos estados de Mato Grosso do Sul e Goiás, respectivamente, SANESUL – Empresa de Saneamento Básico de Mato Grosso do Sul e a SANEAGO – Saneamento de Goiás S.A.

Além destes, contribuíram com informações as concessionárias municipais, dentre elas a empresa Águas de Guariroba, concessionária de água para o município de Campo Grande, os serviços autônomos de água de São Gabriel D'Oeste, Corguinho, Costa Rica e Cassilândia, e a Fundação Nacional de Saúde – FNS.

Informações foram levantadas em cadastros de empresas de perfuração que instalaram poços para indústrias, clubes, fazendas, etc. além de poços exploratórios de petróleo perfurados pela Petrobrás, na área de estudo.

Foram cadastrados 227 poços tubulares perfurados nos estados de Mato Grosso do Sul, Goiás e Mato Grosso, relacionados diretamente ao objeto desta pesquisa; destes 131 poços no SAG, 47 poços no Sistema Aquífero Serra Geral (SASG), e 49 poços mistos, ou seja, captando água tanto no SASG quanto no SAG.

As informações relativas a dados geográficos, construtivos, hidrodinâmicos e hidrogeológicos dos poços cadastrados são apresentadas no Anexo 01.

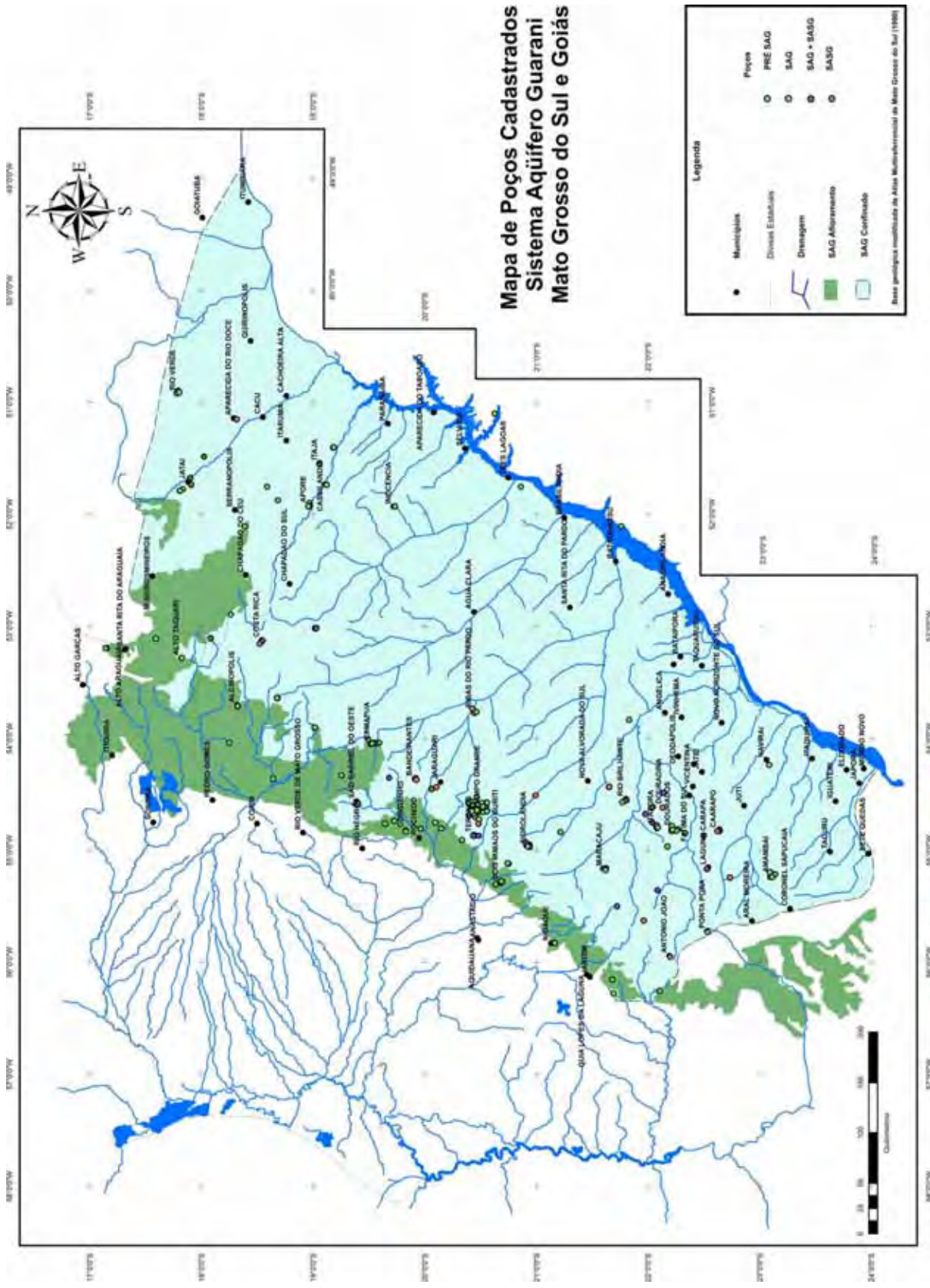


Figura 5.1. Mapa de localização dos poços cadastrados na área de estudo.

A distribuição dos poços cadastrados na área de estudo, classificados em função do aquífero captado, pode ser observada no mapa da Figura 5.1, notando-se a concentração de poços nas regiões de maior desenvolvimento, abastecendo principalmente a região próxima às cidades de Campo Grande e Dourados, em Mato Grosso do Sul, e Jataí, em Goiás.

O agrupamento dos poços nestas regiões está associado à ocorrência dos Sistemas Aquíferos Serra Geral e Bauru, sobrepostos ao SAG em grande parte da área de estudo, fazendo com que o aquífero tenha sua exploração concentrada principalmente próximo às áreas de afloramento, onde o SAG apresenta-se livre ou a cobertura basáltica é pequena.

Os poços normalmente apresentam penetração parcial no aquífero, e apenas recentemente os projetos construtivos passaram a prever a instalação de filtros ao longo de toda a seção perfurada, melhorando a produção dos poços.

Este fato dificulta a avaliação dos dados disponíveis para a elaboração de um estudo de uma única unidade hidrogeológica, como é o caso do SAG.

A exploração do SAG, no estado de Mato Grosso do Sul, foi estimada em 25×10^6 m³/ano pelo estudo realizado pela SANESUL/TAHAL (1998), baseado em poços cadastrados à época, com regime de operação de 20 horas/dia. Para Chang (2001), o volume explorado é de aproximadamente 48×10^6 m³/ano, o que representaria 25% do abastecimento de água para a população do estado.

5.1. HIDRODINÂMICA

Segundo SANESUL/TAHAL (1998), os poços perfurados no Sistema Aquífero Guarani apresentam vazões variando de alguns metros cúbicos por hora até 320 m³/h, com grande número deles apresentando vazões de até 40 m³/h (Figura 5.2).

As vazões específicas para os poços perfurados no SAG, na área de estudo, variam de 1 até 7 m³/h/m, e a transmissividade, calculada por meio da interpretação de ensaios de bombeamento, varia de 10 a 650 m²/dia (SANESUL/TAHAL, 1998).

Ensaio de bombeamento com observação da interferência entre poços, executados nos municípios de Campo Grande e Camapuã, apontam valores para o coeficiente de

armazenamento da ordem de 10^{-4} , indicando condições de semi-confinamento nas duas localidades (SANESUL/TAHAL, 1998).

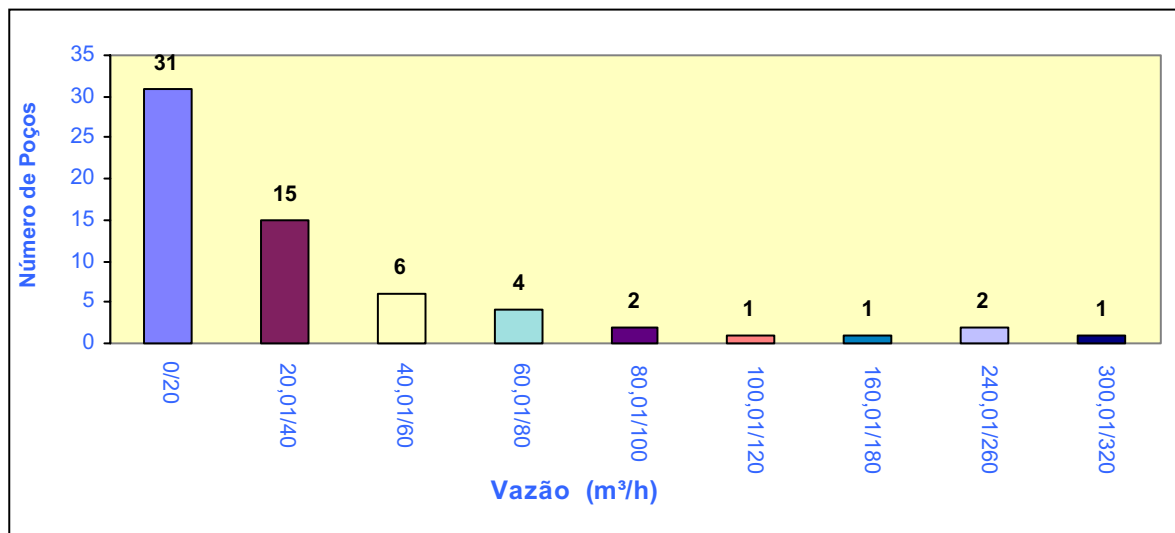


Figura 5.2. Distribuição das vazões dos poços perfurados no SAG em Mato Grosso do Sul (SANESUL/TAHAL, 1998).

As condições de fluxo das águas subterrâneas do SAG, na área estudada, apresentam algumas peculiaridades quando comparadas àquelas da borda leste da Bacia do Paraná, mais especificamente no estado de São Paulo, onde o fluxo está direcionado a partir das áreas de afloramento, localizadas a leste deste estado, para oeste, em direção ao eixo da Bacia do Paraná.

Na borda ocidental da Bacia do Paraná, nota-se que o sentido do fluxo a partir das áreas de recarga é radial, em direção ao centro da bacia, onde o aquífero encontra-se em condições de confinamento, e em direção às áreas de afloramento das formações Botucatu e Pirambóia, no estado de Mato Grosso do Sul (Figura 5.3).

São definidas três zonas principais de recarga. A primeira encontra-se ao norte da área estudada, no estado de Goiás, com fluxo radial direcionado para sul, sudeste e também para oeste em direção à região de afloramentos das formações constituintes do SAG, alimentando os rios Coxim e Taquari, formadores do Pantanal Matogrossense.

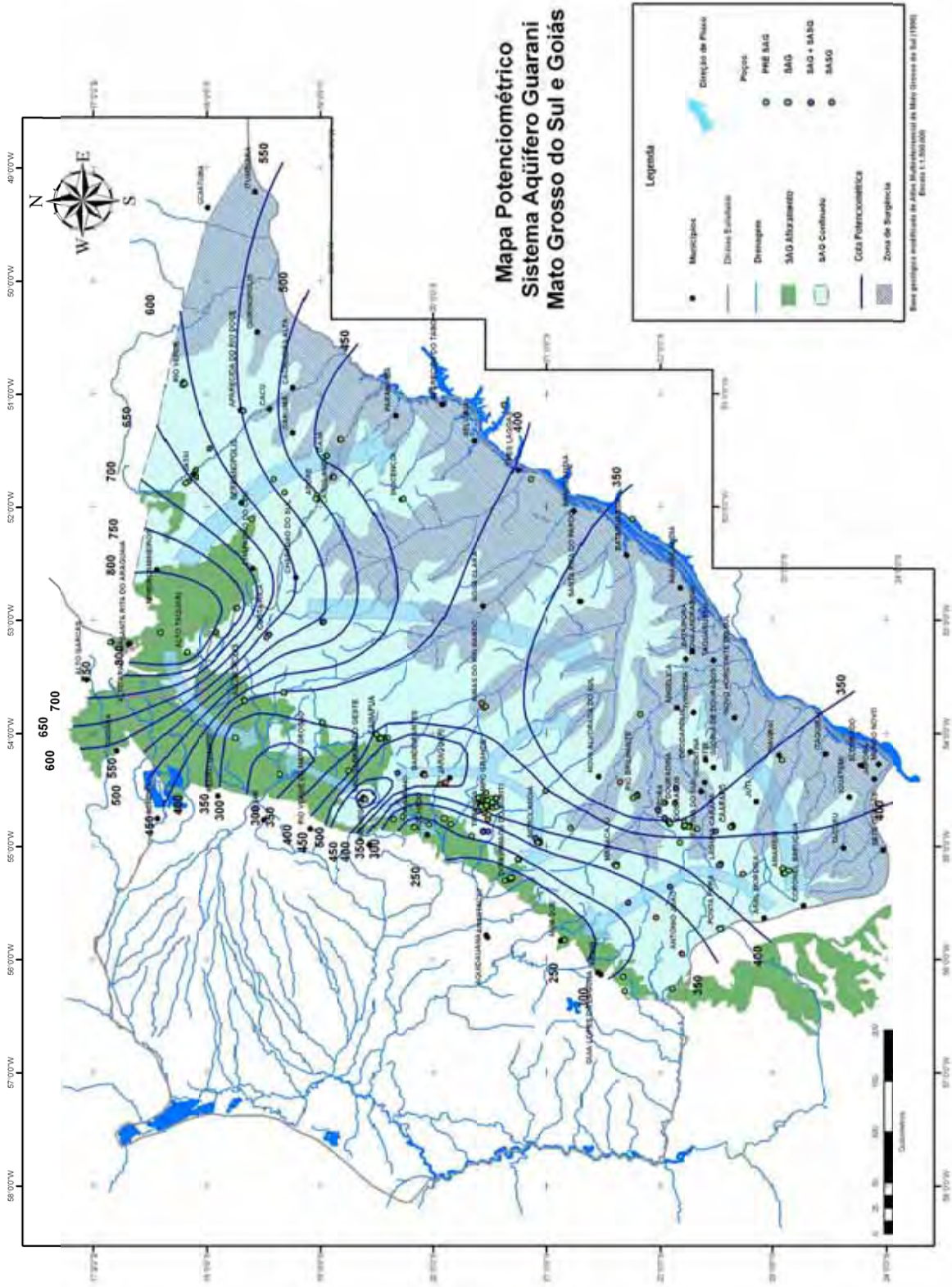


Figura 5.3. Mapa potenciométrico do Sistema Aquífero Guarani na borda ocidental da Bacia do Paraná, estados de Mato Grosso do Sul, Goiás e Mato Grosso.

A segunda área de recarga do aquífero está localizada ao sul da área de estudo, na divisa entre o estado de Mato Grosso do Sul e o território paraguaio, próxima ao município de Amambaí, ao sul do município de Dourados. Nesta região, o fluxo das águas subterrâneas está direcionado para leste e nordeste, em direção ao Estado do Paraná, em direção a confluência dos rios Paraná e Paranapanema, e uma segunda direção do fluxo para oeste, também no sentido das zonas de afloramento das formações Botucatu e Pirambóia.

A ausência de dados confiáveis, relativos ao SAG em território paraguaio, não permitiu a definição do papel da faixa de afloramentos existente no país vizinho. Se a mesma representa uma zona de recarga do aquífero, ou se ela seria uma continuação da faixa de afloramentos da porção sul do território de Mato Grosso do Sul, e representaria zona de descarga localizada, com o divisor de águas prolongado para dentro do território paraguaio.

A terceira área de recarga está relacionada ao Chapadão de São Gabriel D'Oeste, uma área topograficamente mais elevada, localizada na porção central do Estado, com fluxo radial em direção às zonas de afloramento localizadas a norte e sul, e em direção leste, para a calha do Rio Paraná.

Estas duas últimas zonas de recarga condicionam a existência de um divisor de águas subterrâneas, praticamente paralelo ao divisor de águas superficiais, representado pela Serra de Maracajú, com fluxo para leste e para oeste, conforme pode ser visualizado nas seções hidrogeológicas apresentadas nas Figuras 5.4 e 5.5, e no bloco diagrama da Figura 5.6.

A seção EW (Figura 5.4) mostra a existência deste divisor de águas na região entre Sidrolândia e Dois Irmãos do Buriti, enquanto a seção NS (Figura 5.5) mostra a influência exercida pela zona de recarga localizada na região de São Gabriel do Oeste, ao norte, na alimentação deste divisor e em sua conformação, caracterizada pelos altos gradientes hidráulicos observados entre a área de recarga e a cidade de Campo Grande.

O bloco diagrama da Figura 5.6 auxilia na visualização da contribuição proveniente da zona de recarga de São Gabriel do Oeste, bem como na distribuição do fluxo ao longo do divisor de águas, que se encontra levemente deslocado em relação ao divisor representado pela Serra de Maracajú.

Segundo Gastmans & Chang (2005), este divisor seria controlado pelas áreas de recarga localizadas a norte e a sul do estado de Mato Grosso do Sul.

Dentro da faixa de afloramentos, localizada a leste, a conformação topográfica acabou influenciando as direções de fluxo, fato este evidenciado pela existência de um pequeno alto potenciométrico no centro desta área, que representa a descarga regional do SAG, próximo à cidade de Jardim.

A existência deste divisor, e a conseqüente conformação das direções de fluxo das águas subterrâneas, está associada à evolução natural do relevo, relacionada principalmente na zona ao sul do alto de São Gabriel do Oeste, à erosão das escarpas das cuestas basálticas, e à manutenção da superfície aplainada e elevada do referido alto.

A evolução do relevo na porção sul do estado de Mato Grosso do Sul deve ser avaliada a partir do Cretáceo, pois segundo Almeida (1965) e Ab'Saber (1988) a área onde hoje se encontra o Pantanal constituía o divisor de águas entre as Bacias do Paraná e do Chaco, como sugere a ausência da seqüência paleozóica a oeste do Pantanal.

O Pantanal é considerado por Assine (2004) como um amplo trato deposicional dominado por sedimentação fluvial, com sua porção leste dominada pelos leques aluviais dos rios Taquari e Aquidauana, cuja formação teria ocorrido em clima semi-árido do final do Pleistoceno.

Como apresentado na Figura 5.4, é possível verificar a erosão da porção superior das unidades constituintes do SAG, em região que funcionou como área fonte para a sedimentação associada aos leques aluviais supracitados. Desta maneira não é incorreto supor que em algum momento entre o final do Pleistoceno e início do Holoceno esta faixa tenha sido área de recarga para o aquífero, e com a evolução geomorfológica esta área tenha passado a ser uma zona de descarga localizada.

Outra figura que chama a atenção é a grande zona de surgência do aquífero na porção leste do estado de Mato Grosso do Sul, próximo a calha do Rio Paraná, justamente onde o aquífero encontra-se sob condições severas de confinamento.

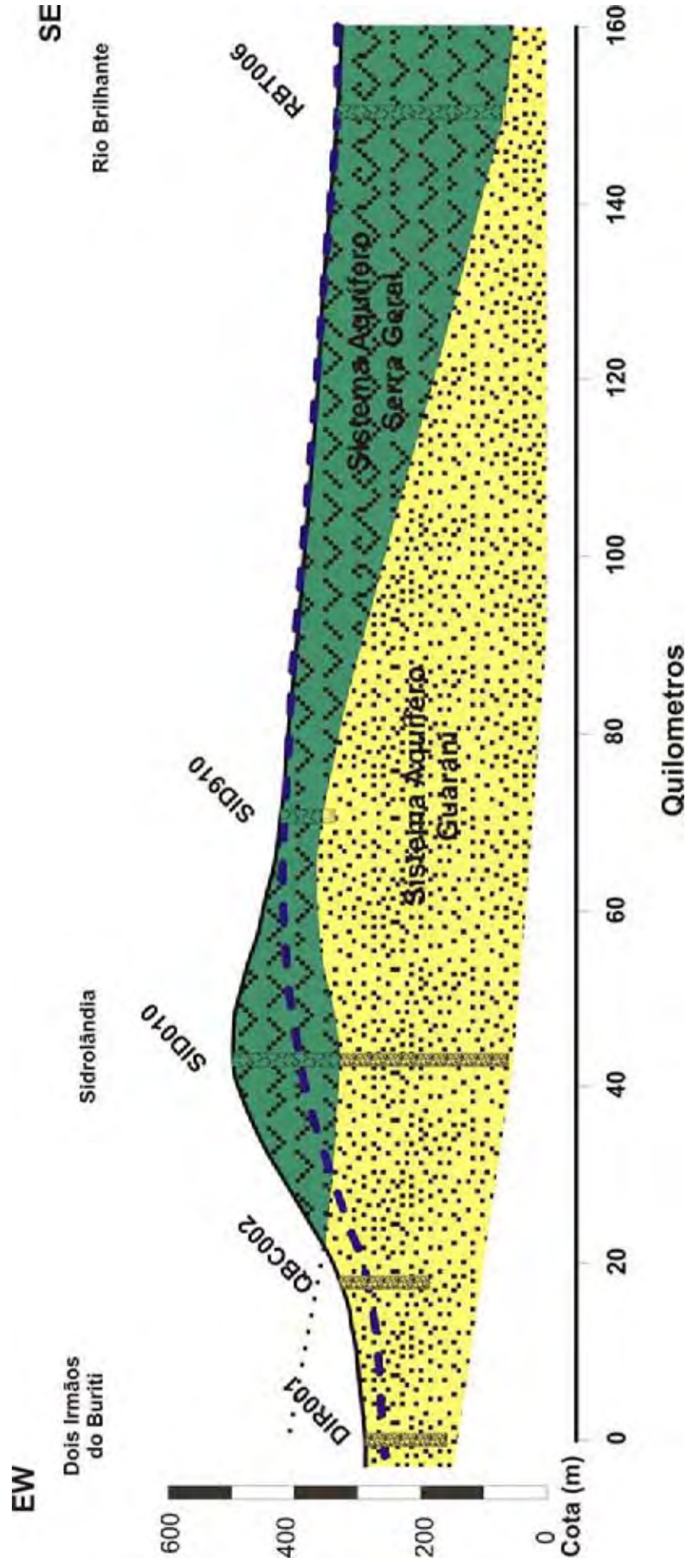


Figura 5.4. Seção Hidrogeológica EW entre as cidades de Dois Irmãos do Buriti e Rio Brilhante, mostrando o divisor de águas subterrâneas existente no SAG em Mato Grosso do Sul. Observar o prolongamento da superfície do topo do aquífero, mostrando a possibilidade de perda em função de processos erosivos.

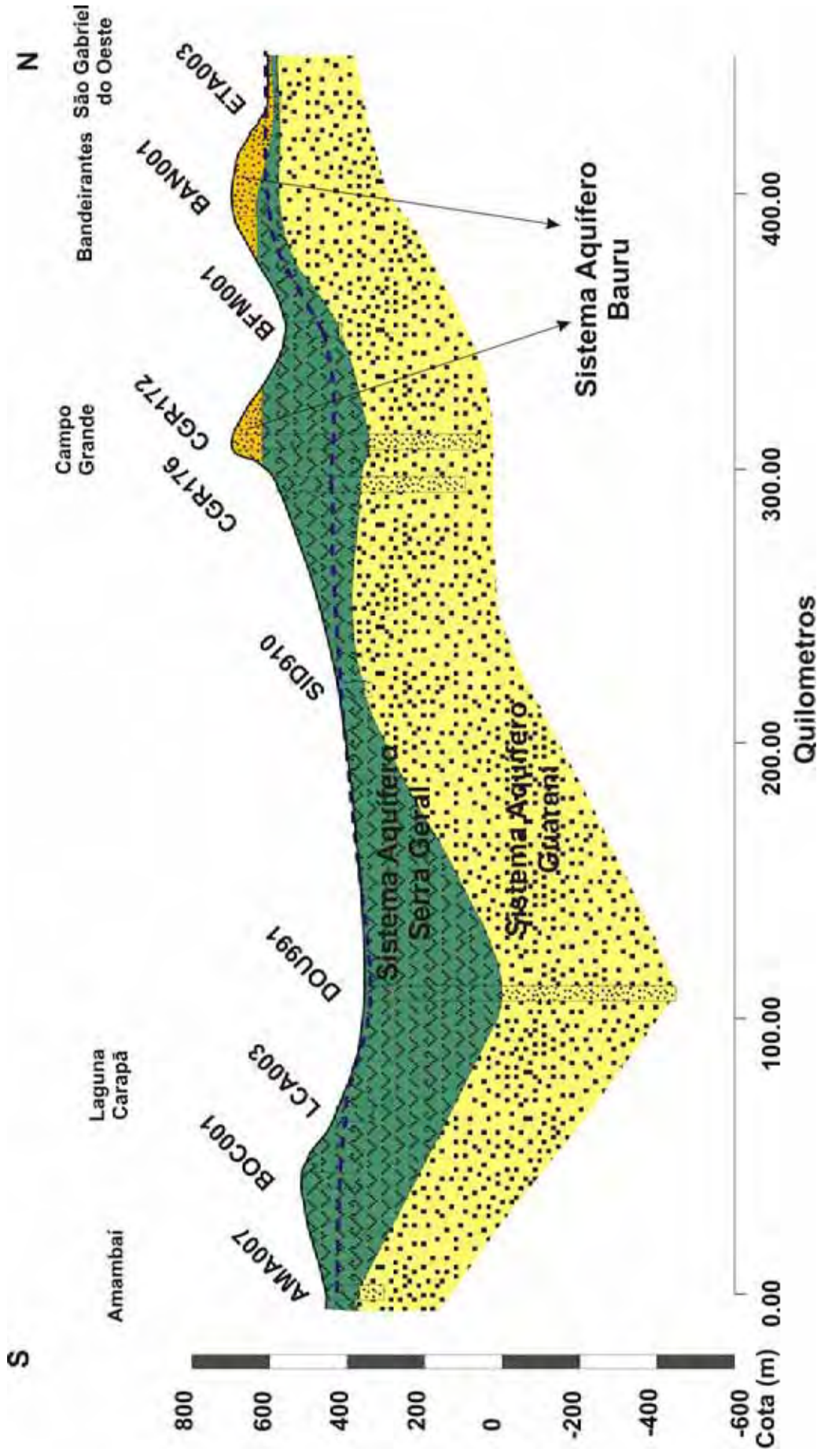


Figura 5.5. Seção Hidrogeológica NS entre as cidades de Amambai e São Gabriel D'Oeste, ao longo do divisor de águas, mostrando os fluxos provenientes das áreas de recarga localizadas a sul e a norte, e a sua importância na conformação deste divisor.

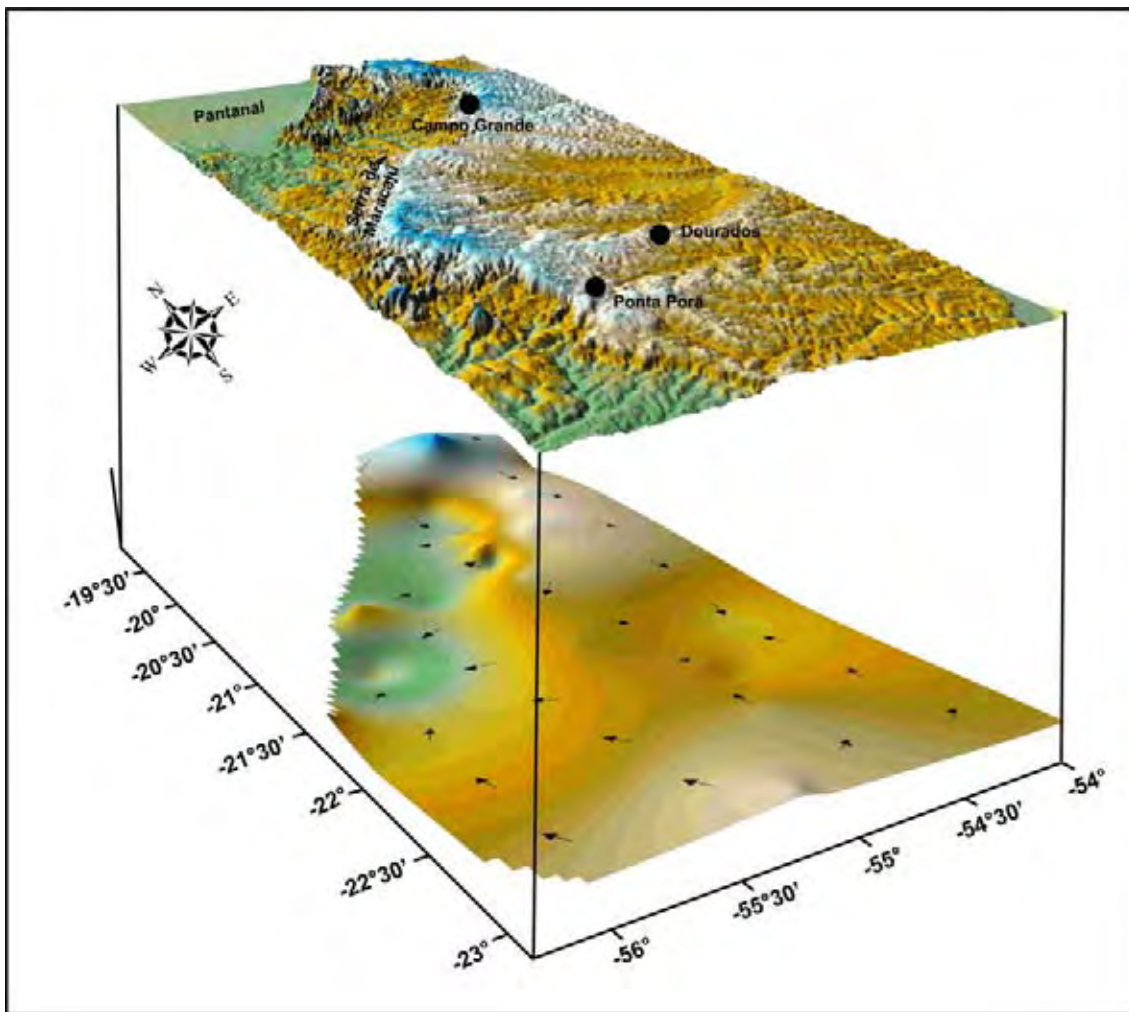


Figura 5.6. Bloco diagrama da porção sudoeste da área de estudo, mostrando a zona de descarga localizada a oeste da Serra de Maracaju, e a conformação do divisor de águas subterrâneas.

As relações de fluxo entre os aquíferos Serra Geral e Guarani, na área de estudo, foram analisadas inicialmente a partir da comparação das superfícies potenciométricas dos dois aquíferos (Figura 5.7), retiradas respectivamente de Lastoria (2002) e Gastmans & Chang (2005).

A Figura 5.7 evidencia a inversão potenciométrica entre as cargas hidráulicas dos dois aquíferos, na porção centro sul do estado de Mato Grosso do Sul, na área de afloramentos da Formação Serra Geral. Em direção à zona de afloramentos dos arenitos da Formação Botucatu, as cotas potenciométricas do SASG são superiores àquelas do SAG, ocorrendo a inversão na porção oeste da faixa da afloramentos dos basaltos da Formação Serra Geral, fato também observado por SANESUL/TAHAL (1998) e Lastoria (2002).

O cruzamento das duas superfícies potenciométricas no estado de Mato Grosso do Sul indica a existência, na porção ocidental do estado, da sobreposição da carga potenciométrica do SASG sobre àquela do SAG, enquanto que na porção oriental ocorre a inversão deste comportamento. Além disso, em algumas regiões do estado, o SAG apresenta surgência natural (Figura 5.3).

O modelo hidrogeológico conceitual de fluxo das águas subterrâneas proposto para o SASG em Mato Grosso do Sul, indica predominância de fluxo nas superfícies de contato entre os derrames, onde a existência de níveis vesículo-amigdaloidais e zonas de descontinuidades horizontais de grande extensão propiciam condições para a ocorrência de fluxo (LASTORIA, 2002).

Em função da estruturação vertical presente, seja ela regional ou local (dentro do derrame), é possível a passagem de água de níveis superiores (SASG) para inferiores (SAG) e vice e versa, de maneira semelhante à proposta para o estado de São Paulo por DAEE (1974, 1979).

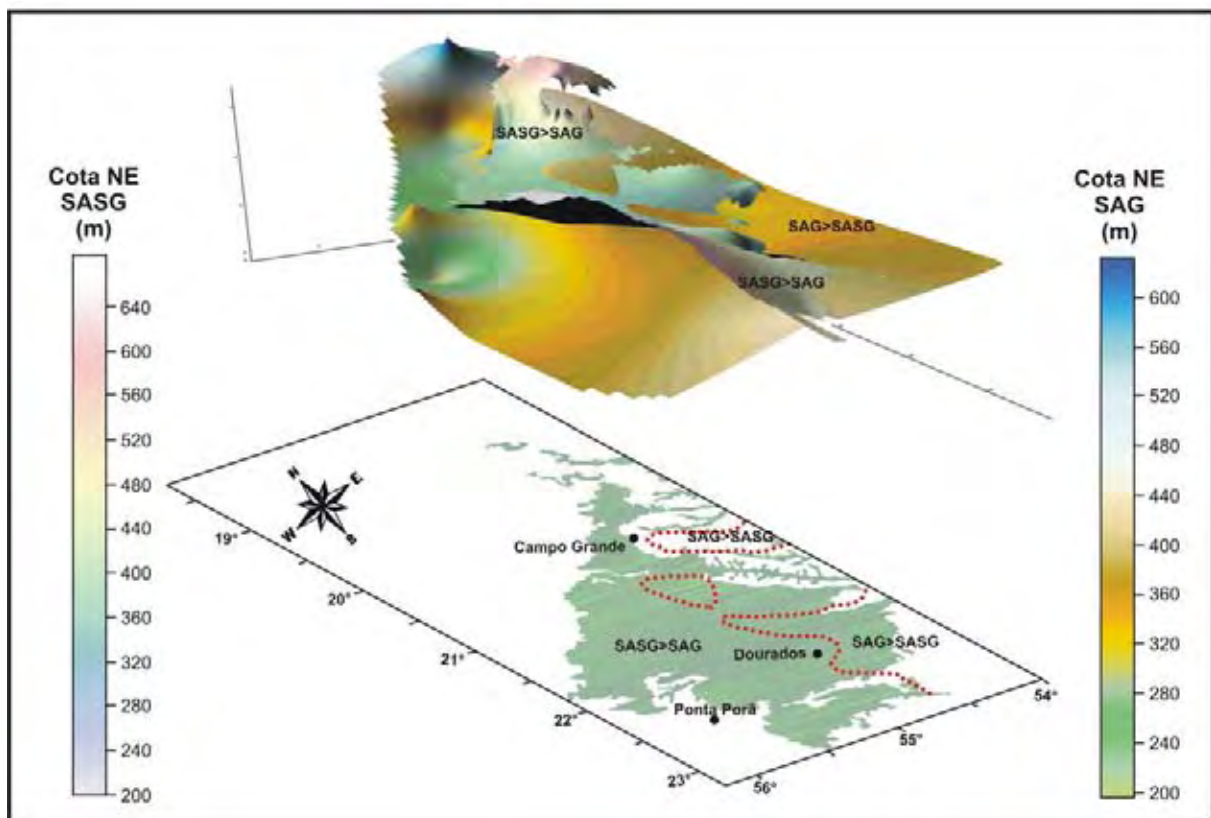


Figura 5.7. Bloco comparando as superfícies potenciométricas do SAG na área de afloramento do SASG.

5.2. GEOMETRIA DO AQUÍFERO

A caracterização apropriada da geometria de uma unidade aquífera está condicionada à disponibilidade de poços totalmente penetrantes, que associadas a observações em afloramentos permitem a definição da espessura desta unidade; entretanto, no caso do Sistema Aquífero Guarani na área de estudo, esta condição não é plenamente satisfeita. Geralmente, os poços perfurados para a captação de água apenas atingem o topo da unidade, e mesmo poços com maior penetração no aquífero não atingem as unidades inferiores.

Desta maneira, dados relacionados à espessura do SAG estão restritos a observações em afloramentos efetuadas em levantamentos regionais, como apresentado no Capítulo 3, a informações levantadas em poços estratigráficos perfurados pela Petrobras, e a alguns poços perfurados para a exploração de água no município de Campo Grande. A elaboração de mapa de isópacas do SAG está, pois, prejudicada.

A Figura 5.8 apresenta o mapa de contorno estrutural do SAG na área de estudo, onde se observa claramente o condicionamento exercido pela estruturação da Bacia Sedimentar do Paraná na conformação do topo do aquífero, com a delimitação de um baixo estrutural na região limítrofe entre os estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul. Esta área foi definida por Araújo et al. (1995) como um dos depocentros da Formação Serra Geral. Estes depocentros são claramente controlados pelas estruturas NW-SE, e influenciam na conformação do topo do aquífero na região centro-sul do estado de Mato Grosso do Sul, próxima à cidade de Dourados.

Na área de estudo, o SAG encontra-se em cotas mais elevadas na região de afloramentos da Formação Botucatu no estado de Goiás, próximo às cidades de Mineiros e Jataí, e na área do Parque Nacional das Emas, mergulhando para sudeste, em direção ao centro da Bacia do Paraná, e para sudoeste, em função da conformação topográfica da zona de afloramentos.

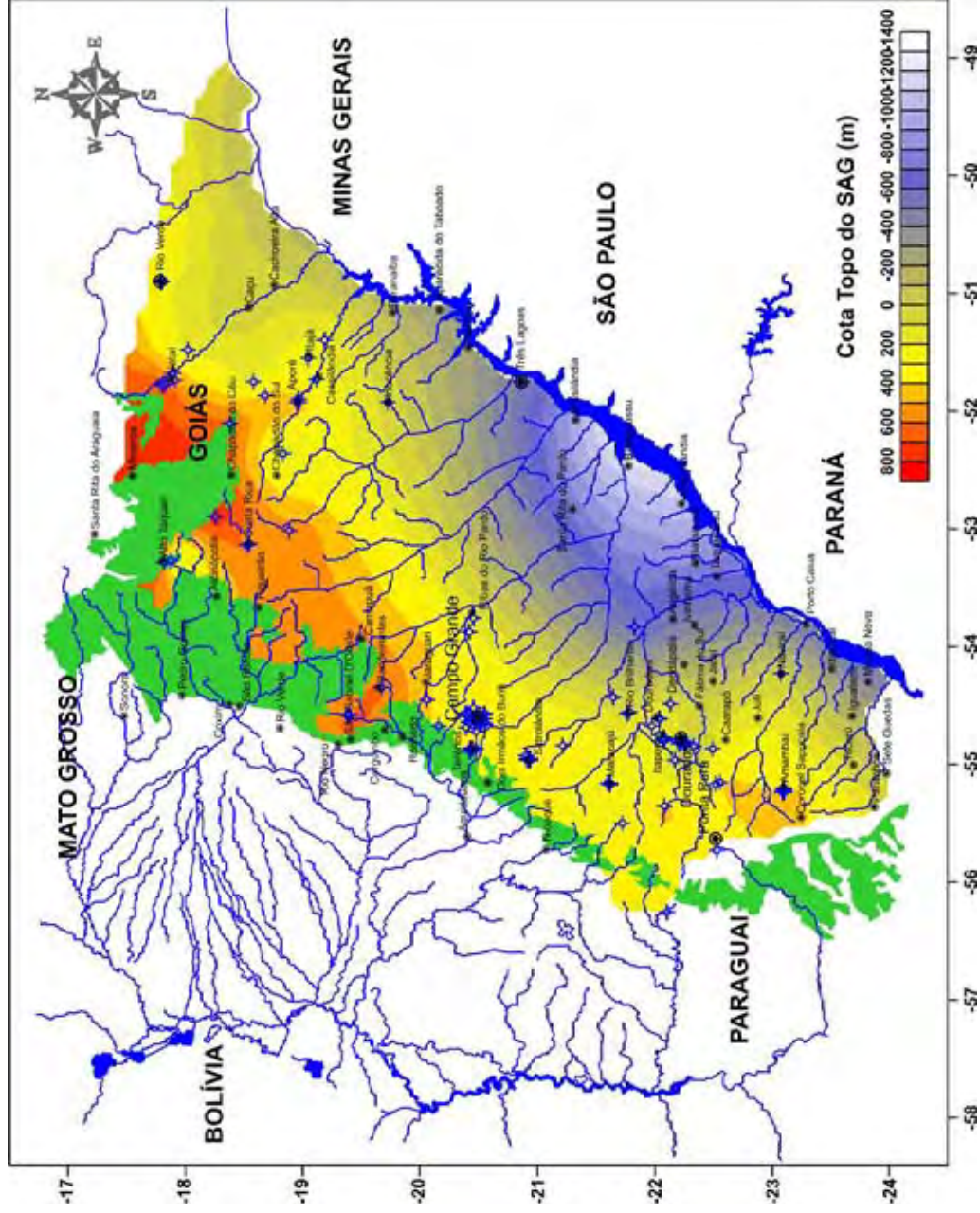


Figura 5.8. Mapa de contorno estrutural do SAG na área de estudo.

Estruturalmente, as informações disponíveis permitem subdividir a faixa contínua de afloramentos das formações Botucatu e Pirambóia, que corta o estado de Mato Grosso do Sul aproximadamente na direção norte-sul, em três porções. Na porção central, representada pelo alto de São Gabriel D'Oeste, o topo do aquífero é encontrado em altitudes máximas de 600 metros. Ao norte deste alto topográfico, ocorrem regiões rebaixadas pela implantação da drenagem dos rios Coxim e Taquari, onde a cota topográfica varia de 400 a 280 metros, com fluxo das águas superficiais para oeste, em direção ao Pantanal Matogrossense. Ao sul deste alto, onde está implantada a bacia do Rio Aquidauana, com curso aproximado Norte-Sul, ocorrem regiões rebaixadas, onde a cota topográfica varia de 400 a 280 metros.

A porção central representada pelo alto estrutural e topográfico de São Gabriel do Oeste está associada aos grandes falhamentos de direção NW, constituindo possivelmente um prolongamento da Zona de Falha de Guapiara.

Na porção sul do estado de Mato Grosso do Sul, na região de Ponta Porã, fronteira com o território paraguaio, próximo à cidade de Amambaí, em virtude do alto topográfico existente, o topo da Formação Botucatu apresenta-se soerguido, com caimentos para leste, norte e oeste. As maiores profundidades encontradas para o topo do aquífero no estado, estão na sua porção leste, conforme observado no poço de Três Lagoas, com topo a -513 m em relação ao nível do mar. Estimam-se cotas de até -1350m nas proximidades da cidade de Bataguassú, já que na cidade paulista de Presidente Epitácio o topo do aquífero encontra-se na cota -1.400m.

O limite do aquífero ao norte da área, no estado de Goiás, ainda não foi totalmente definido, mas na cidade de Rio Verde, a espessura do aquífero não ultrapassa 17 metros em poço perfurado para a SANEAGO, permitindo supor que o limite do SAG não se encontre muito além deste município.

Na cidade de Quirinópolis (GO), poço perfurado até a profundidade de 400 metros não atingiu o SAG, permanecendo nos basaltos da Formação Serra Geral, segundo informação obtida junto à empresa de perfuração do estado de Goiás.

Em poço perfurado na localidade de Boqueirão (BQR001), na faixa de afloramentos próximo à cidade de Jardim, as unidades litoestratigráficas constituintes do SAG apresentam espessura de 79 metros, enquanto na cidade de Camapuã os poços apresentam profundidades de até 190 metros sem alcançar a Formação Aquidauana.

Na cidade de Campo Grande, onde o volume de informações é maior, observa-se que o contato entre as formações Serra Geral e Botucatu, é marcado pela existência de diversas camadas de arenitos intertrapeados aos derrames basálticos.

Esta característica aponta para a contemporaneidade deposicional, dos arenitos eólicos da Formação. Botucatu e dos derrames iniciais de lavas basálticas da Formação. Serra Geral, ao mesmo tempo que dificultam a. definição de uma superfície do topo do SAG para a região de Campo Grande.

Como critério de separação neste caso, foi utilizado o contato do topo da camada de arenito mais espessa observada abaixo de um derrame, para a elaboração do mapa apresentado na Figura 5.9. Nesta figura observa-se claramente a existência de áreas onde o topo encontra-se elevado, nas zonas sudeste e noroeste da cidade, resultado da existência de derrames de basalto entre camadas de arenitos da Formação Botucatu, bem como de espessuras maiores desta unidade nestas áreas.

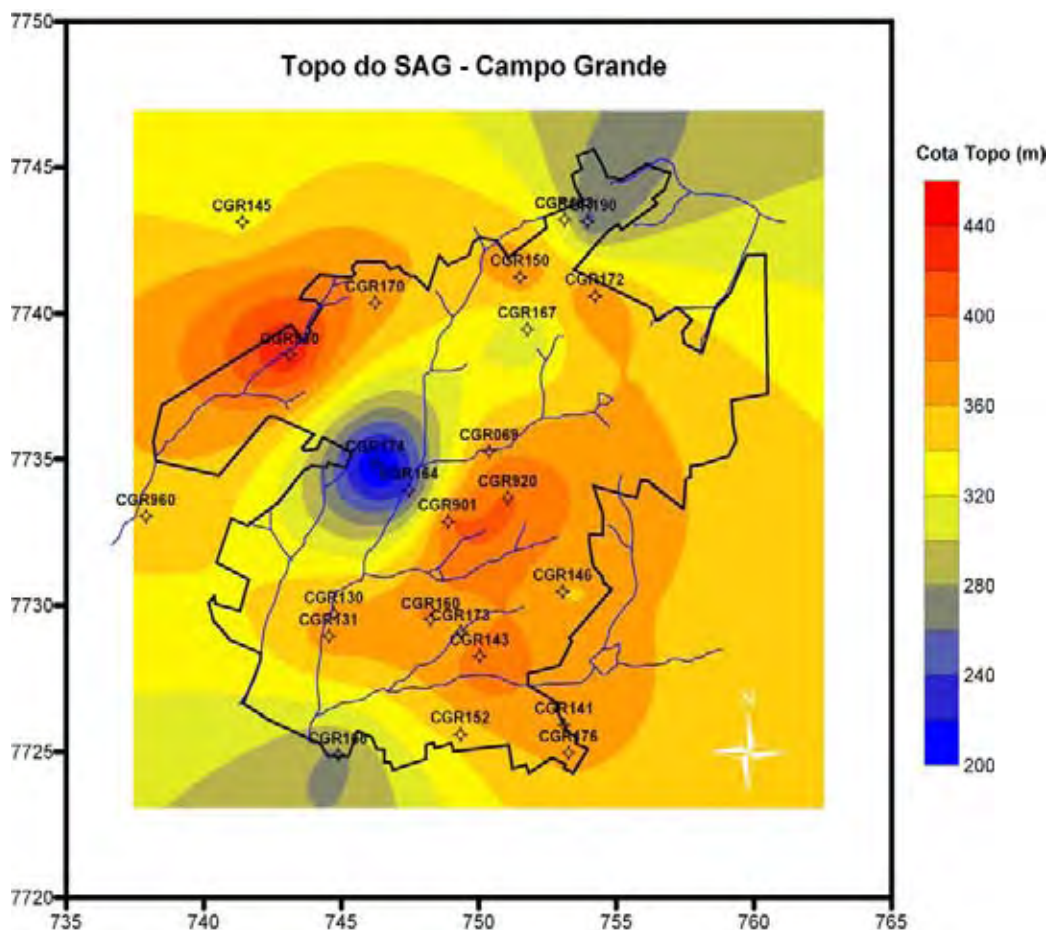


Figura 5.9. Mapa de contorno estrutural do SAG em Campo Grande.

A faixa SW-NE representa um bloco rebaixado, associado a possíveis falhamentos de direção NE-SW. Entretanto, apesar dos desníveis existentes, deve-se considerar que em relevos desenvolvidos em campos de dunas, desníveis entre o topo das dunas e as áreas de interdunas podem chegar a várias dezenas de metros, sugerindo que no restante do município de Campo Grande, o controle desta superfície deva-se essencialmente ao ambiente deposicional, com influência menor de eventos tectônicos na conformação do topo do aquífero.

6 - ARCABOUÇO GEOLÓGICO DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI

A elaboração de um modelo geológico conceitual, baseado no arcabouço litológico e estratigráfico de um aquífero, é ferramenta a ser utilizada na gestão dos recursos hídricos subterrâneos, uma vez que heterogeneidades, produzidas por variações faciológicas e litológicas, vão em última instância comprometer a permoporosidade de um reservatório e sua capacidade produtiva.

Estas heterogeneidades podem ser sistematicamente caracterizadas e quantificadas em um sistema hierarquizado, em escalas distintas de observação, fazendo com que as divisões possam ser observadas tanto sob aspectos genéticos/sedimentológicos, quanto aspectos hidráulicos (HUGGENBERG & AIGNER, 1999).

A hierarquia dessas heterogeneidades, suas escalas de observação, bem como os principais fatores responsáveis por sua ocorrência, é apresentada na Tabela 6.1.

A abordagem implementada neste trabalho, para a compreensão das heterogeneidades existentes dentro do SAG, foi baseada na avaliação do aquífero em diferentes escalas.

Dados de subsuperfície, obtidos a partir de perfilagens geofísicas, somados a observações em afloramentos permitiram a avaliação das heterogeneidades em escala macro e mesoscópica.

Tabela 6.1. Hierarquia de heterogeneidades em depósitos sedimentares com relação às escalas utilizadas e seus principais agentes de controle (Adaptado de HUGGENBERG & AIGNER, 1999 e PAIM et al., 2003).

Escala	Área de Atuação	Agentes de Controle
Giga	Bacia Sedimentar	Dinâmica da Bacia
Mega	Associação de Fácies	Sistemas Depositionais
Macro	Associação de estruturas dentro de uma fácies sedimentar	Dinâmica do Ambiente Depositional
Meso	Estruturas Sedimentares	Dinâmica de Sedimentação
Micro	Textural	Proveniência e Diagênese

Processos diagenéticos distintos, mesmo para litologias depositadas sob condições ambientais semelhantes, podem alterar a permo-porosidade do reservatório. Assim, a avaliação da ação desses processos sobre as rochas constituintes do SAG assume importância relevante. Para tanto, foram utilizados métodos apropriados para estudos nesta escala, como a análise de seções delgadas por microscopia ótica, difração de Raios-X e a fluorescência de Raios-X (Escala Microscópica).

6.1. ESCALA MACRO E MESOSCÓPICA

As heterogeneidades em escalas mega, macro e mesoscópica (Tabela 6.1), são função de variações ambientais e sedimentológicas encontradas dentro de uma unidade hidroestratigráfica, e a identificação dessas variações em subsuperfície pode ser feita por meio de perfis geofísicos.

Estes perfis medem as propriedades elétricas, acústicas e radioativas das rochas, que permitem boa correlação com as litologias atravessadas, sua granulometria, porosidade e fluidos contidos nos interstícios. Desta forma, podem ser utilizados na análise de seqüências paleoambientais (READING, 1986).

Selley (1982) mostra que os diferentes ambientes deposicionais apresentam “assinaturas” granulométricas, cujos perfis são apresentados na Figura 6.1. Estes padrões são bastante úteis em estudos de subsuperfície, uma vez que estas variações granulométricas

acabam se refletindo nos perfis geofísicos. Particularmente no caso do perfil de raios gama, onde a variação no conteúdo em argilas das rochas é registrada pelo perfil.

Apesar do grande número de poços cadastrados na área de estudo, apenas alguns apresentam perfis geofísicos, devido ao desconhecimento do potencial da ferramenta, seja na identificação das camadas mais permeáveis nos poços perfurados, seja no mapeamento dessas camadas, suas maiores espessuras e recorrência espacial, e, portanto, no diagnóstico da capacidade produtiva do aquífero.

Ao todo foram levantados 17 perfis geofísicos na área de estudo, alguns em formato digital e calibrados em padrão API, outros analógicos e não calibrados, que necessitaram ser digitalizados, conforme apresentado na Tabela 6.2.

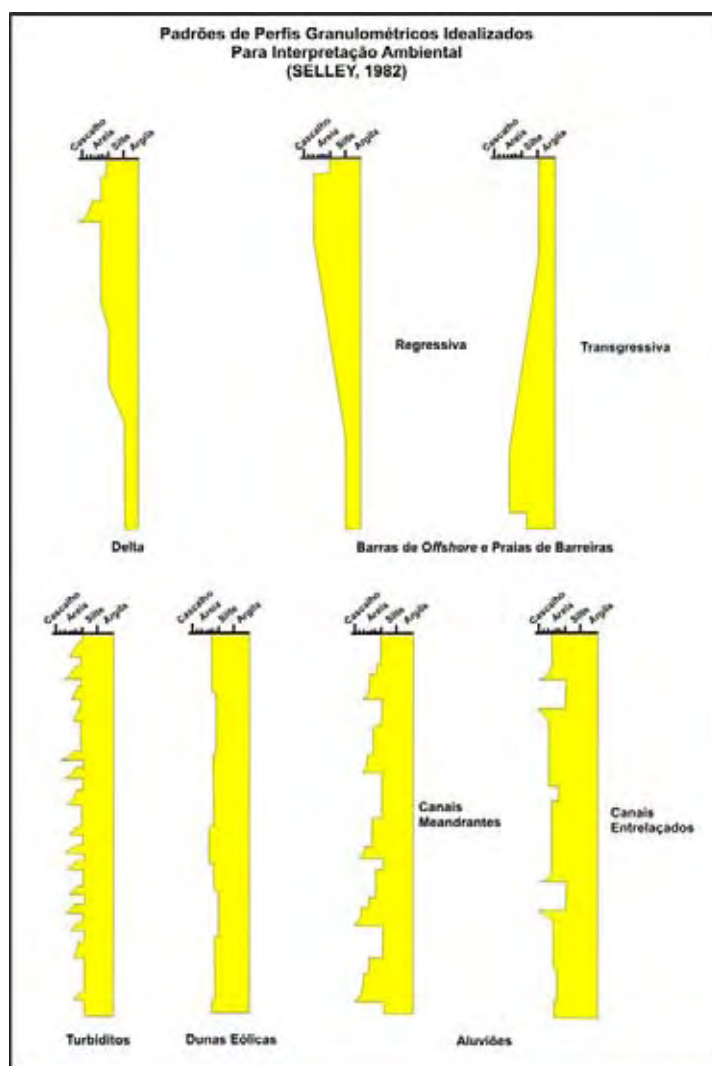


Figura 6.1. Padrões de perfis de variação granulométrica idealizado para a interpretação de ambientes de sedimentação (modificado de SELLEY, 1982).

Tabela 6.2. Relação dos poços com perfis geofísicos analisados.

Cidade	Poço	Tipo de Perfil				Perfis Disponíveis			
		Digital	Analogico	I	SP	RG	16"	64"	S
Ponta Porã	PNP027		X		X	X	X	X	
Dourados	DOU018		X		X	X	X	X	
Dourados	DOU019		X		X	X	X	X	
Campo Grande	CGR069		X		X	X	X	X	
Campo Grande	CGR160	X		X	X	X			
Campo Grande	CGR163		X		X		X	X	
Campo Grande	CGR164		X		X	X	X	X	
Campo Grande	CGR167	X		X	X	X			X
Campo Grande	CGR168	X		X	X	X			X
Campo Grande	CGR170	X		X	X	X			
Campo Grande	CGR171	X		X	X	X			X
Campo Grande	CGR172	X		X	X	X			X
Campo Grande	CGR173	X		X	X	X			X
Campo Grande	CGR174	X		X	X	X			X
Campo Grande	CGR176	X		X	X	X			X
Campo Grande	CGR190		X		X	X	X	X	
Campo Grande	CGR920	X		X	X	X			X

Obs: I – Perfil de Indução (DIR e SN); SP – Potencial Espontâneo, RG – Raios Gama, 16" e 64" – Perfil de Resistividade, S – Sônico.

A análise destes perfis permitiu a observação de grandes variações litológicas verticais nas unidades litoestratigráficas constituintes do SAG, tanto onde existe maior volume de informações (Campo Grande), quanto nas cidades onde poucos poços foram perfilados, como Dourados e Ponta Porã.

De maneira geral, pode-se verificar por meio da avaliação dos perfis geofísicos, que o SAG é formado por sucessão de arenitos mais ou menos argilosos, claramente subdivididos em duas unidades maiores, respectivamente as formações Botucatu e Pirambóia, cuja distinção é função desta argilosidade.

A Formação Botucatu é caracterizada por apresentar um padrão de raios gama relativo a arenitos mais limpo, com pequeno conteúdo de argilas, e valores de resistividade mais elevados, enquanto a Formação Pirambóia é caracterizada por apresentar valores maiores para

as leituras de raios gama e resistividades menores, principalmente devido à maior quantidade de matriz argilosa nestes arenitos.

Esta variação litológica vertical reflete-se na distribuição lateral dos corpos, conforme pode ser observado nas seções elaboradas a partir de perfis geofísicos para a cidade de Campo Grande (Figura 6.2 e Figura 6.3).

Estas seções mostram que as relações de contato entre as formações Serra Geral e Botucatu são marcadas pela existência de camadas de arenitos trapeados dentro dos derrames basálticos. Esta característica aponta para a contemporaneidade entre a deposição de dunas eólicas e o início dos derrames basálticos, até que a supremacia do magmatismo basáltico, que obstruiu totalmente as condições deposicionais na bacia.

A Formação Botucatu, a partir da avaliação das seções das Figuras 6.2 e 6.3, e do mapa da Figura 6.4, mostra grande variação em suas espessuras, o que pode estar relacionado à topografia do paleoambiente desértico, uma vez que os desníveis em dunas eólicas podem alcançar várias dezenas de metros, como observado em desertos modernos.

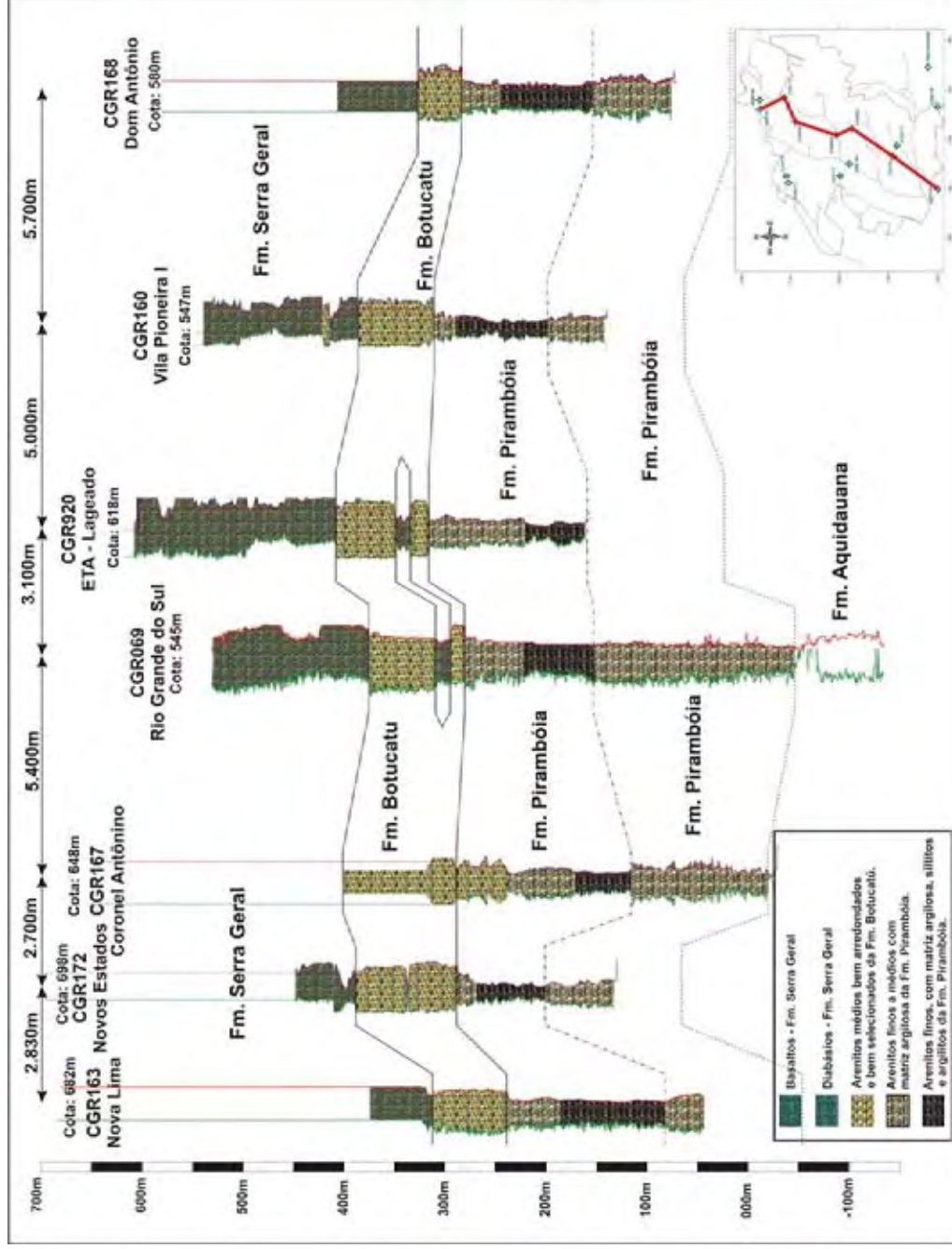


Figura 6.2. Seção geológica NS na cidade de Campo Grande, elaborada a partir de perfis geofísicos, mostrando as variações litológicas e geométricas existentes no SAG na região. Apenas no poço CGR069 foi perfurada a espessura total do aquífero.

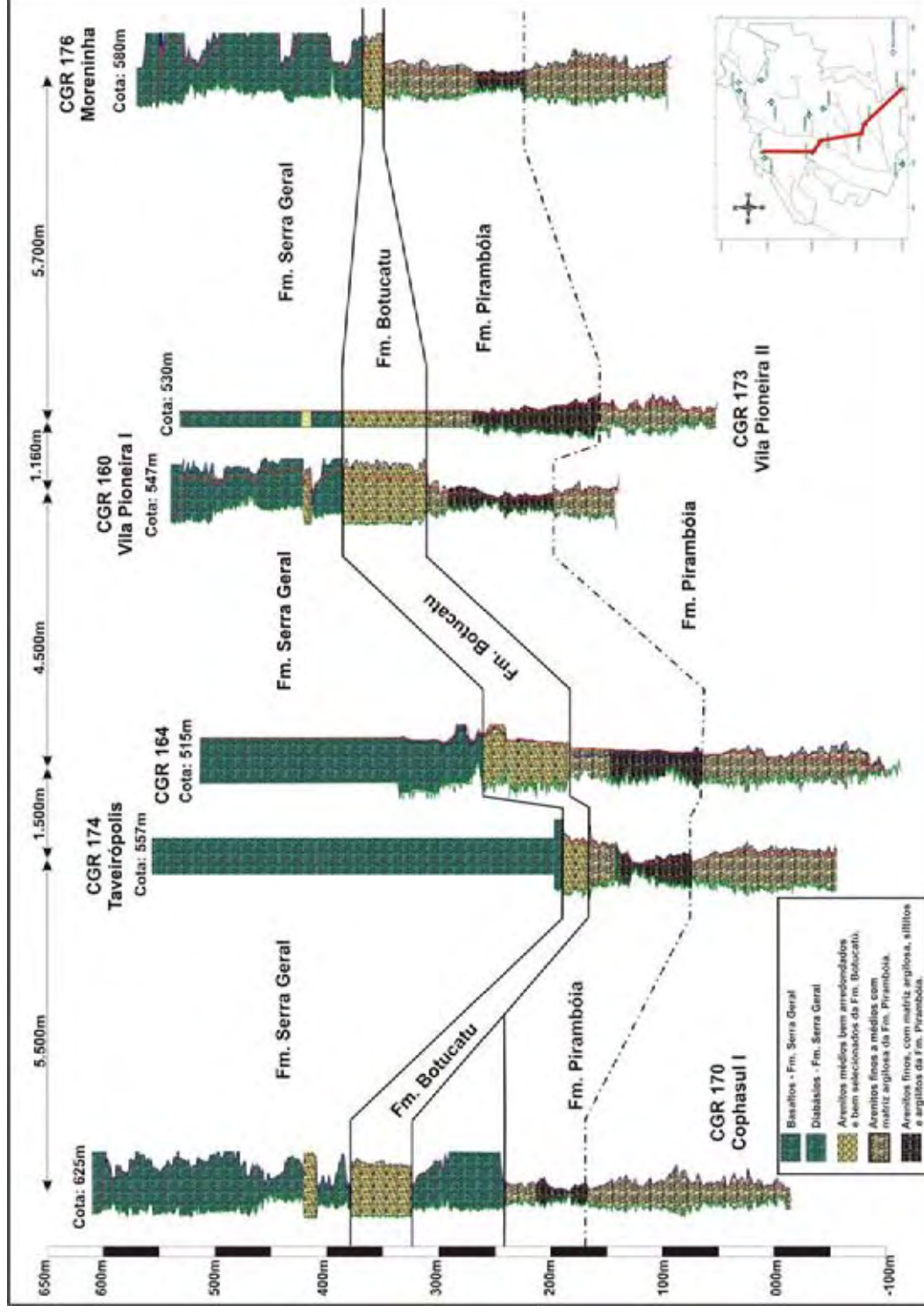


Figura 6.3. Seção geológica NW-SE na cidade de Campo Grande, elaborada a partir de perfis geofísicos, mostrando as variações litológicas e geométricas existentes no SAG na região, observar o desnível no topo da Formação Botucatu observado nos poços CGR164 e CGR174.

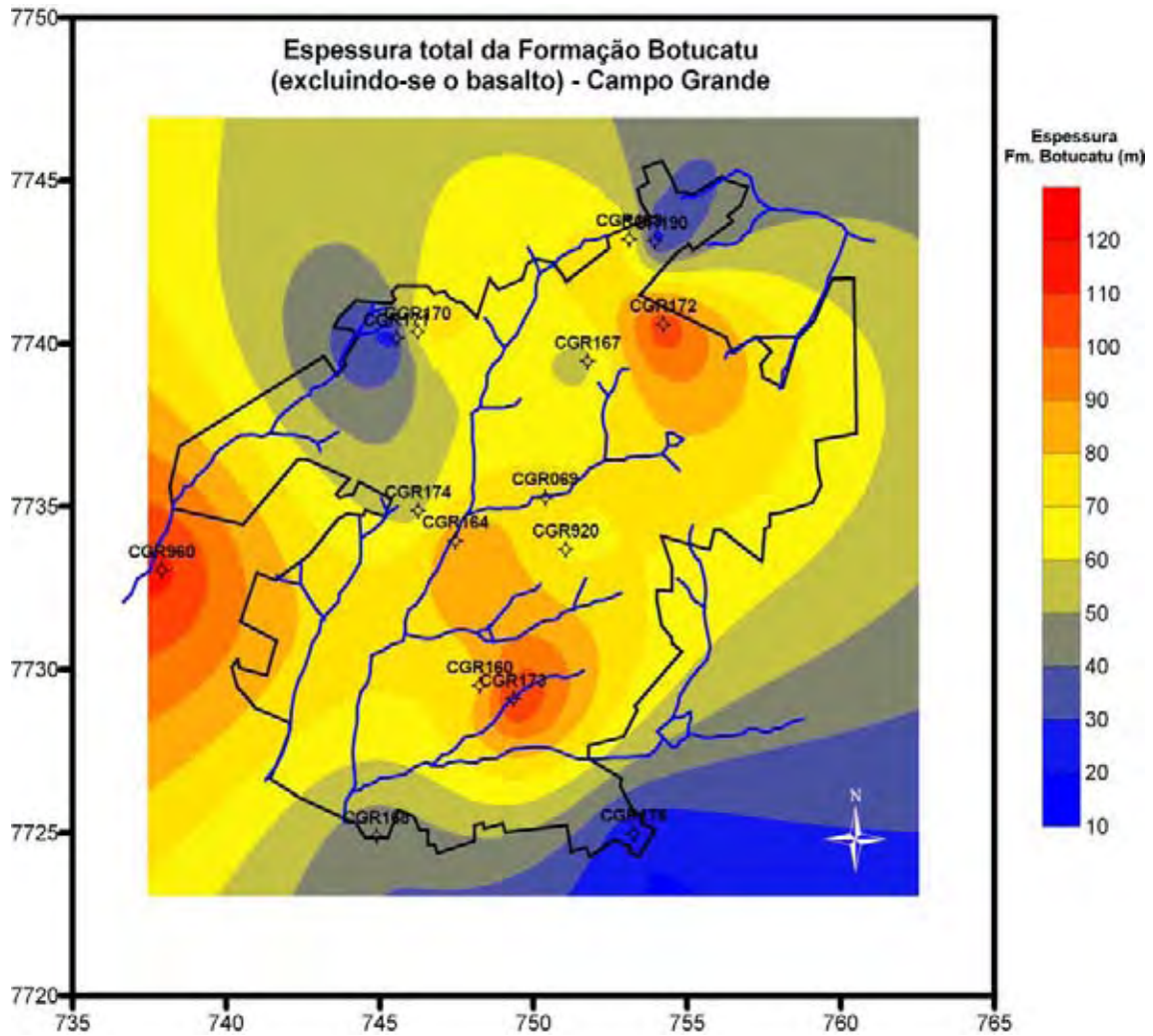


Figura 6.4. Espessura total da Formação Botucatu (excluindo-se o basalto) no município de Campo Grande.

Na Formação Pirambóia observa-se claramente, por meio dos perfis de raios gama, uma subdivisão da unidade em dois pacotes, diferenciados pelo conteúdo em argilas, e separados por superfície de discordância: uma porção superior, mais argilosa, e uma sotoposta, com menor conteúdo de argilas.

Este padrão repete-se nas perfilagens obtidas em poços nas cidades de Dourados e Ponta Porã, que apesar de não serem perfis calibrados, mostram traçado semelhante ao observado em Campo Grande, com variação na espessura da Formação Botucatu, e na argilosidade dos pacotes superior e inferior da Formação Pirambóia (Figura 6.5).

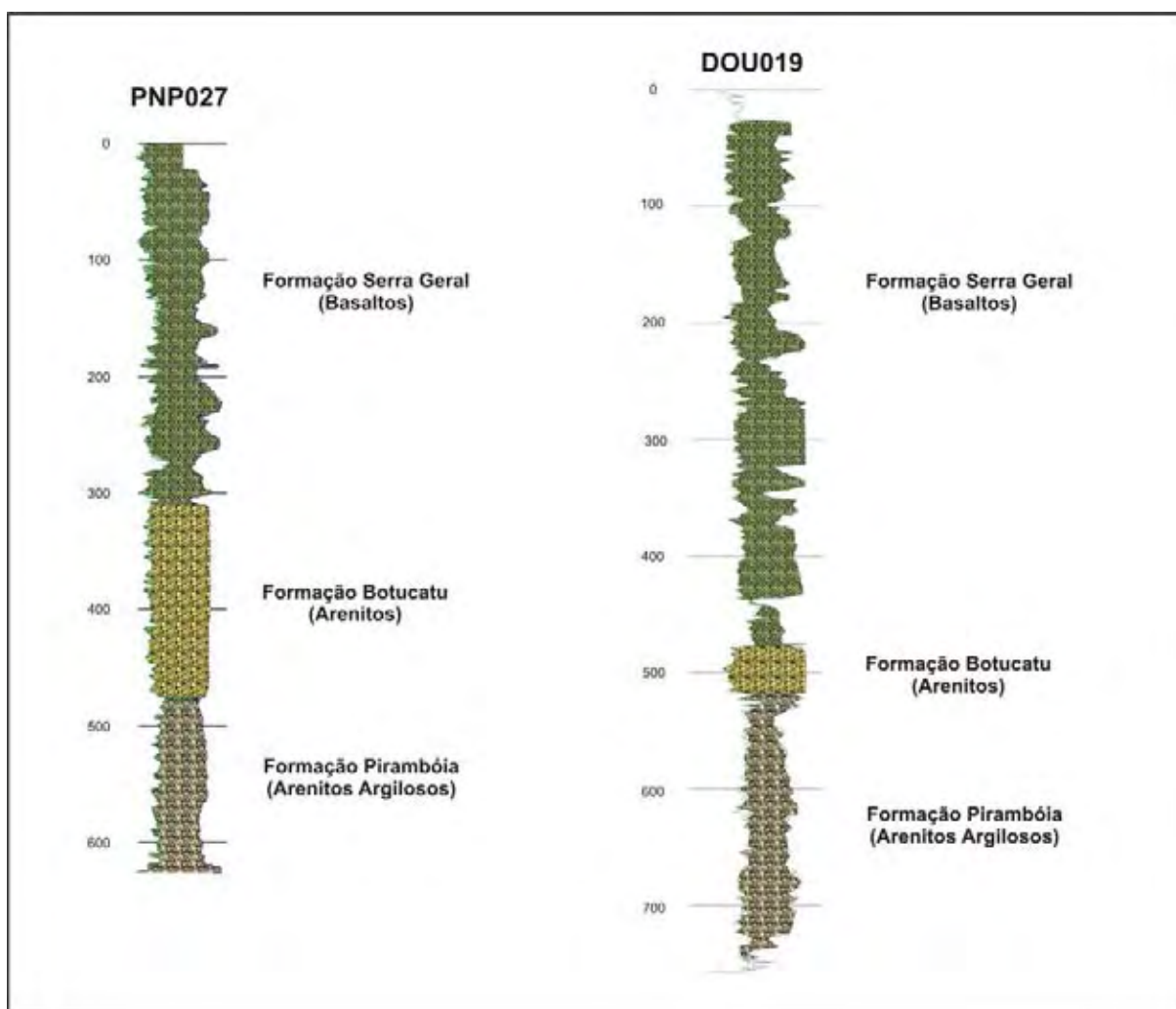


Figura 6.5. Perfis geofísicos de poços em Ponta Porã e Dourados, mostrando a variação na espessura da Formação Botucatu, os níveis argilosos na Formação Pirambóia, principalmente no poço DOU019.

Para o estado de São Paulo, Caetano-Chang (1997) aponta que a deposição da Formação Pirambóia deu-se em sistema eólico, com pequena contribuição fluvial; entretanto no estado de Mato Grosso do Sul os perfis geofísicos mostram uma argilosidade elevada nos arenitos, ocorrência de camadas de argilitos, além padrões de “*finning*”, “*coarsing*” e “*upward*” com truncamentos, que pode indicar, na região próxima a cidades de Campo Grande, um ambiente de sedimentação distinto do observado na borda leste da Bacia do Paraná, com predominância de ambientes fluviais sobre ambientes desérticos para a deposição da Formação Pirambóia.

Esta variação litológica também foi observada em afloramentos, onde foram descritos arenitos com amplas variações granulométricas e texturais, o que corrobora o caráter anisotrópico das unidades constituintes do SAG.

Durante a coleta destas amostras em campo, não houve preocupação em diferenciar as unidades litoestratigráficas às quais correspondiam os afloramentos, apenas caracterizar os diferentes tipos de sedimentos existentes, que em última instância são função direta dos ambientes deposicionais. Foram identificados arenitos finos a médios com estratificações cruzadas de grande porte, com ângulos variáveis, geralmente na porção superior da coluna, próximo ao contato com os basaltos da Formação Serra Geral, nas proximidades das cidades de Camapuã e Bandeirantes (Fotos 6.1 e 6.2).



Foto 6.1. Arenitos médios com estratificação cruzada de baixo ângulo, próximos ao contato da Formação Botucatu com os basaltos da Formação Serra Geral, observados entre Bandeirantes e Baianópolis (MS).



Foto 6.2. Detalhe de estratificação cruzada, com truncamento no topo, em arenitos médios a finos, com cimentação carbonática. Afloramento localizado na cidade de Camapuã (MS).

Além destes arenitos foram observados, próximo à cidade de São Gabriel do Oeste, arenitos grossos, por vezes conglomeráticos, mal selecionados e mal arredondados, próximos ao contato com os basaltos (Foto 6.3).

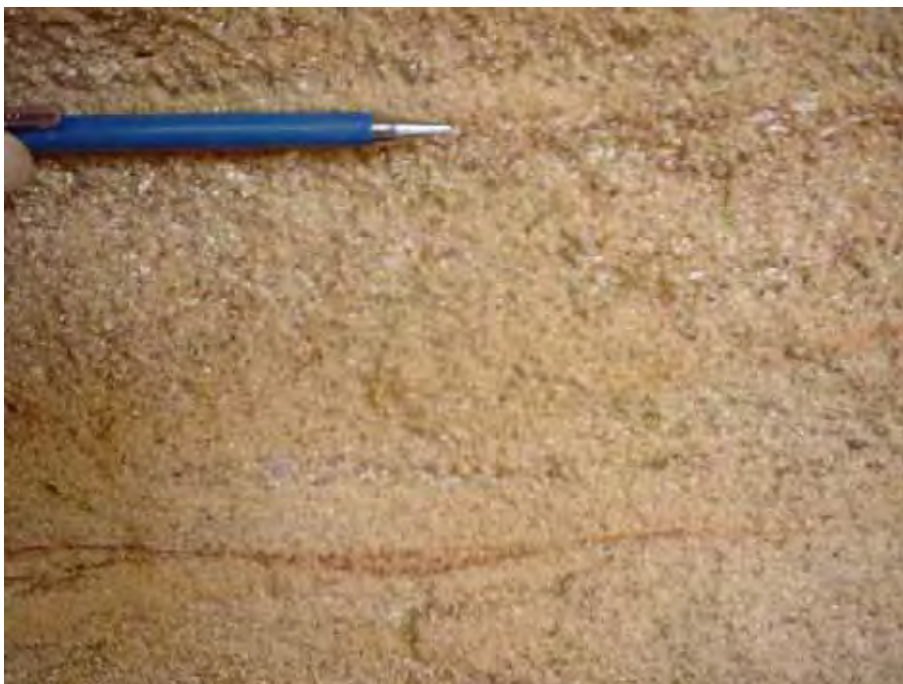


Foto 6.3. Detalhe de camada decimétrica de arenitos grossos, localmente conglomeráticos encontrados pouco abaixo do contato com a Formação Serra Geral, próximos a cidade de São Gabriel do Oeste.

Arenitos finos, com matriz argilosa, estratificação plano-paralela, pequenas marcas de onduladas, de coloração creme, intercalados a camadas decimétricas de argilitos foram observados próximo à base da seqüência, na localidade de Fala Verdade (Foto 6.4), e também próximos ao contato com os basaltos da Formação Serra Geral, entre as cidades de Rio Negro e São Gabriel do Oeste (Foto 6.5).

Próximo à cidade de Camapuã, foram observados arenitos médios a grossos, com estratificação plano-paralela e algumas ondulações, gradando para o topo para arenitos finos de coloração avermelhada maciços (Fotos 6.6, 6.7 e 6.8).

Na porção sul da faixa de afloramentos, próximo às cidades de Jardim e Nioaque, são comuns os afloramentos de arenitos maciços de coloração creme, com cimentação por sílica proeminente (Foto 6.9).



Foto 6.4. Afloramento de arenitos finos, com matriz argilosa e estratificação plano-paralela, intercalados a camadas decimétricas de argilitos, próximo ao contato com os sedimentos da Formação. Aquidauana, na localidade de Fala Verdade (MS).



Foto 6.5. Afloramento mostrando camada métrica de folhelhos e argilitos com laminação plano-paralela, coloração vermelho-tijolo, assentada sobre camada de arenitos grossos de coloração esbranquiçada, maciços, próximo à cidade de São Gabriel do Oeste (MS).



Foto 6.6. Vista geral de afloramento localizado entre a cidade de Camapuã e a localidade de Pontinha do Coxo (MS), mostrando intercalações entre arenitos médios com estratificação plano-paralela de coloração creme, com arenitos avermelhados, finos, do topo da seqüência.



Foto 6.7. Detalhe dos arenitos do afloramento da foto 11, com estratificação plano paralela e marcas de ondulação.



Foto 6.8. Detalhe dos arenitos finos, avermelhados, do afloramento da foto 11.



Foto 6.9. Afloramento de arenitos maciços, próximo à localidade de Boqueirão (MS), com cimentação silicosa proeminente.

6.2. AVALIAÇÃO DA POROSIDADE SÔNICA

Perfis sônicos registram o tempo que uma onda sonora demora a percorrer um pé (30,48 cm) de comprimento, dentro de um pacote rochoso, sendo este tempo denominado de “tempo de trânsito”.

Os tempos de trânsito registrados em um perfil geofísico, apresentados em microsegundos/pé, guardam uma estreita relação com a porosidade da rocha. Normalmente, quanto maior o tempo de trânsito maior a porosidade, e quanto menor o tempo menor a porosidade da rocha, refletindo de maneira direta a quantidade de água armazenada dentro do reservatório.

A porosidade total (θ_f) de um reservatório pode ser calculada pela equação do tempo médio de Willie (NERY, 1995),

$$\theta_f = \frac{\Delta t - \Delta tm}{\Delta tf - \Delta tm} \quad (1)$$

onde

Δt é o tempo de trânsito lido no perfil;

Δtm é o tempo de trânsito da matriz;

Δtf é o tempo de trânsito do fluido.

A dificuldade na interpretação dos perfis sônicos reside no entendimento da variabilidade dos fatores ambientais que afetam a transmissão e a atenuação das ondas acústicas: a composição da matriz, o tamanho, a distribuição e a composição dos grãos, o tipo e a interconexão dos espaços vazios, o grau de cimentação, além do tipo de fluido contido nos poros.

Em função destes fatores, para rochas arenosas com algum conteúdo em argila e pouco compactadas, este conteúdo de argila, que no caso dos arenitos avaliados, representa o tipo de matriz da rocha, é utilizado na correção da porosidade obtida por meio do perfil sônico.

Foram avaliadas as porosidades das formações Botucatu e Pirambóia nos poços perfilados na cidade de Campo Grande, que apresentavam perfis sônicos, conforme apresentado na Tabela 6.2.

A deposição em ambiente eólico da Formação Botucatu confere a estes arenitos uma porosidade sônica efetiva da ordem de 30%, enquanto a maior argilosidade presente nos arenitos da Formação Pirambóia indica porosidades médias de 20% (Tabela 6.3).

Tabela 6.3. Porosidade sônica dos arenitos das formações Botucatu e Pirambóia na cidade de Campo Grande (MS).

Porosidade Formação Botucatu					
Poço	Nº Leituras	Espessura (m)	Média (%)	Máximo (%)	Mínimo (%)
CGR168	121	40	29,41	33,16	20,66
CGR171	81	31	26,70	30,66	22,89
CGR172	141	48	34,88	37,40	32,57
CGR174	121	46	24,93	28,94	19,76
CGR176	61	18	33,06	36,32	29,73
CGR920	121	76	33,42	35,85	30,79
Médias		43,16	30,40	33,72	26,06

Porosidade Formação Pirambóia					
Poço	Nº Leituras	Espessura (m)	Média (%)	Máximo (%)	Mínimo (%)
CGR168	809	207	18,65	34,12	0,16
CGR171	913	228	18,18	30,15	0,12
CGR172	801	199	20,79	36,82	0,19
CGR174	826	191	19,93	28,59	0,10
CGR176	1005	253	23,71	31,07	0,05
CGR920	513	152	16,82	27,93	0,11
Médias		205	19,68	31,44	0,12

Os arenitos eólicos da Formação Botucatu apresentam uma maior variação da porosidade média entre os poços analisados; entretanto, os valores máximos e mínimos verificados em cada poço estão próximos, refletindo um desvio padrão menor, o que ressalta a melhor seleção destes arenitos, função do seu ambiente deposicional (Figura 6.6).

A porosidade dos arenitos da Formação Pirambóia apresenta médias muito próximas entre os poços analisados; entretanto, os desvios padrões são maiores, bem como os valores máximos e mínimos, refletindo uma maior heterogeneidade na deposição dos sedimentos em ambiente fluvial, onde são encontrados desde arenitos conglomeráticos até siltitos e argilitos, com baixa porosidade sônica (Figura 6.7).

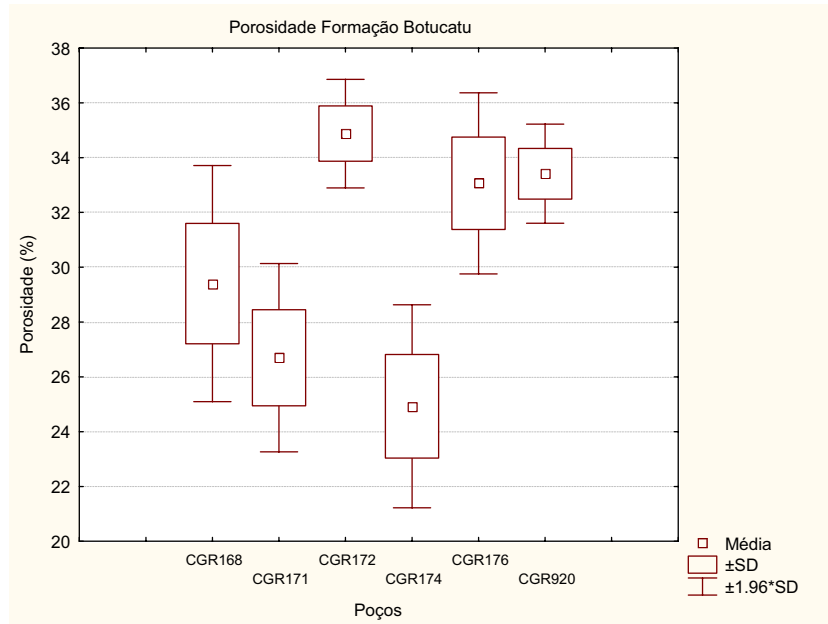


Figura 6.6. Box Plot da porosidade dos arenitos da Formação Botucatu.

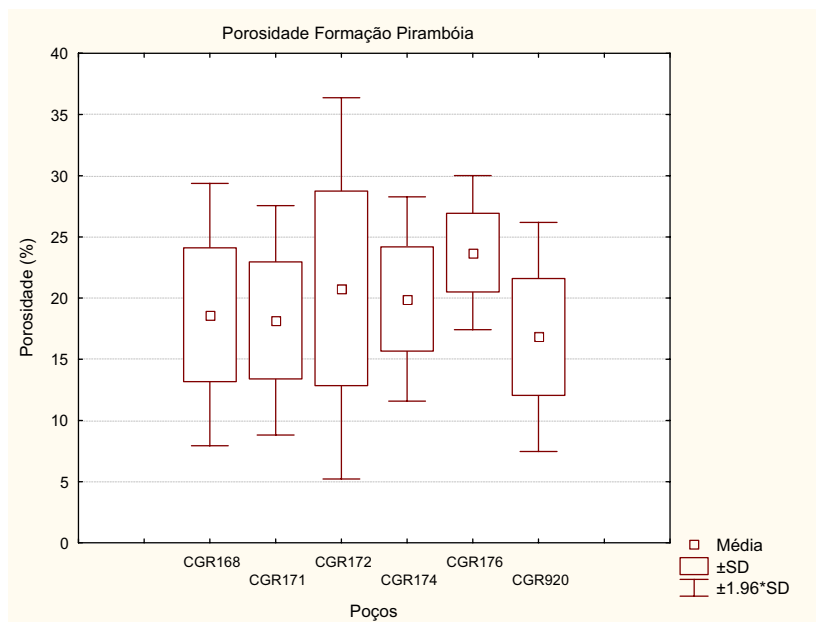


Figura 6.7. Box Plot da porosidade dos arenitos da Formação Pirambóia.

6.3. ESCALA MICROSCÓPICA

Estudos petrográficos e sedimentares visando a caracterização das rochas constituintes de reservatórios, sejam de águas ou de hidrocarbonetos, são de grande relevância na caracterização das variações espaciais das propriedades petrofísicas das rochas e no entendimento de suas implicações no transporte de massa dentro de bacias sedimentares (SHARP & McBRIDE, 1989; MORAD et al., 2000; FRANÇA et al., 2003).

Além disso, a integração de estudos estratigráficos clássicos com a análise da composição mineralógica destes arenitos, por meio de estudos laboratoriais específicos, pode elucidar questões relativas a aspectos paleoclimáticos e paleoecológicos relacionados aos ambientes deposicionais (PIERINI et al., 2002).

Existe uma relação estreita entre os constituintes minerais de um reservatório e as propriedades físicas e o quimismo das águas subterrâneas nele contidas. Essas relações, por vezes, podem não parecer muito claras, já que diversos constituintes encontrados nas águas subterrâneas não provêm diretamente da alteração de minerais formadores das rochas, citando-se como exemplo a presença de bicarbonato nas águas, derivado em grande parte do dióxido de carbono presente na atmosfera e liberado nas zonas de recarga dos aquíferos por meio da atividade bioquímica (HEM, 1985).

Como meio para caracterização da evolução hidroquímica das águas subterrâneas do Sistema Aquífero Guarani, que deve refletir as interações físico-químicas entre os arenitos das formações constituintes do aquífero e o fluido que os percola, bem como fornecer indicativos a respeito de processos diagenéticos que levem à alteração de características importantes no reservatório, como por exemplo, a porosidade, é necessária a caracterização petrográfica das rochas do aquífero.

Com este objetivo, foram coletadas 25 amostras de arenitos provenientes de afloramentos e 21 amostras de testemunhos de sondagem efetuada no município de Camapuã. A localização destas amostras é apresentada na Figura 6.8.



Figura 6.8. Mapa de localização dos pontos de coleta das amostras de rocha.

Foram confeccionadas lâminas delgadas de todas as amostras coletadas, tanto em afloramentos quanto da sondagem, as quais foram submetidas à análise por microscopia ótica. Das amostras de afloramentos, 23 tiveram sua composição química avaliada por fluorescência de Raios X, a composição de sua fração argila determinada por difração de Raios X, enquanto 9 amostras provenientes da sondagem foram analisadas pelas duas técnicas

Todos os resultados, bem como as coordenadas dos pontos onde foram coletadas estas amostras são apresentados no Anexo 02.

6.4. CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS

Existem disponíveis na literatura diversos esquemas empregados na classificação de arenitos, a maioria deles baseado no trabalho de Krynyne (1948). Pettijohn et al. (1972) realizaram uma revisão de cerca de vinte esquemas de classificação, identificando suas falhas e ambigüidades, propondo um novo diagrama parcialmente modificado do esquema proposto por Dott (1964). Esta classificação de arenitos está baseada na identificação e quantificação de quatro parâmetros: Quartzo (Q), Feldspato (F), Fragmentos de Rocha (FR) e Matriz (M).

A partir da contagem de pontos nas seções delgadas analisadas, com a utilização de microscópio petrográfico, foi possível definir que os litotipos das formações constituintes do Sistema Aquífero Guarani no estado do Mato Grosso do Sul, apresentam percentuais de matriz inferior a 15%, o que permite classificar estas rochas como arenitos.

Com base na contagem de pontos (Q:F:FR), a maior parte das amostras é classificada como quartzo-arenitos e subarcóseos. Algumas amostras apresentam um percentual de fragmentos de rochas, que permite classifica-las como sublitoarenitos (Figura 6.9).

A média das razões entre quartzo/feldspato/fragmentos de rocha (razão Q:F:FR), observada nas amostras analisadas, é 85:10:5, relação esta, próxima da observada por França et al. (2003), em estudos dos arenitos da Formação Botucatu em profundidade (85:15:0) e em superfície (97:3:0).

Atualmente existem inúmeros esquemas de classificação de arenitos, baseados na razão entre quartzo:feldspato:fragmentos de rocha:matriz, mas que apresentam como inconveniente, a possibilidade de distintos enquadramentos para diferentes grãos constituintes do arcabouço, o que, aliado a ambigüidade composicional dos fragmentos líticos, e a variação na definição do tamanho dos grãos da matriz, que pode englobar a fração silte, acaba dificultando a correlação exata entre o tipo de arenito e a sua composição química (HERRON, 1988).

Neste sentido, foram propostas classificações de arenitos baseadas na composição química das rochas, usadas na diferenciação das principais variedades de arenitos, como por exemplo, as razões das concentrações de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ que são utilizadas na definição da maturidade textural dos arenitos. Segundo Pettijohn et.al. (1972), arenitos com altas razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ apresentam maturidade textural superior àqueles com baixas razões.

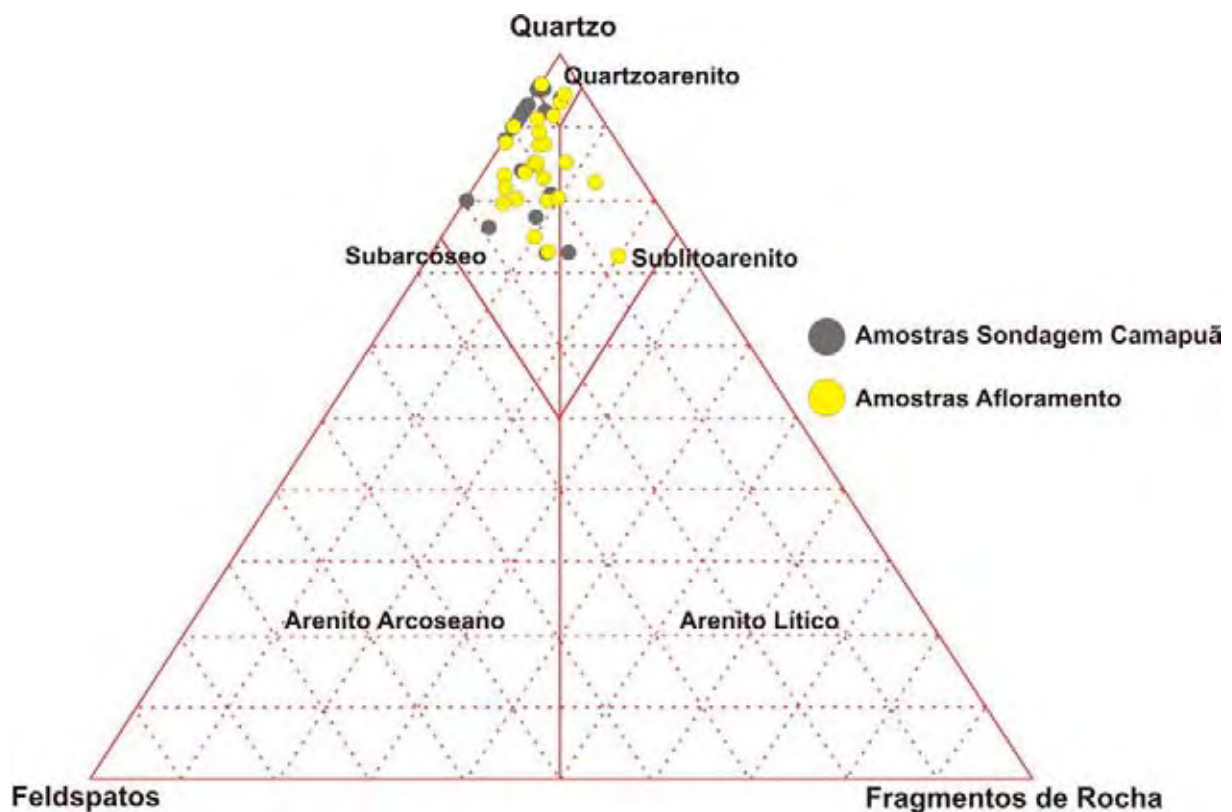


Figura 6.9. Classificação dos arenitos das formações constituintes do SAG em Mato Grosso do Sul, segundo esquema de Pettijohn *et al.* (1972).

As razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ foram utilizadas por Pettijohn *et al.* (1972) na elaboração de esquema classificatório para os arenitos, entretanto segundo Herron (1988), esta relação não é indicada na distinção entre os constituintes líticos dos feldspatos, fundamental na maior parte das classificações de arenitos.

Para tanto, o autor propõe um novo esquema classificatório, a partir das razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$, denominado de SandClass[®], que corrigiria a questão da exata distinção entre feldspatos e fragmentos líticos, podendo inclusive ser utilizado como indicador da estabilidade mineralógica, desta maneira, amostras que apresentem baixas razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ possuem alta maturidade mineralógica.

Os arenitos das formações constituintes do SAG tiveram suas razões geoquímicas calculadas para a elaboração dos diagramas de classificação, a partir dos resultados das análises de fluorescência de Raios X realizados, conforme apresentado nas Figuras 6.10 e 6.11.

Observa-se que o esquema proposto por Pettijohn et al (1972) não foi capaz de classificar a maioria das amostras, pois elas se encontram fora da escala proposta.

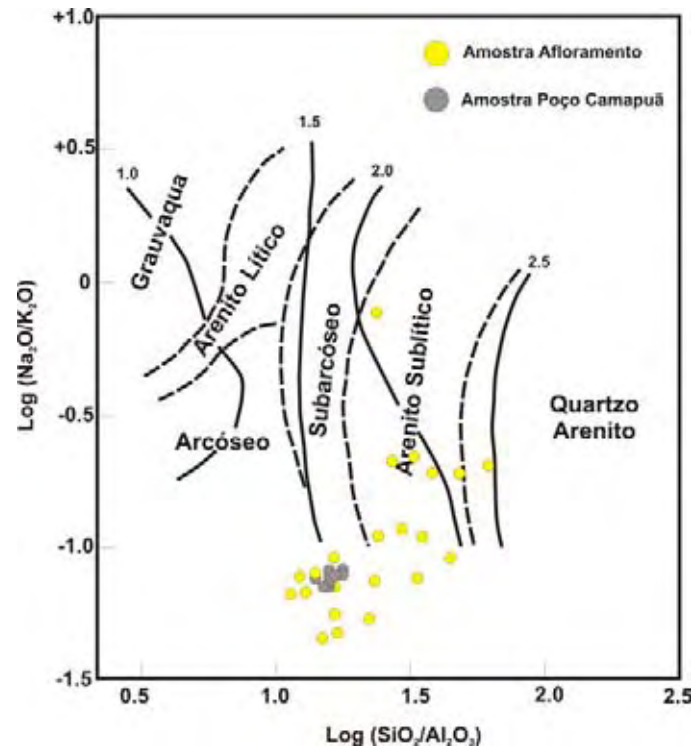


Figura 6.10. Classificação geoquímica dos arenitos das formações constituintes do SAG em Mato Grosso do Sul, segundo esquema proposto por Pettijohn *et al.* (1972).

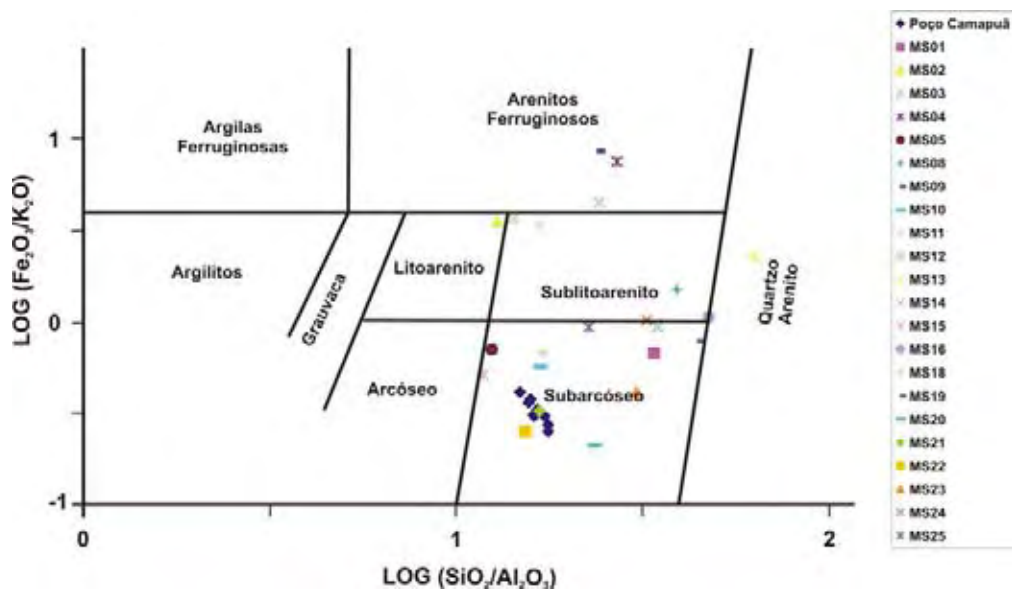


Figura 6.11. Classificação geoquímica dos arenitos das formações constituintes do SAG em Mato Grosso do Sul, segundo esquema proposto por Herron. (1988).

Com relação à maturidade geoquímica destes arenitos, pode-se afirmar que as razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ são variáveis, indicando alta variabilidade em sua maturidade textural. Já a razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ geralmente é baixa, indicando um predomínio de minerais ricos em potássio (feldspato potássico e argilo-minerais) sobre minerais eminentemente sódicos (Tabela 6.4). As baixas concentrações de metais alcalinos e alcalino-terrosos, cálcio principalmente, indicam o predomínio de cimento silicoso sobre carbonatos.

Tabela 6.4. Razões geoquímicas dos arenitos.

Amostra	Razões Geoquímicas		
	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$
CAM004	15.97	0.08	0.31
CAM006	17.21	0.08	0.31
CAM008	16.31	0.08	0.33
CAM010	14.63	0.07	0.41
CAM012	15.46	0.07	0.36
CAM014	15.69	0.08	0.37
CAM016	16.00	0.08	0.31
CAM018	17.41	0.07	0.27
CAM020	17.55	0.08	0.25
MS001	33.47	0.08	0.67
MS002	12.74	0.07	3.47
MS003	34.41	0.11	0.93
MS004	26.81	0.21	7.38
MS005	12.41	0.07	0.70
MS008	38.64	0.18	1.48
MS009	23.61	0.75	8.38
MS010	16.50	0.07	0.56
MS011	16.63	0.09	3.31
MS012	14.15	0.08	3.66
MS013	62.29	0.20	2.29
MS014	23.91	0.11	4.38
MS015	11.68	0.07	0.50
MS016	46.98	0.18	1.06
MS018	16.98	0.05	0.67
MS019	43.96	0.09	0.79
MS020	23.17	0.07	0.21
MS021	16.59	0.05	0.33
MS022	15.12	0.05	0.25
MS023	30.12	0.12	0.41
MS024	32.23	0.21	1.00
MS025	22.53	0.05	0.92

A razão Fe_2O_3/K_2O , que indicaria a predominância de fragmentos de rochas ou de feldspatos, mostra que uma parte das amostras coletadas apresenta claramente predominância de feldspatos sobre fragmentos de rochas, devido à baixa razão calculada; entretanto, algumas amostras apresentam razões elevadas, não necessariamente devido à presença preponderante de fragmentos líticos, mas à existência de cimento ferruginoso, como observado em diversas lâminas (Foto 6.10).

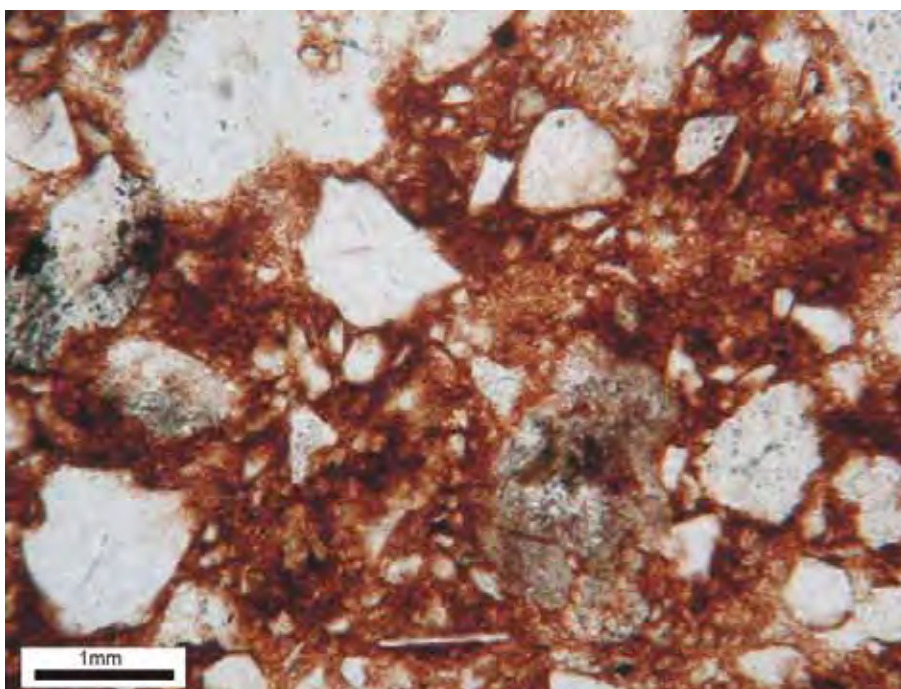


Foto 6.10. Microfotografia mostrando a presença de cimento ferruginoso nos arenitos na amostra MS17, coletada entre as localidades de Rio Negro e São Gabriel do Oeste (Aumento 20X – Nicóis //).

6.5. ANÁLISE TEXTURAL DOS ARENITOS

A observação das seções delgadas em microscópio petrográfico indica a predominância de arenitos finos a médios, constituídos essencialmente por quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, em proporções variadas, conforme já apresentado no item anterior.

Os grãos são normalmente subarredondados a bem arredondados, com característica bimodalidade, descrita por vários autores para os arenitos das formações Botucatu e Pirambóia (Foto 6.11).

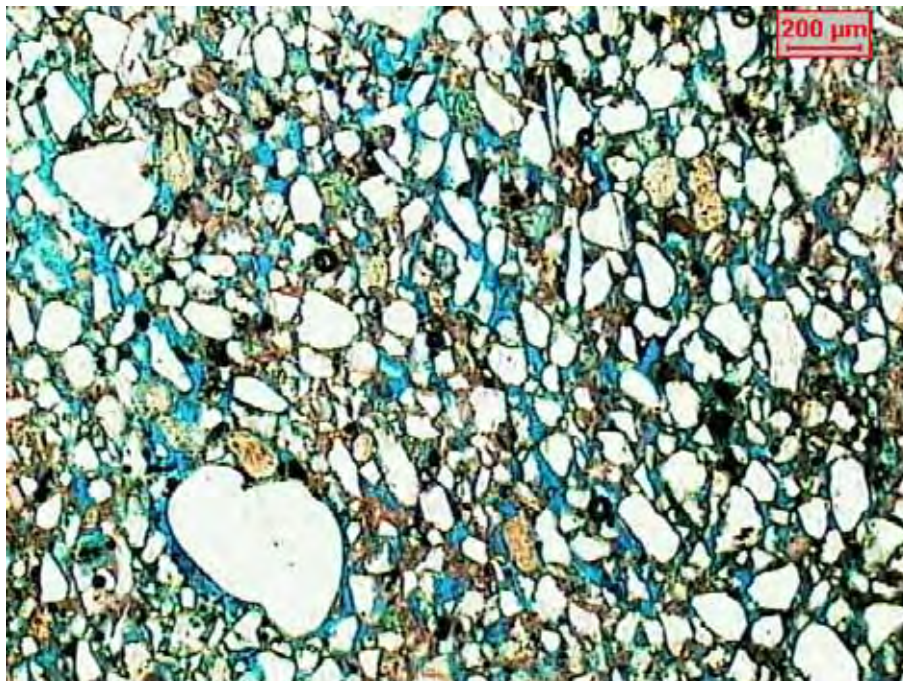


Foto 6.11. Aspecto geral de seção delgada, mostrando a bimodalidade dos grãos do arenito. Amostra CAM002, coletada na sondagem efetuada no município de Camapuã (MS) (Nicóis //).

Os contatos entre os grãos são normalmente pontuais, em alguns casos planares, e raramente com intercrescimento dos grãos de quartzo, evidenciando a baixa compactação desses arenitos. Em função da pequena porcentagem de matriz, que varia de 0 a 10%, da presença não-uniforme de cimento (silicoso ou carbonático), e da baixa compactação a que foram submetidas essas rochas, a porosidade pode ser relativamente elevada, com grãos soltos, com contatos essencialmente pontuais, formando o arcabouço desses arenitos (Foto 6.12).

Com relação à análise do espaço poroso das amostras descritas, observa-se principalmente a do tipo intergranular (Foto 6.12); secundariamente ocorre porosidade do tipo intragranular, causada principalmente pela dissolução de feldspatos (Foto 6.13).

A contagem de poros indica uma porosidade variando de 0 a 30%, com média de 15%, compatível com os dados disponíveis em estudos anteriores (FRANÇA et al., 2003) e aqueles calculados através dos perfis sônicos, em poços perfurados no município de Campo Grande.

Esta porosidade se deve essencialmente à remoção do cimento pré-existente, fato evidenciado principalmente nas amostras coletadas no poço de investigação realizado no

município de Camapuã, onde se observa a presença de cimento carbonático, sendo dissolvido, e em alguns locais substituído por cimento silicoso (Foto 6.14).

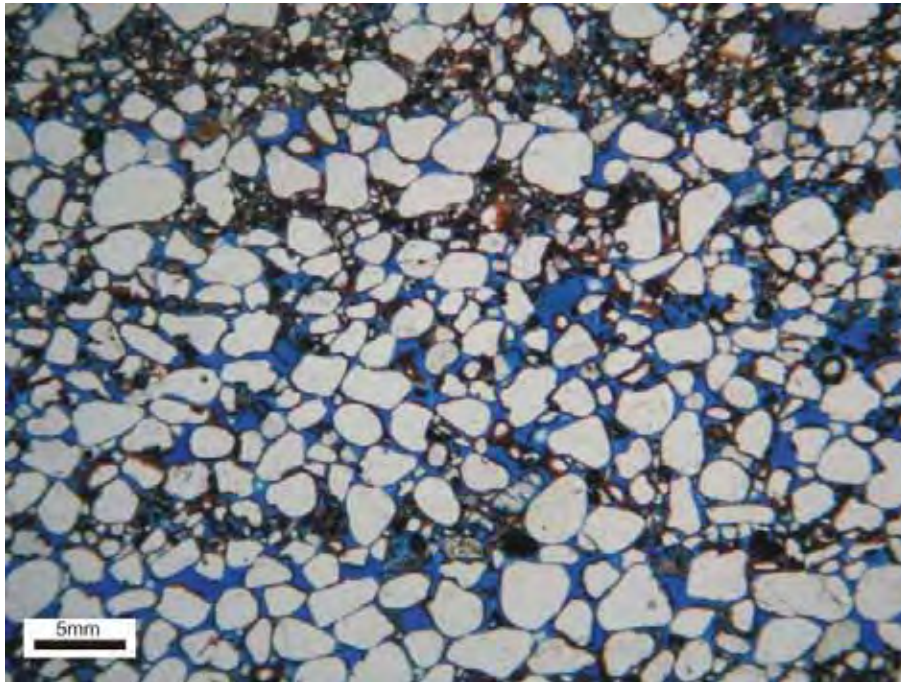


Foto 6.12. Microfotografia mostrando, além da bimodalidade dos arenitos, as relações de contato entre os grãos do arenito e a porosidade do tipo intergranular existente. Amostra MS 004 (Aumento 20X – Nicóis //).

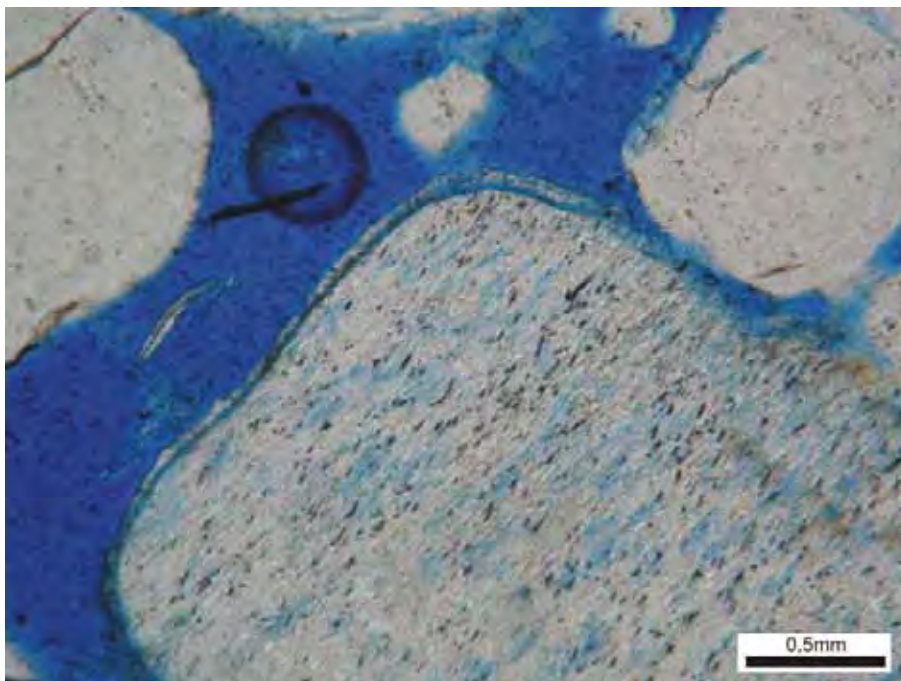


Foto 6.13. Grão de feldspato apresentando início de dissolução, caracterizando a porosidade secundária dos arenitos (Amostra MS19) (Aumento 40X – Nicóis //).

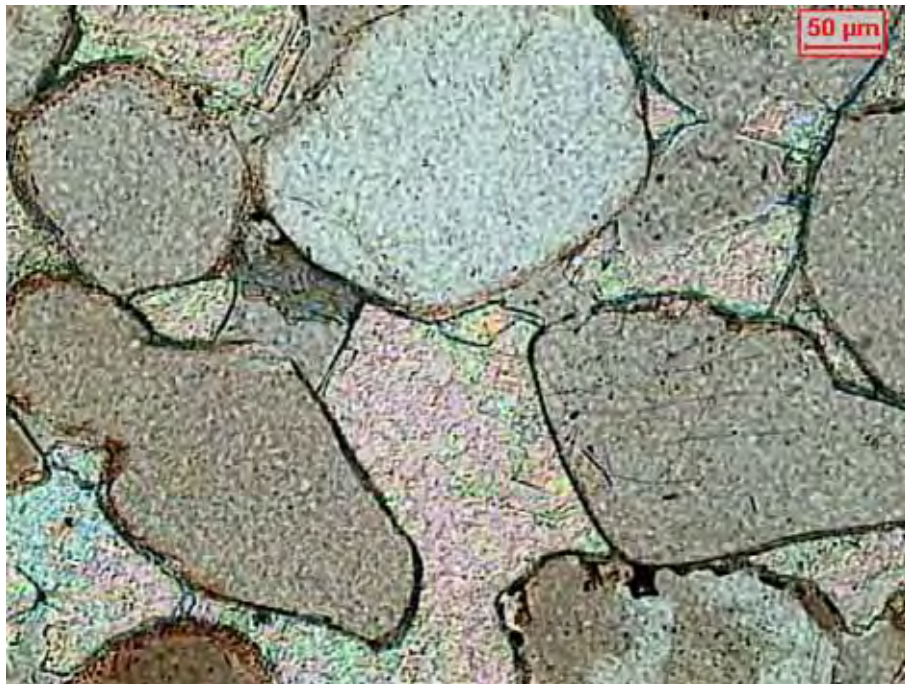


Foto 6.14. Presença de cimento carbonático entre os grãos apresentando sinais de dissolução (Amostra CAM016 – Nicóis //).

Algumas amostras de arenitos apresentam cimentação ferruginosa intensa (Foto 6.10) corroendo os grãos de quartzo. Essa cimentação é observada apenas nas amostras de superfície, associada preferencialmente a processos telodiagenéticos.

A recristalização de sílica, constituindo novo cimento e obliterando a porosidade existente nos arenitos, é observada em graus variáveis, desde o preenchimento total, até o crescimento de sílica ao redor de grãos pré-existentes (Fotos 6.15 e 6.16).

Os dados relativos a contagem de pontos (poros e minerais) são apresentados no Anexo 02.

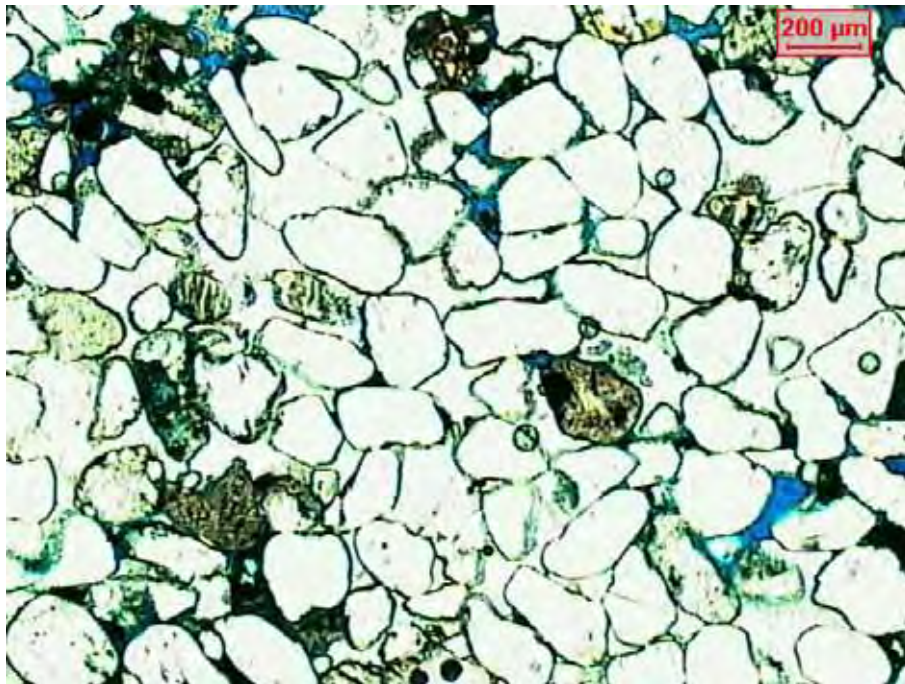


Foto 6.15. Presença de cimento silicoso ao redor dos grãos (Amostra CAM004, Nicóis //).

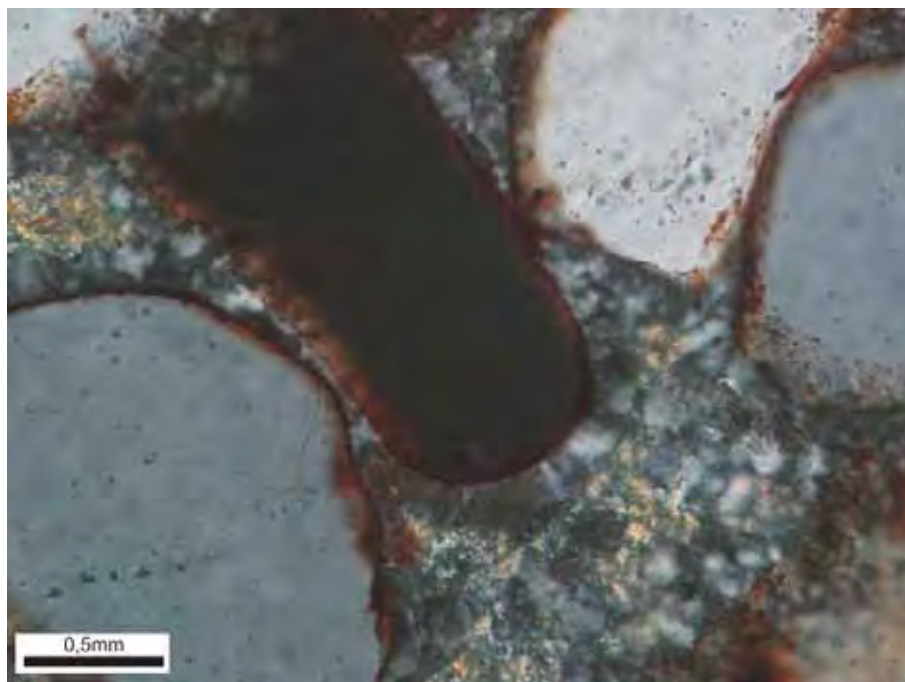


Foto 6.16. Recristalização de quartzo ao redor dos grãos do arcabouço (Amostra MS007 – Nicóis X).

6.6. ARGILOMINERAIS

A presença de argilominerais nas amostras analisadas foi observada nas seções delgadas sob a forma de matriz, envolvendo os grãos minerais, bem como produto da alteração de feldspatos (Foto 6.17).

A determinação dos argilominerais por meio da análise de difratogramas de Raios X indica que as principais espécies presentes são a montmorilonita, a caulinita e a ilita (Figura 6.12); em duas amostras foi identificada a presença de flogopita, conforme pode ser observado nos difratogramas do Anexo 02.

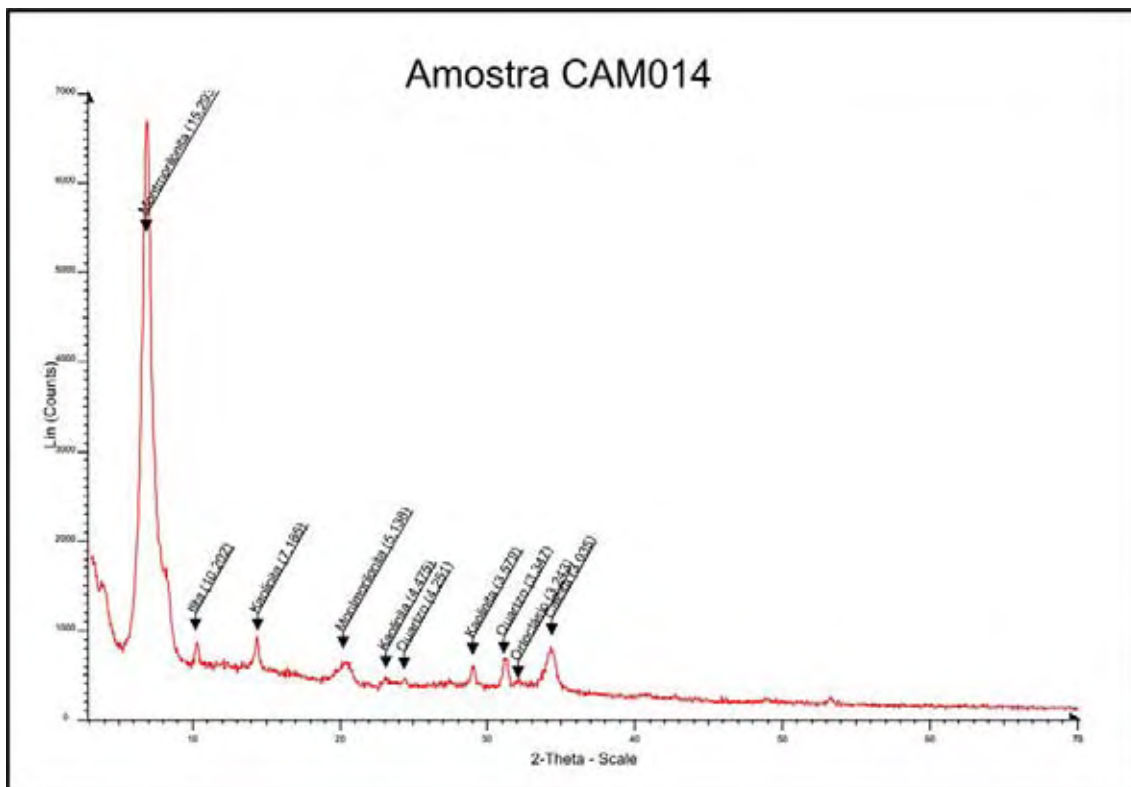


Figura 6.12. Difratograma da amostra de rocha CAM014, proveniente de testemunho da sondagem efetuada em Camapuã, com ocorrência de montmorilonitas, ilitas, caulinitas.

Estas argilas chegam a formar filmes (*coatings*) ao redor dos grãos de quartzo, ou apresentam-se como grandes aglomerados, restringindo sobremaneira a permeabilidade dos arenitos (Foto 6.17).



Foto 6.17. Dissolução de grãos de feldspato, e presença de argilas formando matriz ao redor dos grãos do arenito (Amostra CAM002 Nicóis //).

Anjos & Anjos (1996), analisando, por meio de Microscopia Eletrônica de Varadura, amostras de subsuperfície provenientes de poços perfurados no estado de Mato Grosso do Sul pela Petrobras, nas localidades de Dourados e Amambaí, descrevem a presença de argilas do tipo illita-esmectita autigênica nos arenitos da Formação Botucatu, conforme pode ser observado nas Fotos 6.18 e 6.19.

Foram analisadas apenas três amostras com a utilização de MEV no decorrer desta pesquisa, todas elas provenientes de subsuperfície, coletadas em perfuração de poço tubular profundo no município de Campo Grande. As imagens obtidas mostram arenitos bastante argilosos, com presença de caulinita autigênica (Foto 6.20).

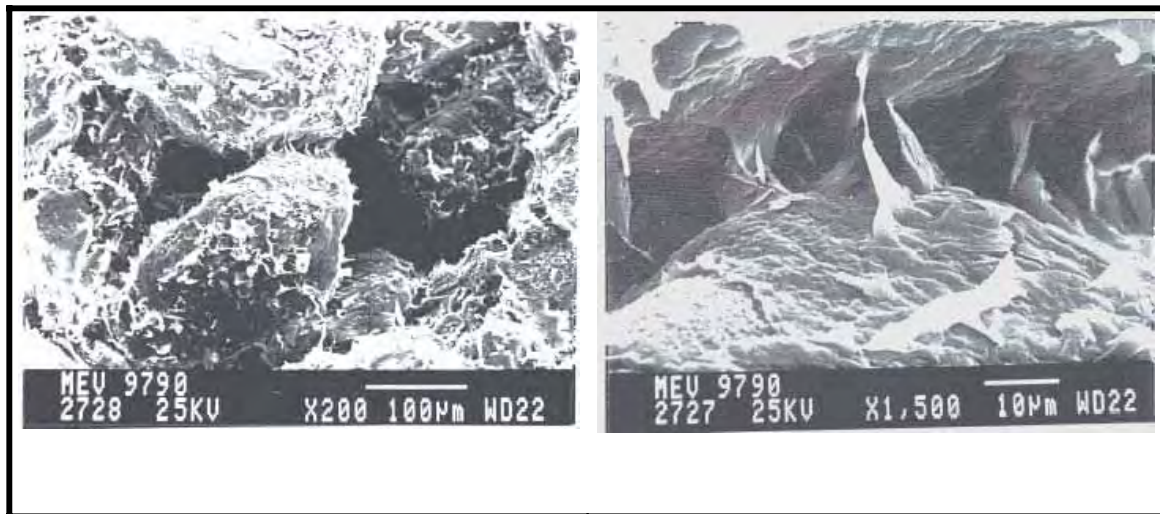


Foto 6.18. Esmectita e interestratificados autigênicos (I-S) revestindo parcialmente os grãos. A imagem da direita é um detalhe, onde pode-se observar os argilominerais obstruindo os poros. Poço 1-DO-2-MS – Prof: 797m (ANJOS & ANJOS, 1996).

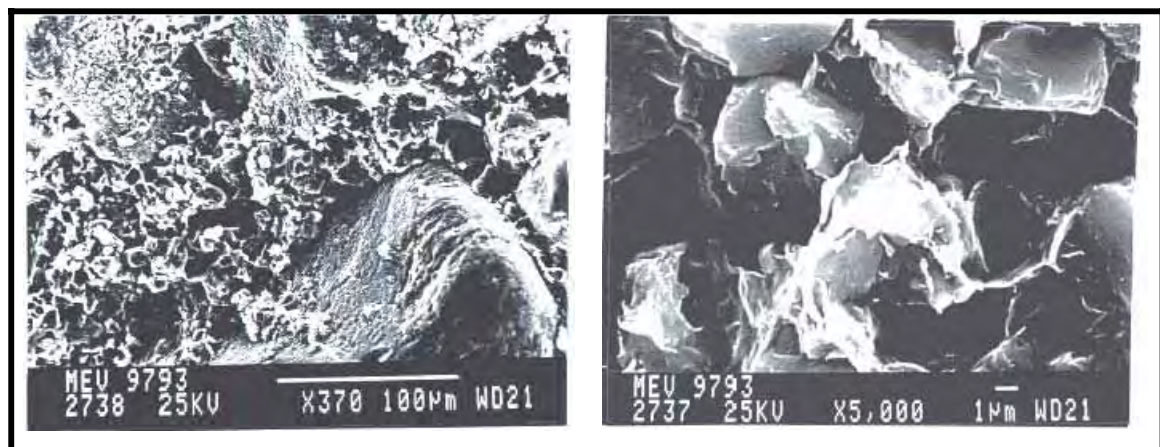


Foto 6.19. Feldspato em processo de alteração para esmectita. Na imagem da direita é possível observar um detalhe do processo. Poço 2-AM-1-MS – Prof. 407,6m (ANJOS & ANJOS, 1996).

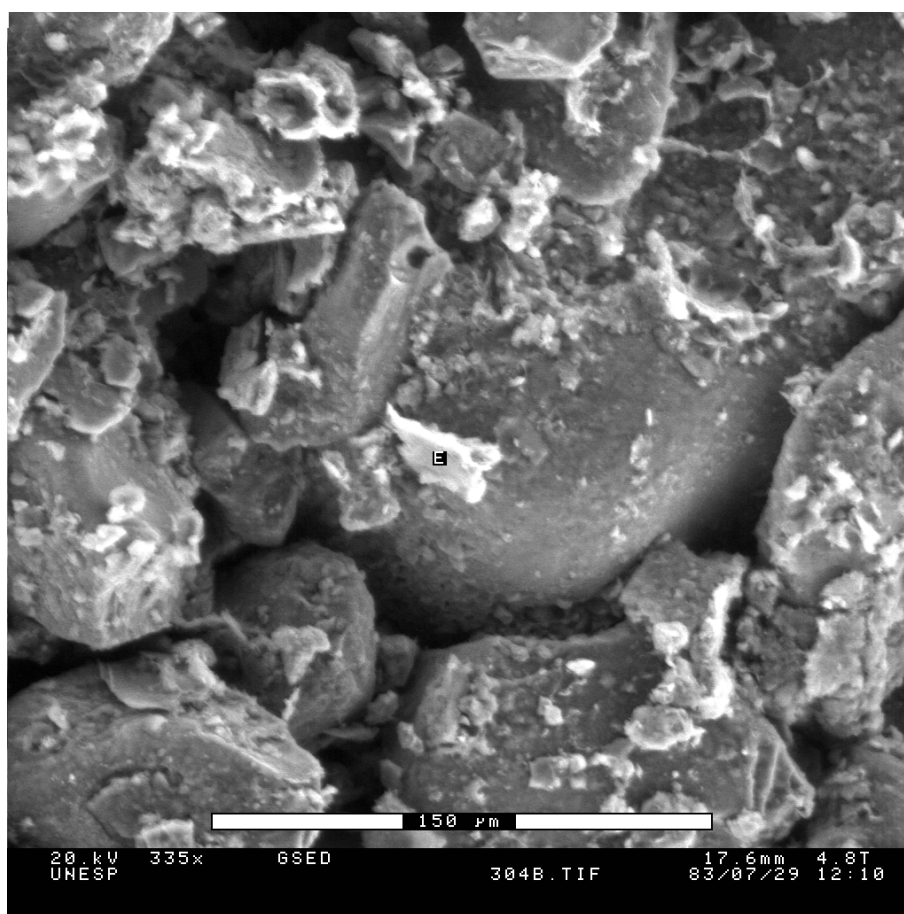


Foto 6.20. Caulinita autigênica entre grãos de quartzo, obstruindo poros. Amostra coletada no poço CGR069 a profundidade de 304 metros.

7 - HIDROQUÍMICA DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI

O quadro hidroquímico do SAG, na borda ocidental da Bacia do Paraná foi elaborado a partir da interpretação de um conjunto de análises químicas de 80 amostras de águas subterrâneas, 07 amostras de águas de chuvas e 05 amostras de águas superficiais, coletadas nas principais drenagens que cortam a faixa de afloramentos das formações Botucatu e Pirambóia no estado de Mato Grosso do Sul.

A localização dos pontos de coleta destas amostras é apresentada na Figura 7.1, e os resultados são apresentados no Anexo 03.

O tratamento inicial dado a este conjunto de amostras foi o cálculo do erro analítico destas análises, uma maneira de se verificar a qualidade dos dados, utilizando-se a equação:

$$Erro = \frac{\sum \hat{Anions} - \sum C\acute{a}tions}{\sum \hat{Anions} + \sum C\acute{a}tions} \times 100 \quad (2)$$

onde, a $\Sigma \hat{Anions}$ ou $\Sigma C\acute{a}tions$ representam a somatória das concentrações dos ânions e cátions, respectivamente em miliequivalente por litro (meq/L).

A avaliação do balanço de carga das análises mostrou que, dentre as amostras analisadas, metade apresentou erros positivos, indicando concentrações superiores de ânions, enquanto metade apresentou erros negativos.

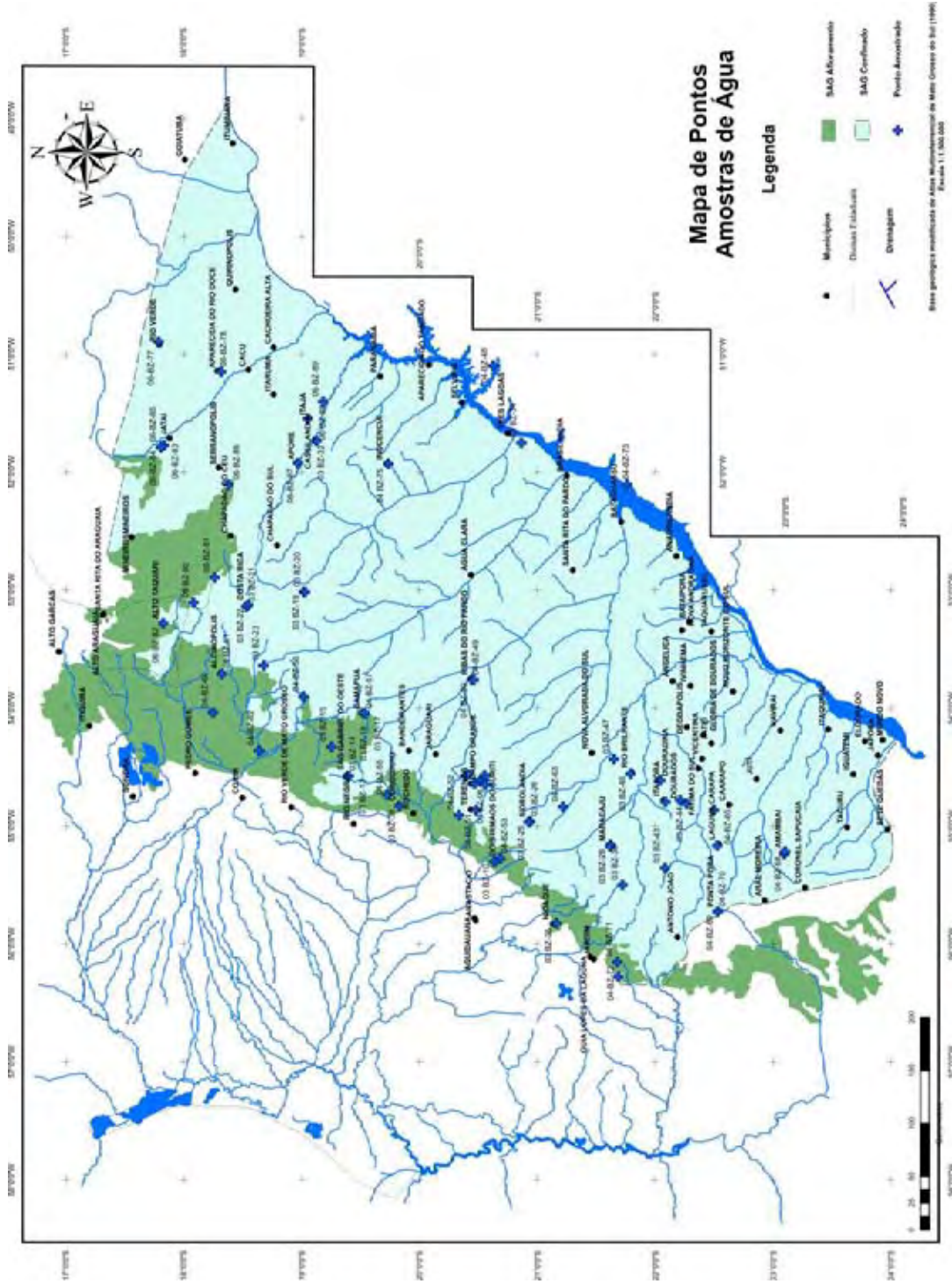


Figura 7.1. Mapa de localização dos pontos de coleta das amostras de água.

A maior parte dos resultados apresentou erro abaixo de 10%; apenas 19 amostras apresentaram erros acima deste índice, em geral aquelas com menores concentrações, portanto com limitações para a determinação das concentrações em função dos métodos analíticos empregados (Figura 7.2).

Como o objetivo principal deste estudo é o conhecimento da evolução hidroquímica dentro do SAG, com a utilização de íons maiores como traçadores, em conjunto com a determinação da condição do fluxo dentro do aquífero, optou-se por utilizar estes resultados.

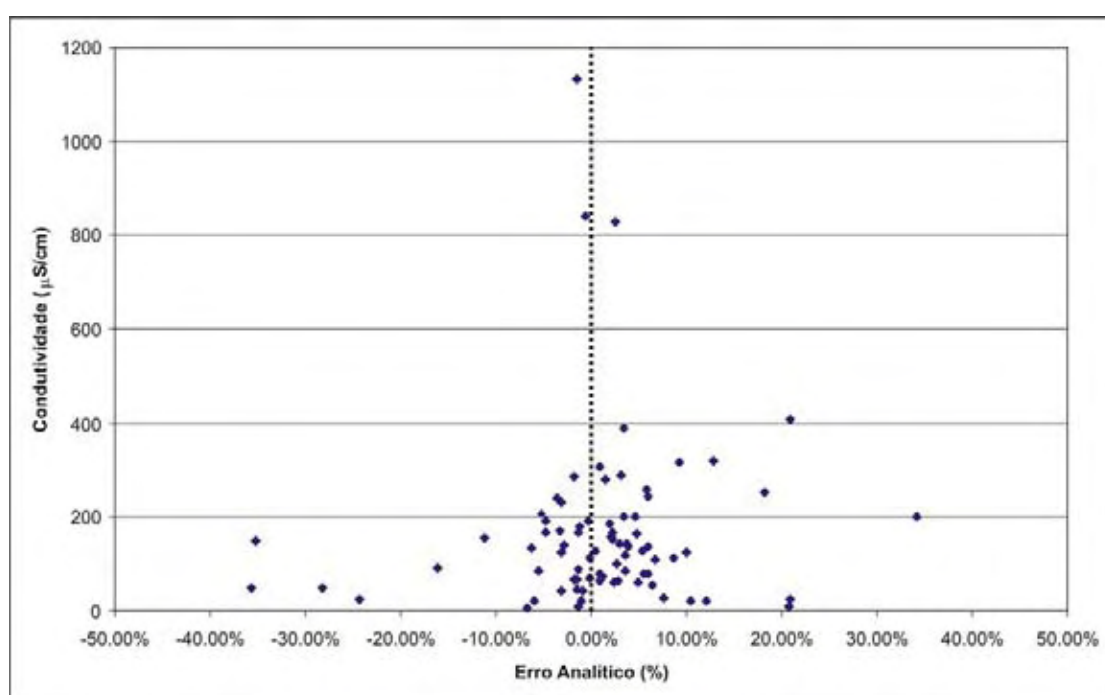


Figura 7.2. Gráfico relacionando os valores dos balanços de carga e a condutividade elétrica das amostras de águas coletadas.

Das 80 amostras de águas subterrâneas coletadas, 69 são provenientes de poços perfurados no Sistema Aquífero Guarani, sejam eles exclusivos do aquífero, ou em poços onde a penetração é parcial e o basalto subjacente encontra-se sem revestimento.

A estatística básica das principais variáveis hidroquímicas para estas amostras de água do SAG encontra-se na Tabela 7.1.

Observam-se valores altos para os desvios padrões de condutividade, potencial redox, alcalinidade, cloreto, sulfato e sódio, decorrentes da própria evolução hidroquímica destas águas, conforme será explanado ao longo deste capítulo.

De maneira geral, as águas contidas no Sistema Aquífero Guarani, no estado de Mato Grosso do Sul, são classificadas como bicarbonatadas cálcicas e ou sódicas, sendo a distinção entre estes dois grandes grupos, relacionada principalmente ao grau de confinamento ao qual está submetido o aquífero, enquanto as águas de características magnesianas estariam relacionadas a uma possível contaminação por águas provenientes do Sistema Aquífero Serra Geral (SANESUL/TAHAL, 1998; GASTMANS & CHANG, 2005).

Tabela 7.1. Estatística básica das principais variáveis hidroquímicas para as águas do SAG.

Variáveis	Nº Amostras	Máximo	Mínimo	Média	Desvio Padrão
Temperatura (°C)	69	66.60	19.60	29.28	6.59
Condutividade (µS/cm)	69	1134.00	7.36	165.22	188.04
ph	68	9.20	4.85	6.89	1.00
Redox (mv)	48	328.40	19.30	157.26	63.81
$\delta^{13}\text{C-DIC}$	67	-6.50	-19.52	-14.64	2.81
$\delta^{18}\text{O}$	69	-4.77	-8.59	-6.44	0.87
$\delta^2\text{H-H}_2\text{O}$	69	-21.71	-55.39	-39.74	6.85
Alcalinidade (mg/L)	69	318.55	1.50	77.27	63.65
Cloreto (mg/L)	69	82.25	0.00	4.12	12.41
Fluoreto (mg/L)	36	5.81	0.01	0.28	0.97
Sulfato (mg/L)	69	70.85	0.00	3.48	13.82
Nitrato (mg/L)	69	54.25	0.00	2.22	7.85
Na (mg/L)	69	183.40	0.07	12.92	33.77
K (mg/L)	69	10.94	0.03	2.86	2.47
Si (mg/L)	69	32.60	2.20	12.10	6.01
Mg (mg/L)	69	13.56	0.00	3.56	3.07
Ca (mg/L)	69	37.70	0.16	11.19	9.60
Sr (mg/L)	68	1.48	0.00	0.26	0.35
Fe (mg/L)	69	19.60	0.00	0.30	2.36
Ba (mg/L)	44	3.28	0.00	0.45	0.73
Li (mg/L)	46	0.12	0.00	0.01	0.02

7.1. CLASSIFICAÇÃO DAS ÁGUAS

A análise e avaliação de dados hidroquímicos pode ser realizada por meio de diferentes técnicas, cuja aplicação é função do tipo de estudo e dos resultados que se espera atingir.

O uso dos íons maiores como traçadores tornou-se bastante comum em estudos hidrogeológicos, com o objetivo de se caracterizar os principais tipos hidroquímicos e se

delinear a condição do fluxo dentro dos aquíferos (GULLER et al., 2002). Esta abordagem é baseada no agrupamento por similaridade hidroquímica das amostras analisadas em determinado grupo de poços ou área a ser avaliada.

Os principais métodos de avaliação hidroquímica (Tabela 7.2) podem ser divididos em dois grandes grupos:

- ✓ **métodos gráficos**, também denominados de diagramas de concentrações de íons.
- ✓ **métodos estatísticos**, que podem ser univariados ou multivariados;

Tabela 7.2. Principais métodos empregados para a análise de dados hidroquímicos.

Métodos interpretativos	
Métodos Gráficos	Métodos Estatísticos
Diagrama de Barras (COLLINS,1923). Diagramas de Pizza Diagrama de Stiff (STIFF, 1951). Diagrama de Schoeller (SCHOELLER, 1935). Diagrama de Piper (PIPER, 1944).	Estatística Descritiva (Univariada). Análise de Agrupamentos (“Cluster Analysis”). Análise das Componentes Principais.

7.1.1 Métodos Gráficos

A despeito de limitações dos diagramas, principalmente o diagrama de Stiff, que só possibilita a análise de uma amostra por vez, os métodos gráficos são ferramentas importantes para a classificação e o entendimento do padrão hidroquímico das águas, sua relação com a litologia existente no aquífero e os processos hidroquímicos envolvidos na sua formação.

O diagrama de Stiff apresenta, de maneira distintiva, as principais características hidroquímicas de uma amostra. Para sua elaboração são utilizados quatro eixos horizontais paralelos, que se estendem nas duas direções a partir de um eixo central vertical (STIFF, 1951). Concentrações em miliequivalentes (meq) de cátions são plotadas à esquerda do eixo central vertical, e as concentrações de ânions, também em miliequivalentes, são plotadas à

direita deste eixo (HEM, 1985; FETTER, 2001). Os pontos são então conectados, resultando em um polígono irregular cujo aspecto é apresentado na Figura 7.3. Estes diagramas possibilitam a visualização da distribuição espacial das principais fácies hidroquímicas, fornecendo subsídios para a elaboração de modelos conceituais de evolução hidroquímica.

Diagramas trilineares, como o diagrama de Piper, apresentam graficamente as concentrações em porcentagem para cada íon analisado, em diagramas triangulares, constituindo-se numa das mais utilizadas representações gráficas para a classificação de um conjunto de dados hidroquímicos (CUSTÓDIO & LLAMAS, 1983).

A Figura 7.3 (B) apresenta o esquema de representação do diagrama de Piper, onde cada vértice dos triângulos inferiores representa 100% da concentração de determinado cátion ou ânion. A intersecção do prolongamento das retas paralelas às faces dos triângulos inferiores (Mg e SO_4), no losango superior, fornece a classificação hidroquímica de determinada amostra (FETTER, 2001).

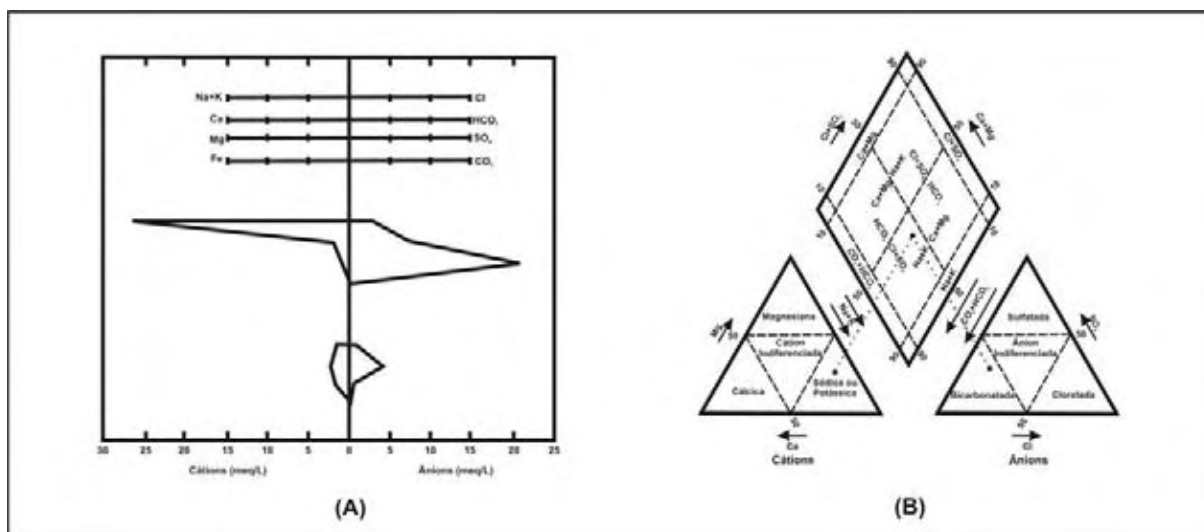


Figura 7.3. Esquema de construção dos diagramas de (A) Stiff (Modificado de HEM, 1985) e (B) Piper (Modificado de FETTER, 2001).

O diagrama de Piper representa uma ferramenta bastante consistente na análise de conjuntos de dados hidroquímicos, possibilitando a distinção de grupos hidroquímicos e a avaliação da evolução hidroquímica ocorrida em determinado aquífero, função de processos hidroquímicos ocorridos ou da ocorrência de misturas de águas. Os diagramas de Stiff, por sua vez, são capazes de classificar apenas uma amostra por vez.

A distribuição das fácies hidroquímicas do SAG, para a área de estudo, pode ser visualizada no mapa da Figura 7.4, onde foram plotados os diagramas de Stiff para cada amostra coletada, classificada segundo o aquífero captado, ou as amostras de águas de surgências coletadas.

Observa-se neste mapa que a maior parte das águas subterrâneas coletadas onde o SAG apresenta-se livre, ou em poços onde a espessura de basaltos é pequena, apresentam características claramente bicarbonatadas cálcicas ou calco-magnesianas, conforme já descrito por Gastmans & Chang (2005). Esta característica é observada também nas amostras coletadas em poços onde a água é captada nos basaltos do SASG, e nas surgências relacionadas ao SAG.

Águas bicarbonatadas sódicas, que evoluem para bicarbonatadas cloretadas/sulfatadas sódicas, estão relacionados a zonas de maior confinamento do aquífero, onde ocorrências de artesianismo são comuns. Encontram-se nesta situação as amostras coletadas nas cidades de Ribas do Rio Pardo, Rio Brillhante, Naviraí (bicarbonatadas sódicas), e aquelas próximas à calha do Rio Paraná, na divisa entre Mato Grosso do Sul e São Paulo (bicarbonatadas cloretadas/sulfatadas sódicas).

As amostras coletadas nos poços perfurados em unidades hidroestratigráficas posicionadas abaixo do SAG, na cidade de Jataí, apresentam composição que permite classificá-las como bicarbonatadas sulfatadas sódicas, composição semelhante à das amostras onde o SAG apresenta maior confinamento.

No município de Campo Grande, apresentado separadamente no mapa, as águas apresentam-se como bicarbonatadas cálcicas, com uma diminuição da condutividade de norte para sul, evidenciando a presença de águas mais mineralizadas a norte.

Esta diferenciação é ocasionada principalmente pela variação nas concentrações de bicarbonato e cálcio, superiores na porção norte da cidade, o que leva a supor que nesta região os arenitos devam apresentar maior cimentação carbonática, fato corroborado pelos pH's superiores a 7 nestes poços.

As águas superficiais, coletadas ao longo das principais drenagens que cortam a área de afloramentos das formações constituintes do SAG, são principalmente bicarbonatadas magnesianas cálcicas, a exceção da amostra 03-BZ-08, coletada no Córrego Cachoeirão, afluente do Rio Aquidauana, que é classificada como bicarbonatada calco-sódica (Figura 7.5).

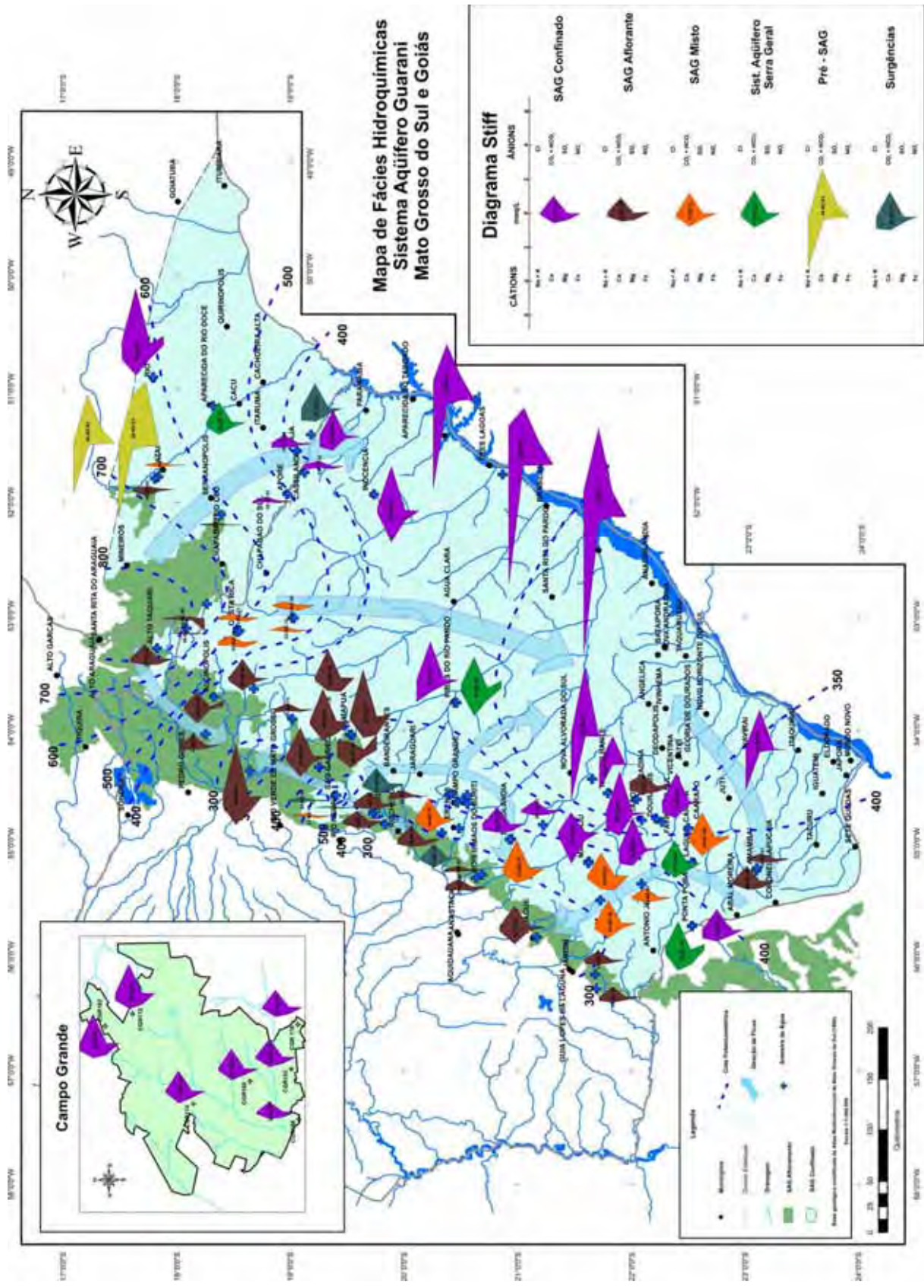


Figura 7.4. Mapa de distribuição dos tipos hidroquímicos na área de estudo.

Estas amostras foram coletadas em período chuvoso, e sua composição, com presença importante de magnésio, está relacionada ao aumento de carga em suspensão nos rios, proveniente de solos de alteração de basaltos, uma vez que estes cursos d'água tem suas nascentes localizadas em áreas de afloramento de basaltos, ou próximo a elas.

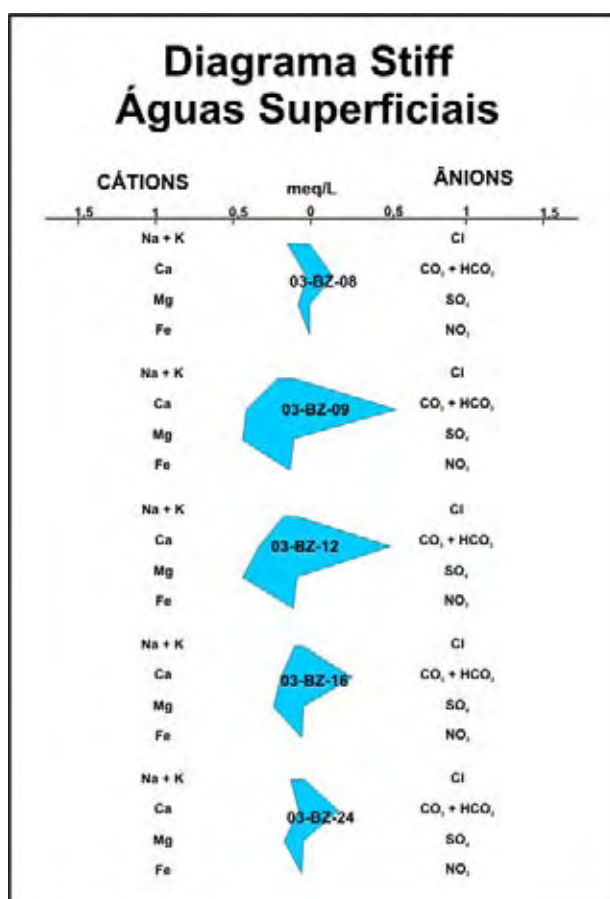


Figura 7.5. Diagramas de Stiff das águas dos rios da faixa de afloramentos do SAG.

A classificação das amostras de água coletadas, utilizando-se o Diagrama de Piper (Figura 7.6), indica a existência de três grandes grupos de águas na área de estudo.

Conforme já apresentado na classificação pelo diagrama de Stiff, a maior parte das águas subterrâneas é do tipo bicarbonatada cálcica ou calco-magnésiana, principalmente aquelas da zona de afloramentos do SAG, dos poços mistos e as águas de surgências.

Dentro deste grupo, pode-se observar que algumas amostras apresentam uma tendência a concentrações de cloretos um pouco elevadas, relacionadas provavelmente a contaminações devido a vazamentos da rede de esgoto ou, ainda, a presença de sistemas de

esgotamento sanitário em fossas sépticas. Observa-se neste grupo uma tendência das águas do SAG confinado apresentarem incremento das concentrações de sódio.

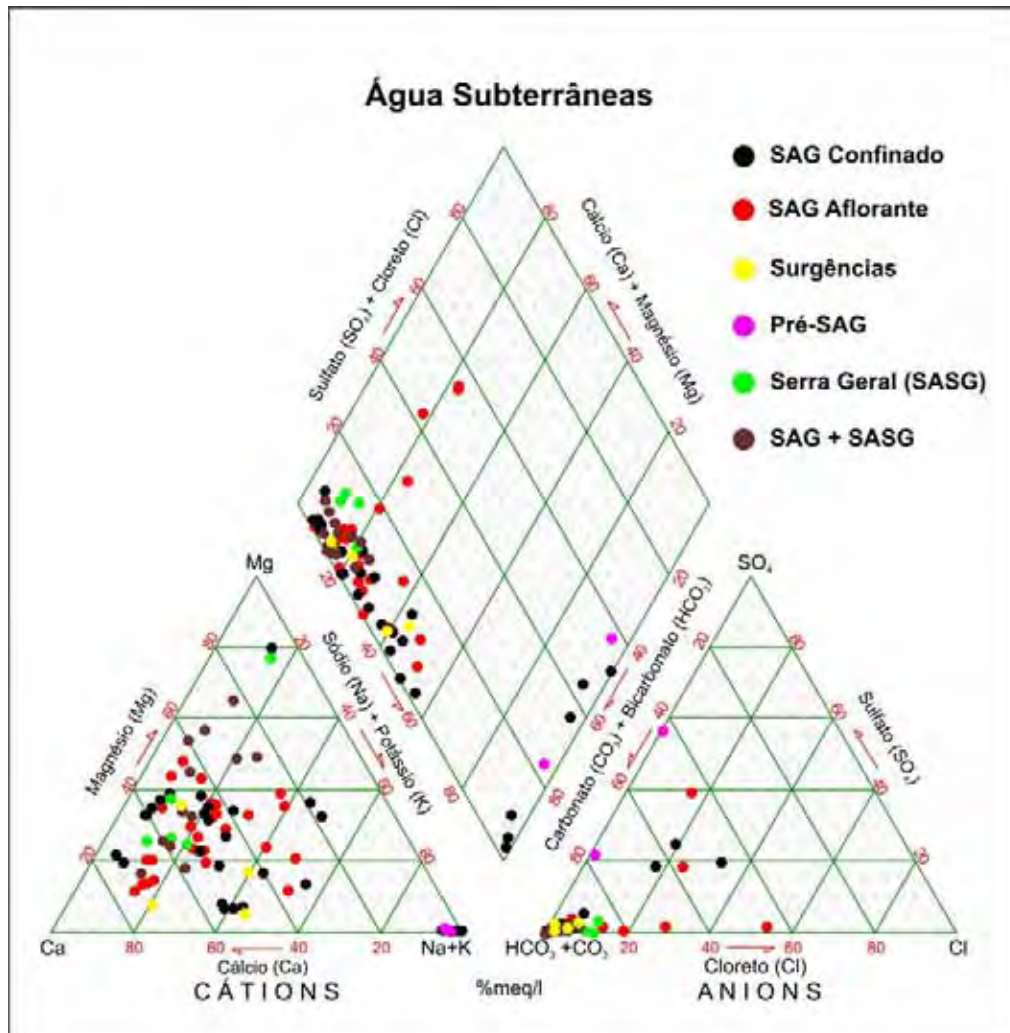


Figura 7.6. Diagrama de Piper para as águas subterrâneas na área de estudo, classificadas segundo o aquífero captado.

Um segundo grupo de amostras pode ter suas águas classificadas como bicarbonatadas sódicas, que são aquelas amostras coletadas nas proximidades da cidade de Dourados e em Ribas do Rio Pardo, ainda com pouca presença de cloretos e sulfatos.

Finalizando o quadro, tem-se um grupo de águas classificadas como bicarbonatadas sulfatadas/cloretadas sódicas, no qual estão inseridas as amostras de água coletadas no SAG, em condições severas de confinamento, e amostras coletadas nos poços que captam água em aquíferos subjacentes ao SAG.

Esta semelhança leva à suposição de uma possível contaminação das águas do SAG por águas mais profundas, com concentrações elevadas de cloretos e sulfatos, conforme já aventado por Meng & Maynard (2001).

7.1.2 Métodos Estatísticos

O uso de técnicas estatísticas multivariadas em estudos hidroquímicos vem aumentando ao longo tempo, seja para a determinação de grupos hidroquímicos, seja como complemento na compreensão de processos geoquímicos envolvidos na evolução das águas subterrâneas dentro de determinado aquífero (USUNOFF & GUZMAN-GUZMAN, 1989; SUK & LEE, 1999; MENG & MAYNARD, 2000; GÜLLER et al., 2002; VIDAL & CHANG, 2002; INVERNIZZI & OLIVEIRA, 2004; RUEEDI et al., 2005).

Uma das técnicas comumente empregadas na avaliação de dados hidroquímicos é a análise de agrupamentos (*cluster analysis*), que utiliza a similaridade entre os indivíduos para classificar as amostras hierarquicamente em grupos, considerando todas as variáveis determinadas para cada indivíduo (DAVIS, 1986).

Como maneira de se reduzir a quantidade de variáveis, a análise das componentes principais (PCA) tem sido bastante empregada, definindo novas variáveis que podem ser representadas em um diagrama com dois ou três eixos.

Segundo Davis (1986), esta técnica não é considerada, *sensu strictu*, uma técnica estatística multivariada, mas apenas uma manipulação matemática que promove certa significância dentro de uma determinada matriz de dados.

A PCA nada mais é que o cálculo dos autovalores (eigenvalues) e correspondentes autovetores (eigenvectors) de uma matriz de variâncias-covariâncias ou de uma matriz de coeficientes de correlação entre variáveis. Geralmente os dois ou três primeiros autovetores encontrados explicarão a maior parte da variabilidade presente. Quando o primeiro autovetor já explica 90 a 95% da variabilidade, deve-se verificar se não estão presentes variáveis com valores de magnitudes muito maior que as demais (LANDIM, 2000).

Foram consideradas para a realização da análise estatística apenas as amostras de água subterrânea coletadas em poços do SAG e em poços mistos (SAG + SASG), e as variáveis utilizadas os cátions e ânions maiores, além da temperatura da condutividade e do $\delta^{13}\text{C}$.

A análise de agrupamentos forneceu o dendograma apresentado na Figura 7.7, indicando a existência de três grandes grupos de águas, distinguidos pela distância de ligação entre eles, abaixo descritos:

- ✓ **Grupo 01** – Amostras provenientes dos poços onde o SAG encontra-se sob maior confinamento, sendo geoquimicamente mais mineralizadas.
- ✓ **Grupo 02** – Amostras provenientes da região de Dourados (MS), onde aparecem águas com características bicarbonatadas sódicas e com médio grau de confinamento, correspondendo a um estágio anterior de evolução, quando comparadas às amostras do Grupo 01.
- ✓ **Grupo 03** – Este conjunto de amostras representa as águas subterrâneas com baixo grau de mineralização provenientes das zonas de recarga do aquífero, localizadas na faixa de afloramentos nos estados de Goiás e Mato Grosso e na região de São Gabriel do Oeste, em Mato Grosso do Sul, e àquelas da região de Campo Grande, Sidrolândia e Maracaju, todas localizadas próximas ao divisor de águas subterrâneas, além das amostras localizadas na faixa de afloramentos ao norte de Mato Grosso do Sul (região de descarga).

Estes grupos são os mesmos observados na classificação por meio dos diagramas hidroquímicos clássicos, mesmo com a utilização de um número maior de variáveis.

A transformação do conjunto de variáveis originais pela técnica de extração das componentes principais, utilizada por Meng & Maynard (2000) para as amostras de água subterrâneas do SAG no estado de São Paulo, mostrou-se uma ferramenta importante na compreensão dos processos geoquímicos ocorridos ao longo das linhas de fluxo.

Este mesmo tratamento foi efetuado para o conjunto de amostras de águas subterrâneas do SAG na área de estudo, e os resultados mostraram que são três vetores principais os responsáveis pela explicação de aproximadamente 80% da variância total do conjunto de amostras avaliadas, conforme pode ser observado na Tabela 7.3.

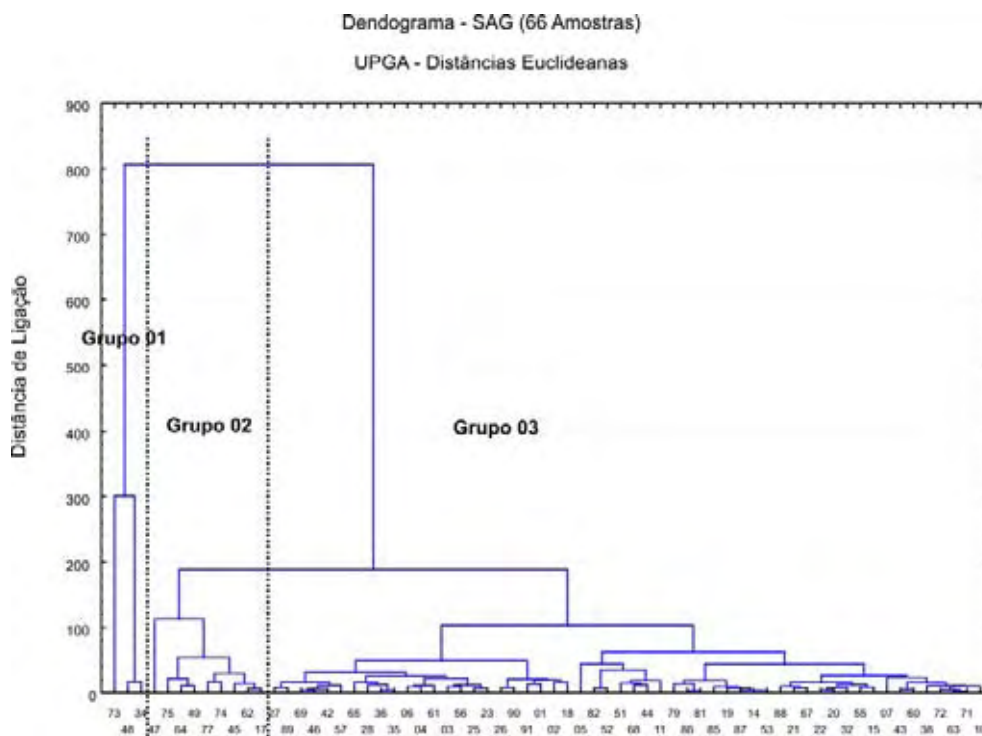


Figura 7.7. Dendograma das amostras de águas subterrâneas do SAG na área de estudo.

A avaliação do peso de cada fator na composição destes vetores, após a transformação e rotação pelo método Varimax, é apresentada na Tabela 7.4, onde é possível observar que o Fator 1 é influenciado principalmente pelas variáveis cloreto, sulfato, sódio e condutividade, o Fator 2 pelo cálcio e o Fator 3 apresenta peso negativo para a sílica.

Tabela 7.3. Vetores, autovalores e a variância acumulada, obtidos pela análise das componentes principais.

Vetores	Autovalores	Variância Acumulada (%)
1	6,072619	50,61
2	2,377313	70,41
3	1,039761	79,10
4	1,008506	87,49
5	0,458837	91,31
6	0,344793	94,18
7	0,280990	94,52
8	0,193718	98,14
9	0,154005	99,42

A distribuição dos pesos das amostras em relação aos três principais fatores é apresentada nos gráficos das Figuras 7.8 e 7.9, mostrando claramente que apenas as amostras do Grupo 01 são distinguidas por apresentarem valores de escores para o Fator 1 bastante elevados e para o Fator 2 entre zero e um.

Tabela 7.4. Matriz de escore dos fatores principais.

Variável	F1	F2	F3
Temperatura	0,65677	0,044110	0,033971
Condutividade	0,875284	0,129260	-0,004029
pH	0,355383	0,196093	0,040986
□ ¹³ C	0,468595	0,15844	0,131981
SiO ₂	0,032044	0,018214	-0,996739
Sódio	0,879192	-0,107412	-0,003237
Potássio	-0,089759	0,052916	0,030244
Cálcio	-0,077226	0,915349	-0,027919
Magnésio	-0,164264	0,360843	0,047867
Alcalinidade	0,588441	0,347125	0,022364
Sulfato	0,961991	-0,074605	-0,035253
Cloreto	0,966616	-0,056740	-0,023487

Obs: Valores em negrito são aqueles com escores superiores a 0,85

Para os outros dois grupos não existe um critério claro de distinção, conforme pode ser observado nos gráficos. Parte das amostras do Grupo 02 pode ser distinguida principalmente pelo aumento dos escores para o Fator 2, influenciado pela variação nas concentrações de cálcio. Além disto, estas amostras apresentam uma distinção pelos valores do Fator 3 entre zero e um, indicando uma dependência das concentrações de sílica na conformação deste grupo.

Esta separação entre os Grupos 2 e 3 em relação ao Grupo 1 leva à suposição de uma evolução geoquímica distinta para as águas coletadas em poços onde o SAG encontra-se mais profundo, que pode estar relacionada a fluxos regionais de águas subterrâneas dentro da Bacia do Paraná, envolvendo misturas de águas.

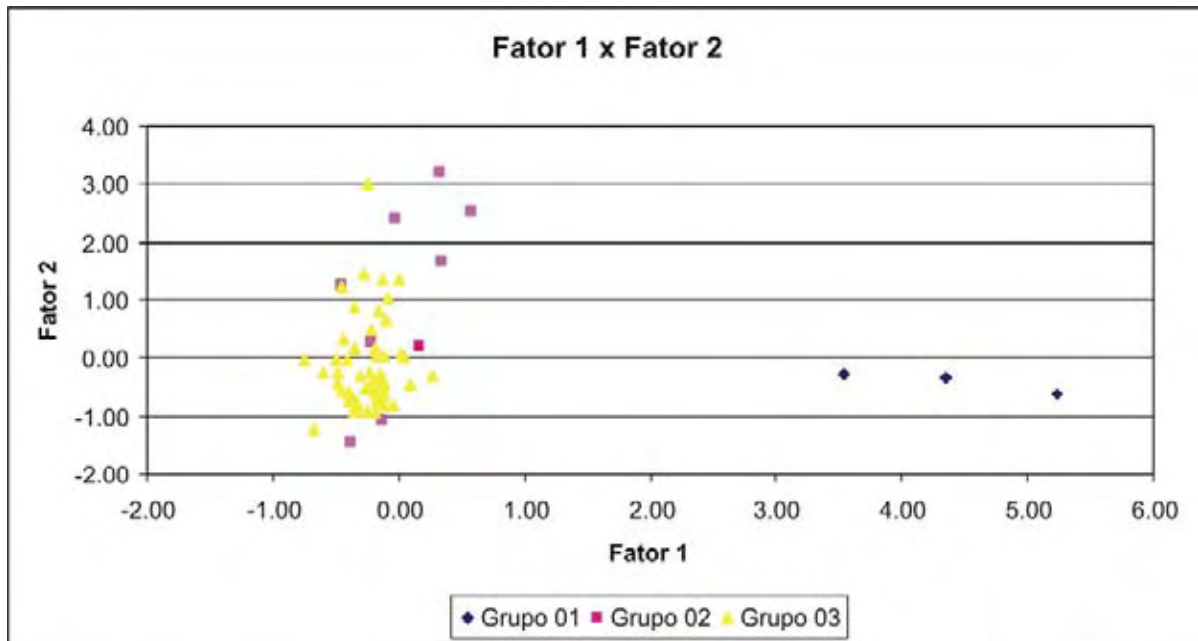


Figura 7.8. Gráfico dos escores das amostras para os fatores 1 e 2.

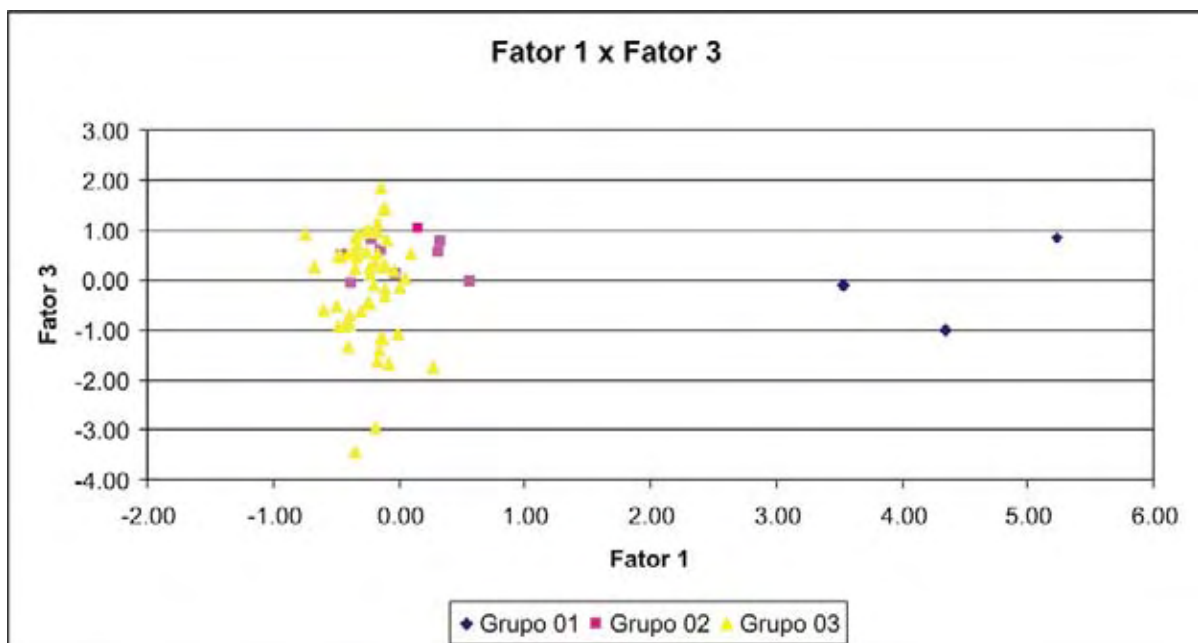


Figura 7.9. Gráfico dos escores para os fatores 1 e 3.

7.2. PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS E QUÍMICAS DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

De certa maneira, a relação entre as variáveis físicas e químicas, medidas em campo ou laboratório, e sua distribuição espacial deve refletir as reações químicas e misturas entre águas ocorridas dentro de uma unidade aquífera, desde a área de recarga, ao longo da passagem da água subterrânea pelas rochas constituintes do aquífero, até as zonas de descarga.

Neste sentido, é importante a avaliação do comportamento destes parâmetros e suas interrelações, que podem levar à compreensão de processos e mecanismos de evolução hidroquímica destas águas.

7.2.1 Parâmetros Físico-Químicos

As temperaturas medidas em campo, no momento da coleta das amostras de água, nos poços perfurados no Sistema Aquífero Guarani na área de estudo, variam de 20°C até 66,6°C, com valor médio 29,06°C, apresentando a maior faixa de valores entre 25° e 30°C.

Na região de Campo Grande, a temperatura observada varia entre 30° e 36°C, em Dourados, entre 36° e 38°C, nas regiões de afloramento a oeste da área de estudo e no Estado de Goiás entre 25° e 28°C, o mesmo valor observado nas proximidades das zonas de recarga ao sul do estado, na região de Amambaí.

A correlação entre a temperatura das águas subterrâneas e a profundidade do topo do aquífero pode ser observada no gráfico abaixo, e é expressa através da seguinte relação (Figura 7.10):

$$\text{Temp. (}^{\circ}\text{C)} = 0,0257 \times \text{Profundidade Topo SAG} + 24,172^{\circ}\text{C}$$

A relação geotérmica é aproximadamente a mesma observada no estado de São Paulo por Teissedre & Barner (1981) e Silva (1983), e no Uruguai por Oleaga (2003), diferenciada

apenas pelo gradiente geotérmico, representando 1°C a cada 40 metros de profundidade na área de estudo, 1°C a cada 35 metros em São Paulo e 1°C a cada 36,5 metros no Uruguai.

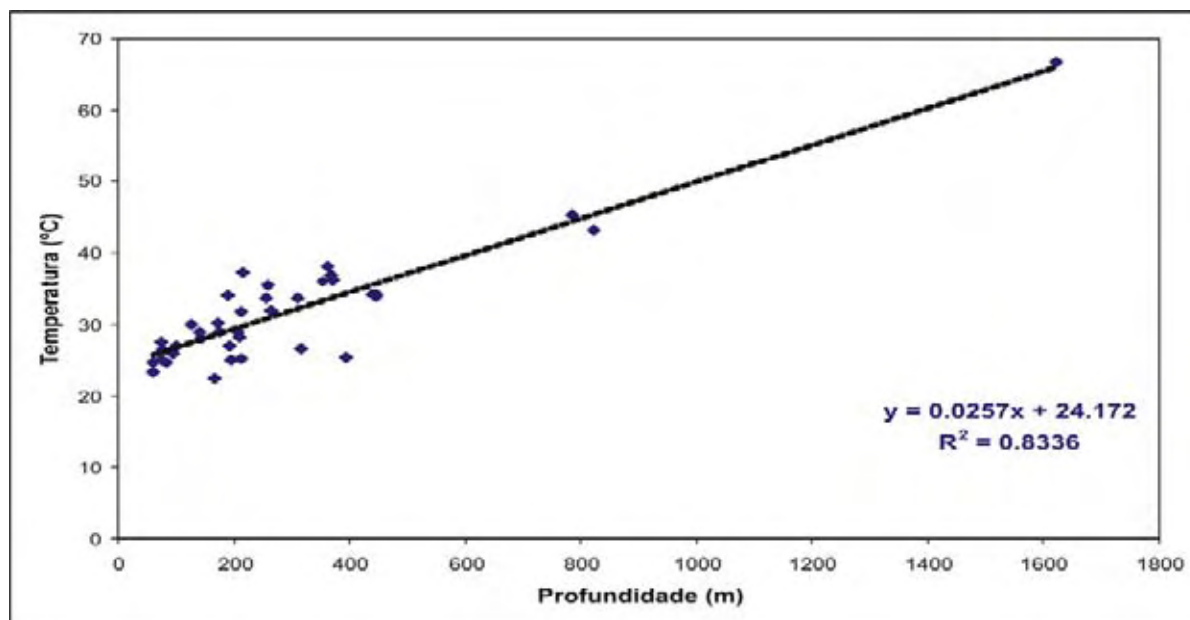


Figura 7.10. Gráfico de correlação entre a profundidade do topo do SAG e a temperatura das águas subterrâneas.

O pH das amostras de água subterrânea coletadas indica uma predominância de águas neutras a levemente ácidas, com valores variando de 4,9 a 9,2, com média de 6,9. A distribuição espacial do pH mostra que águas com pH's mais ácidos são encontradas nas proximidades das zonas de recarga, e com o aumento do confinamento ao qual o aquífero é submetido passam a ocorrer águas alcalinas.

A condutividade elétrica das águas subterrâneas é o parâmetro que apresenta relação direta com a mineralização das águas, sendo indicativo de sentidos regionais de fluxo das águas subterrâneas.

No caso do SAG na área em estudo, as amostras de água analisadas apresentam condutividades variando de 7,4 $\mu\text{S}/\text{cm}$ até 1134 $\mu\text{S}/\text{cm}$, com a maior parte das amostras apresentando valores de 50 a 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

A variação espacial da condutividade elétrica das águas do SAG, na área de estudo (Figura 7.11), mostra clara concordância com as principais direções de fluxo indicadas no mapa potenciométrico (Figura 5.3), com as menores condutividades relacionadas às zonas de recarga, ocorrendo um aumento em direção à zona de maior confinamento.

É interessante observar que na porção norte da área ocorre um pequeno incremento na condutividade elétrica, mostrado pela maior distância entre as curvas de iso-condutividade (menor gradiente), que passa a aumentar com o aumento do confinamento.

Este fato pode ser explicado de duas maneiras. Uma primeira é a existência de possível contribuição de recarga através dos basaltos e dos arenitos do Grupo Bauru, fato que também se repete na região centro-sul, ao longo da Serra de Maracajú, entre Amambaí e Sidrolândia. Outra hipótese é a presença de menor quantidade de cimento carbonático nas rochas desta região, possivelmente já solubilizado, em acordo com França et al. (2003), uma vez que todo aumento da salinidade nestas áreas tem relação direta com o aumento da alcalinidade e das concentrações de cálcio.

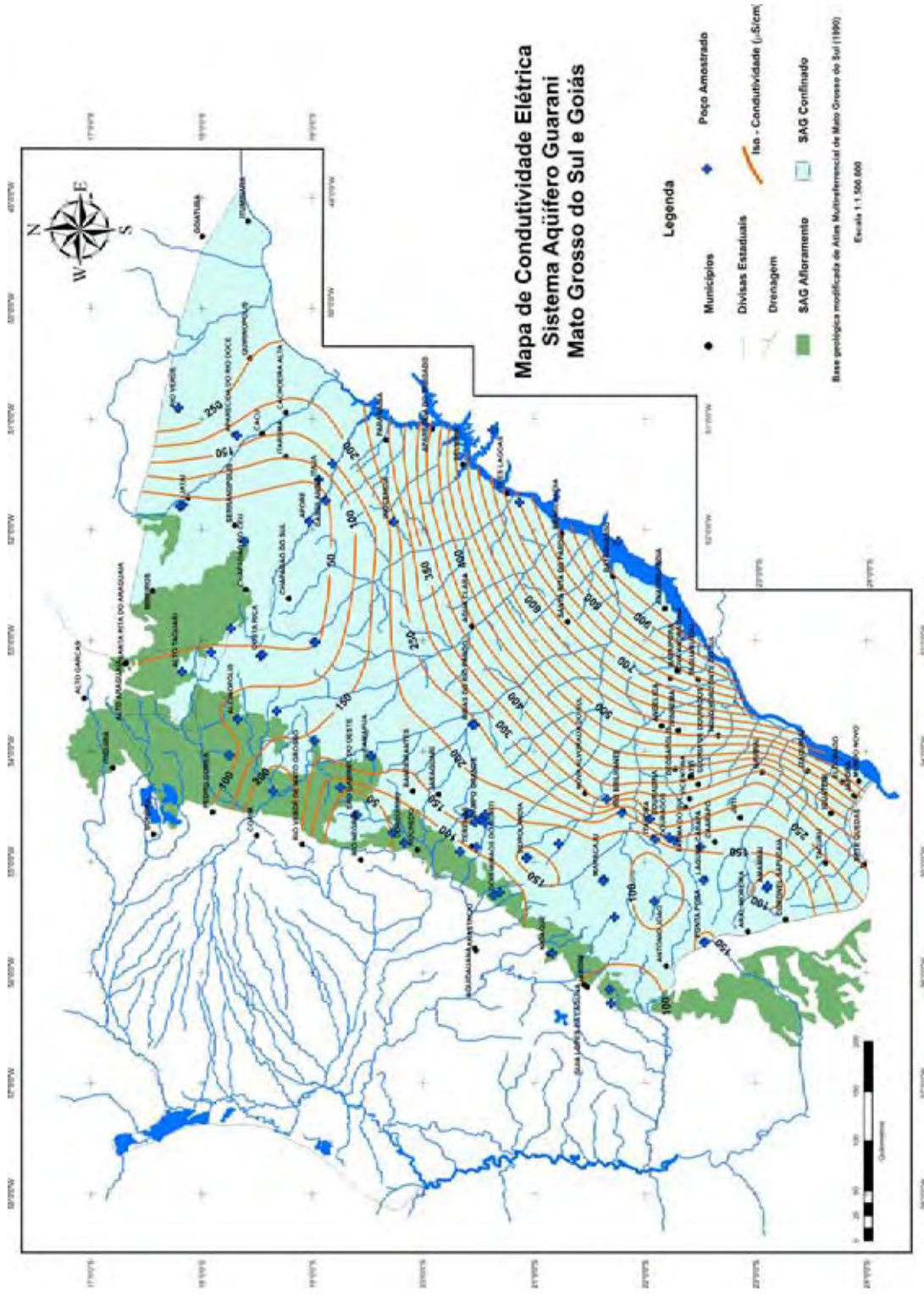


Figura 7.11. Mapa de distribuição da condutividade elétrica na área.

A relação entre a condutividade elétrica e a quantidade de sólidos dissolvidos é direta e apresenta uma boa correlação, conforme pode ser observado no gráfico da Figura 7.12.

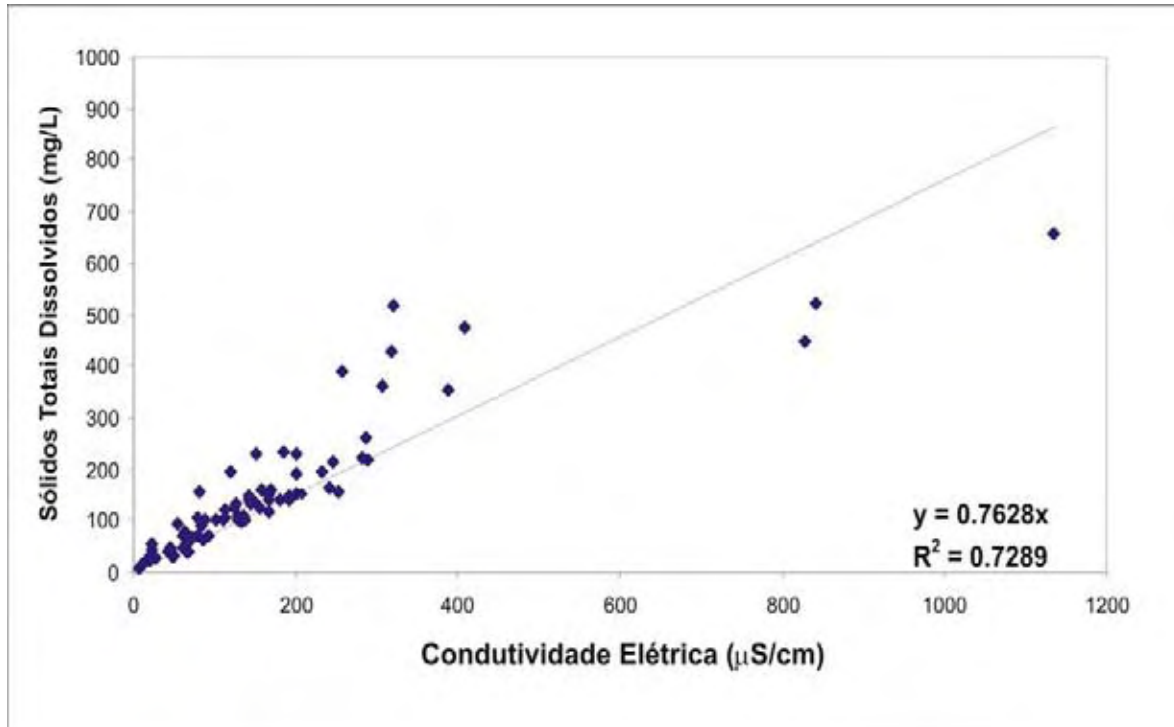


Figura 7.12. Gráfico de correlação entre a condutividade elétrica e a quantidade de sólidos totais dissolvidos nas águas do SAG em Mato Grosso do Sul.

7.2.2 Cátions e Ânions

O principal ânion presente nas águas subterrâneas do SAG, na área de estudo, é o íon bicarbonato, proveniente principalmente das reações de equilíbrio da série carbonática, iniciada nas áreas de recarga com a dissolução do CO₂ presente nos solos e na água de chuva, o que acaba caracterizando a maior parte das águas como bicarbonatada.

Com relação aos cátions, as relações apresentam respostas distintas em relação ao grau de confinamento ao qual está submetido o aquífero, observando-se a ocorrência de comportamento hidroquímico distinto, que pode ser dividido em dois grupos principais, a saber:

- ✓ $rCa^{+2} + rMg^{+2} > rNa^{+} + rK^{+}$
- ✓ $rNa^{+} + rK^{+} > rCa^{+2} + rMg^{+2}$.

O primeiro grupo engloba 87% das amostras, normalmente aquelas coletadas em poços onde o aquífero apresenta-se livre ou pouco confinado, enquanto as outras amostras correspondem à zona de maior confinamento do aquífero.

Quando são analisadas as relações individuais entre os principais cátions, as águas podem ser subdivididas em três grandes grupos, também relacionados ao confinamento e à relação de fluxo existente entre o SAG e o Sistema Aquífero Serra Geral sobreposto.

Estes grupos são abaixo relacionados:

- ✓ $Ca^{+2} > Mg^{+2} > K^{+} \geq Na^{+}$
- ✓ $Mg^{+2} > Ca^{+2} > Na^{+} \geq K^{+}$
- ✓ $Na^{+} > Ca^{+2} > Mg^{+2} \geq K^{+}$

O primeiro grupo compreende a maior parte das amostras coletadas, especialmente relacionadas àquelas onde se observa uma pequena cobertura de basaltos, ou na zona aflorante, e onde os níveis potenciométricos do Sistema Aquífero Serra Geral se sobrepõe aos do SAG. O segundo grupo compreende as amostras coletadas em poços perfurados exclusivamente nos basaltos e/ou com pequenas taxas de penetração no SAG, evidenciando uma mistura de águas entre os dois aquíferos. Finalmente, o terceiro grupo é constituído por um número menor de amostras, relacionadas à zona de confinamento maior do aquífero, e onde a potencimetria do SAG se sobrepõe àquela do SASG.

As correlações entre os principais cátions e ânions são apresentadas na Tabela 7.5, onde se observa o grau de dependência da condutividade elétrica da água com a temperatura, e principalmente com as concentrações de sódio, sulfato, cloretos e com a alcalinidade.

Esta dependência dos principais parâmetros químicos com a condutividade elétrica é importante na avaliação da evolução hidroquímica destas águas e na compreensão de algumas

reações e fenômenos que podem, aliados à avaliação termodinâmica, fornecer padrões para a elaboração do modelo geoquímico conceitual.

Tabela 7.5. Correlação entre os principais parâmetros hidroquímicos.

	Temp. (°C)	Cond. (µS/cm)	pH	SiO ₂	Na	K	Ca	Mg	HCO ₃	SO ₄	Cl	NO ₃
Temp. (°C)	1.00											
Cond. (µS/cm)	0.82	1.00										
pH	0.57	0.64	1.00									
SiO ₂	-0.02	0.01	-0.07	1.00								
Na	0.77	0.93	0.54	0.02	1.00							
K	-0.04	-0.07	-0.20	-0.07	-0.20	1.00						
Ca	0.06	0.16	0.35	0.03	-0.15	0.18	1.00					
Mg	-0.07	0.01	0.32	-0.06	-0.28	0.18	0.69	1.00				
HCO ₃	0.69	0.86	0.77	-0.01	0.74	-0.07	0.44	0.26	1.00			
SO ₄	0.74	0.89	0.42	0.05	0.91	-0.15	-0.15	-0.25	0.58	1.00		
Cl	0.63	0.84	0.38	0.04	0.87	-0.09	-0.12	-0.22	0.52	0.92	1.00	
NO ₃	-0.15	0.06	-0.20	0.08	-0.06	0.35	0.28	0.16	-0.01	-0.06	0.11	1.00

Obs: Células em vermelho representam os valores de correlação de maior significância

A relação entre a condutividade elétrica e o pH indica a existência de aumento linear para as águas provenientes das áreas de afloramento e dos poços mistos; entretanto, para as águas da zona de confinamento do aquífero, a relação apresenta uma outra pendência, indicando uma forte influência no controle do equilíbrio termodinâmico da fase carbonática, como será visto adiante (Figura 7.13).

O comportamento do cálcio frente ao aumento da salinização das águas pode ser analisado por sua relação com a condutividade elétrica (Figura 7.14), e o comportamento observado pode ser dividido em dois grupos: para as amostras dos poços da área de afloramentos e os mistos existe um aumento linear e progressivo das concentrações de cálcio; entretanto, para as amostras dos poços onde o aquífero está confinado são observados dois comportamentos distintos, para as águas menos salinizadas existe um aumento na concentração de cálcio, enquanto para algumas amostras com maior salinidade as concentrações de cálcio são normalmente baixas.

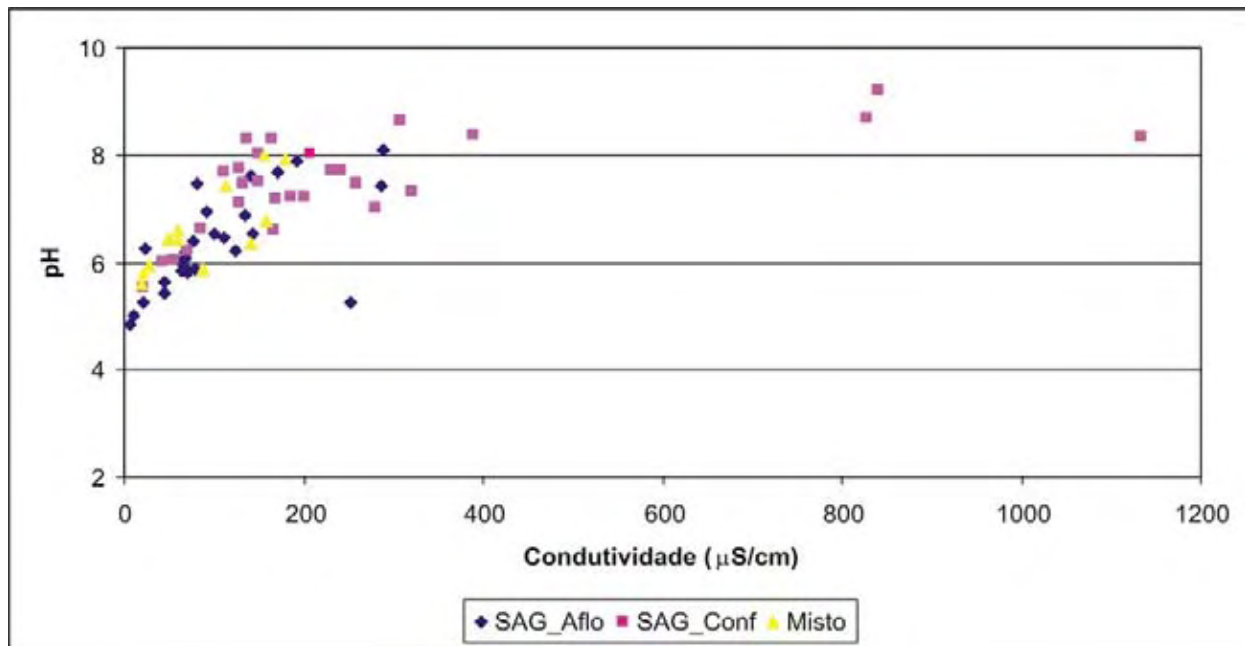


Figura 7.13. Gráfico de correlação entre a condutividade elétrica e o pH.

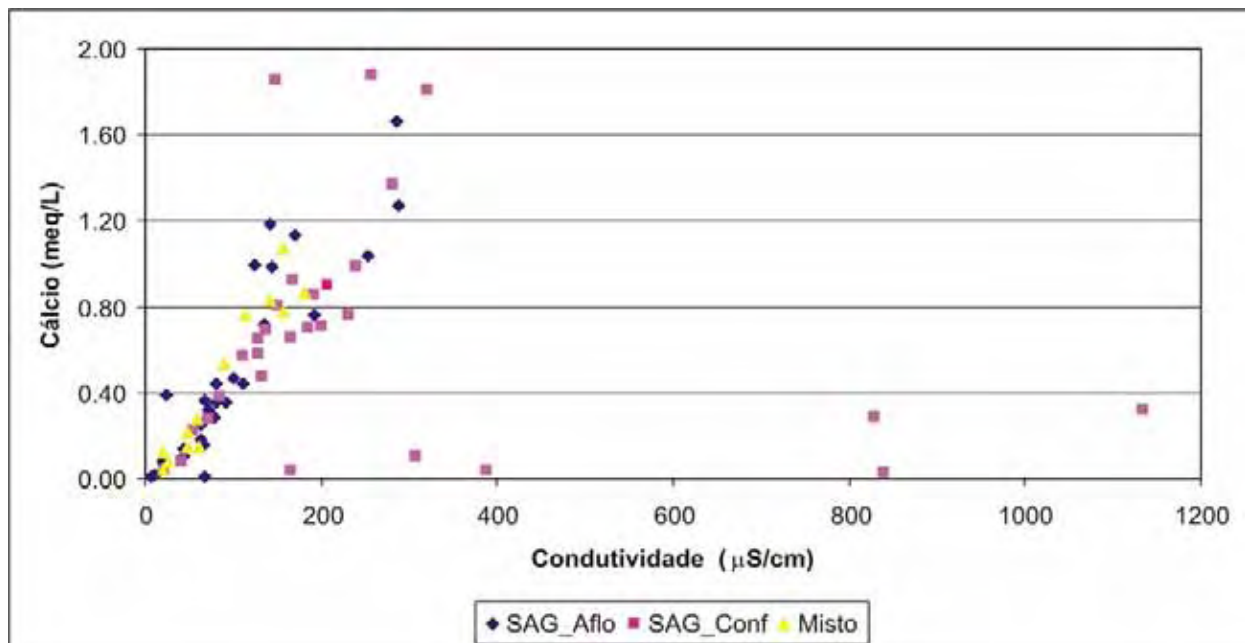


Figura 7.14. Evolução das concentrações de cálcio em relação ao aumento da condutividade elétrica da água.

Este comportamento, quando comparado com as evoluções das concentrações de sódio (Figura 7.15), evidencia a possibilidade de ocorrência de trocas iônicas ao longo das linhas de fluxo, hipótese já aventada por Sracek & Hirata (2002) para o estado de São Paulo, uma vez que o aumento da condutividade é seguido por aumento das concentrações de sódio em escala não-linear.

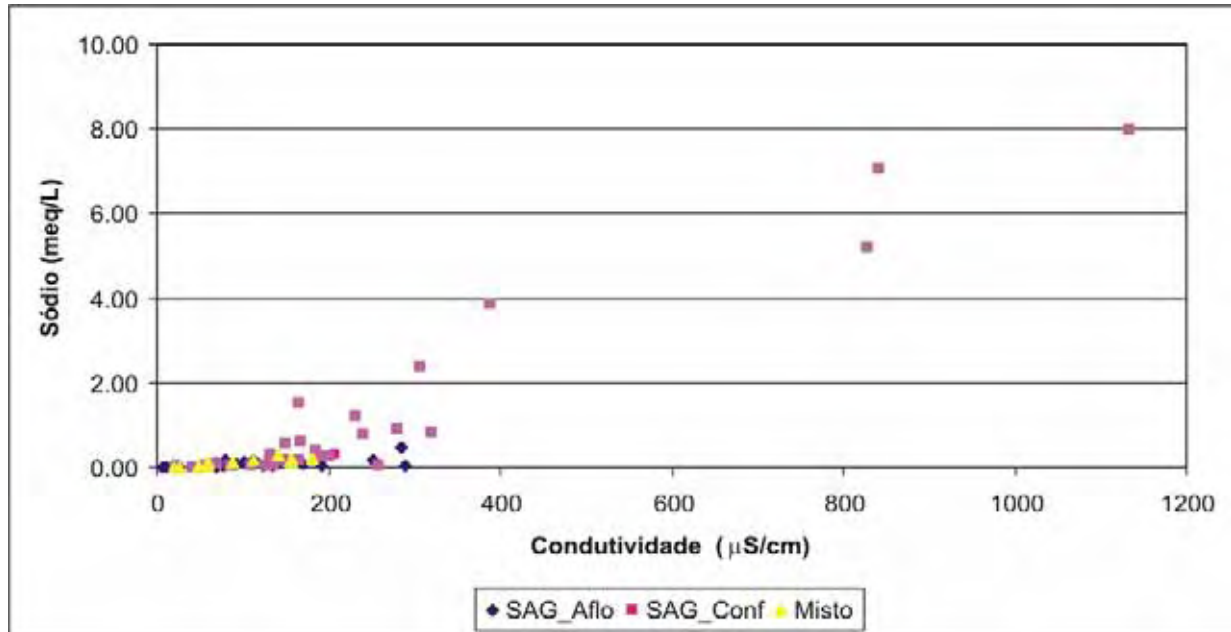


Figura 7.15. Evolução das concentrações de sódio em relação ao aumento da condutividade elétrica da água.

Em função de o bicarbonato ser o principal ânion presente nas águas subterrâneas coletadas, seria esperada uma relação linear entre as suas concentrações e a condutividade, o que realmente acaba ocorrendo (Figura 7.16). Entretanto, observa-se que para as águas mais salinizadas a relação passa a ser aproximadamente constante, em função da saturação em calcita, aliada a contribuição de cloreto e sulfato, que passam a ser os ânions responsáveis pelos aumentos na condutividade.

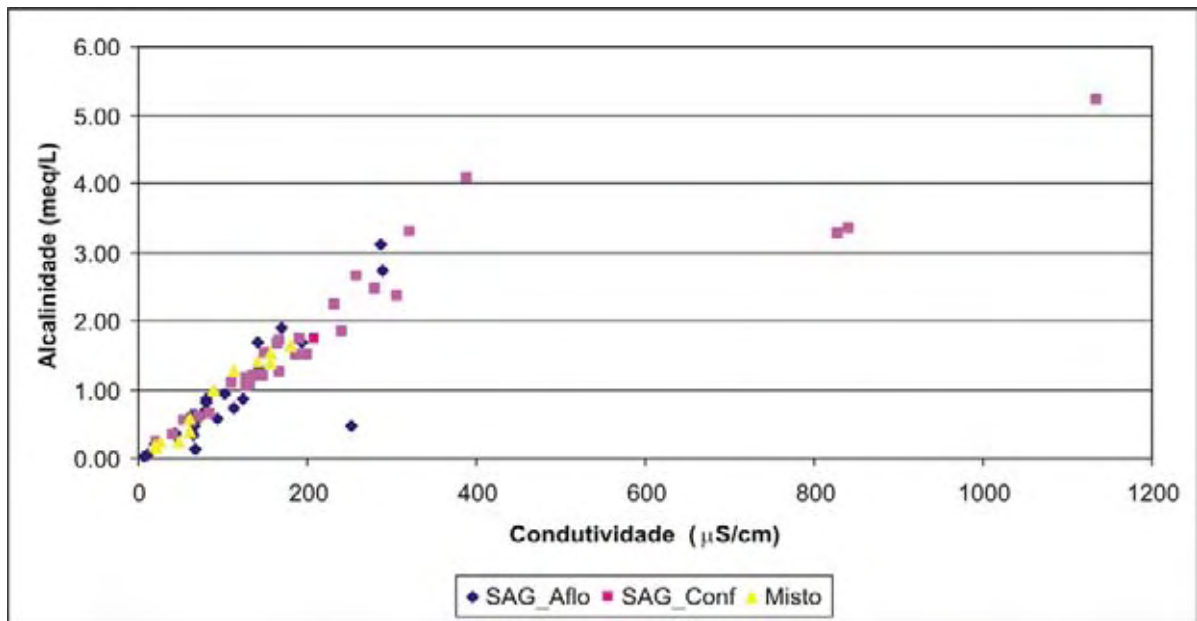


Figura 7.16. Evolução da alcalinidade em relação ao aumento da condutividade elétrica da água.

As relações dos cátions principais (cálcio e sódio) com o principal ânion (bicarbonato) apresentam comportamentos semelhantes àqueles observados em relação à condutividade, conforme observado nos gráficos das Figuras 7.17 e 7.18, respectivamente para cálcio e sódio.

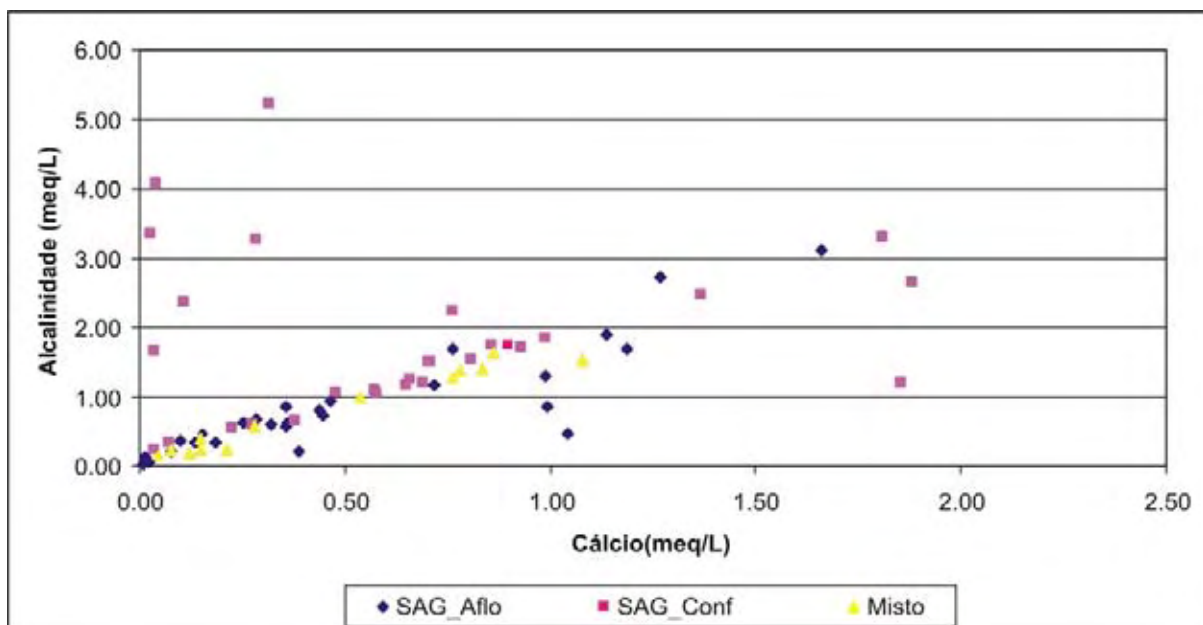


Figura 7.17. Evolução da concentração de cálcio em relação à alcalinidade das águas subterrâneas.

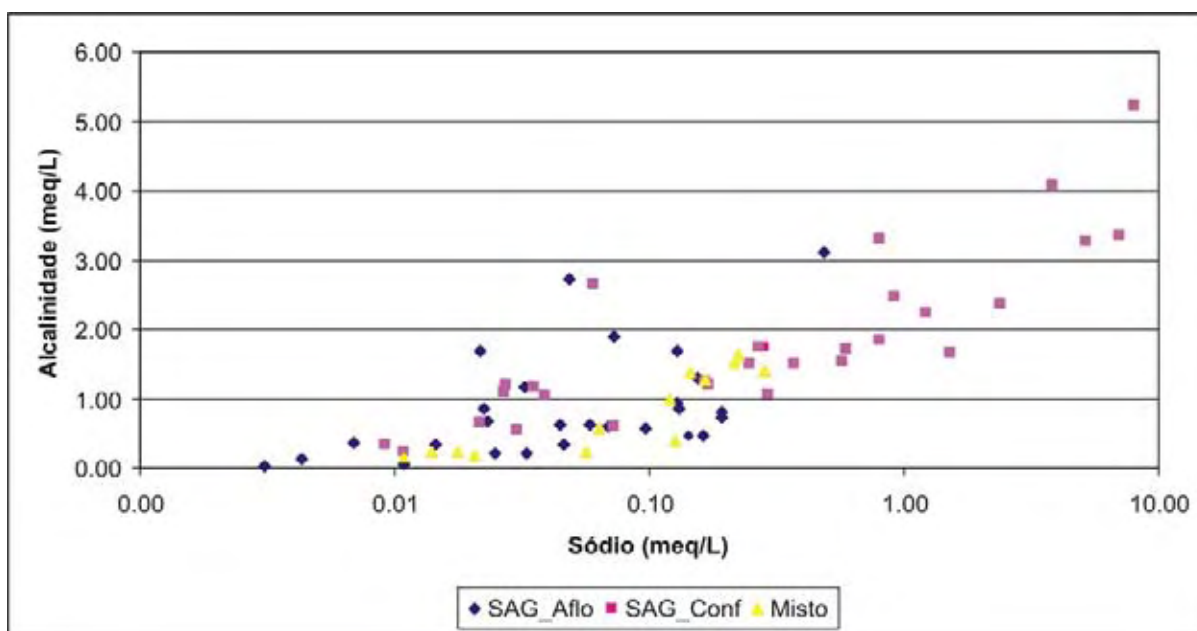


Figura 7.18. Evolução da concentração de sódio em relação à alcalinidade das águas subterrâneas.

O cálcio apresenta um aumento em função do aumento da alcalinidade para as amostras coletadas em poços da área de afloramento e poços mistos; já para as amostras coletadas na zona de confinamento, o aumento das concentrações de sódio faz com que as concentrações de cálcio apresentem uma diminuição.

Esta relação entre as concentrações de cálcio e sódio é facilmente observada na Figura 7.19: existe um aumento na relação para as amostras de águas provenientes de quase todos os poços, à exceção dos poços na zona de maior confinamento, que apresentam concentrações de sódio acima de 1meq/L e a relação deixa de existir.

A relação entre cálcio e magnésio é apresentada na Figura 7.20, que mostra uma relação exponencial de crescimento das concentrações de cálcio frente às de magnésio, na zona de afloramento e recarga e nos poços mistos, relacionada provavelmente à dissolução de espécies carbonáticas, na qual está incluída a dolomita; enquanto, na zona de maior confinamento, em função da saturação nas espécies carbonáticas (calcita e dolomita) esta relação deixa de existir.

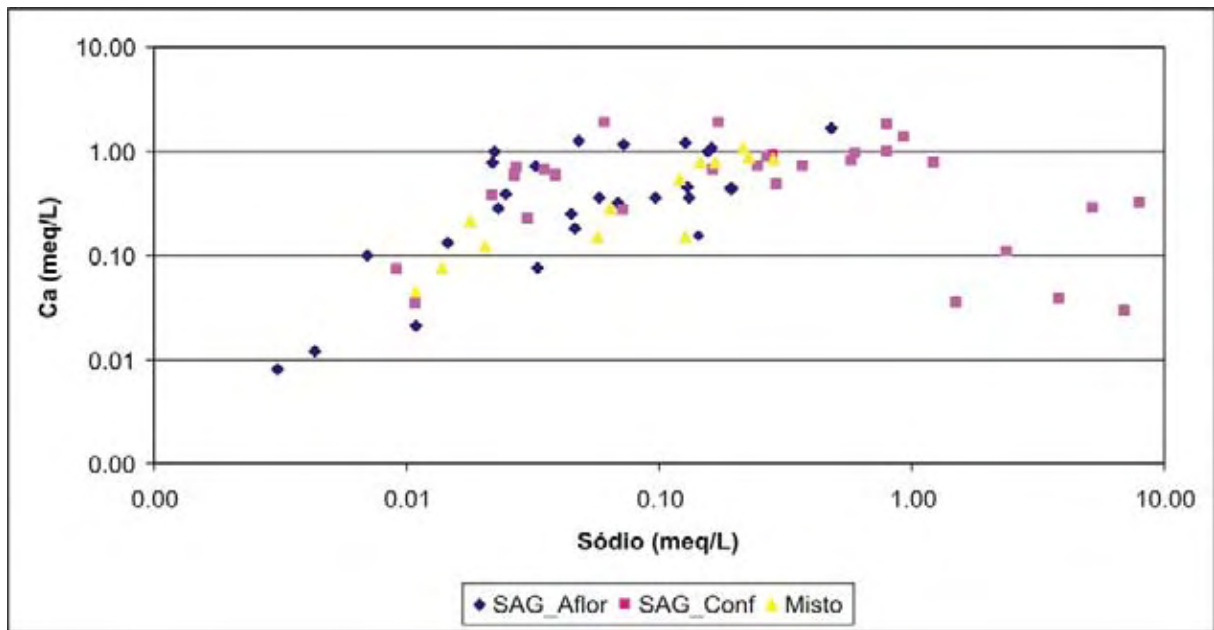


Figura 7.19. Variação das concentrações de cálcio comparadas com as de sódio.

Os outros cátions (nitrato, cloreto e sulfato) ocorrem geralmente em pequenas concentrações nas amostras analisadas, exceção feita às amostras coletadas em poços onde o aquífero encontra-se bastante confinado, que apresentam concentrações elevadas de cloretos e sulfatos.

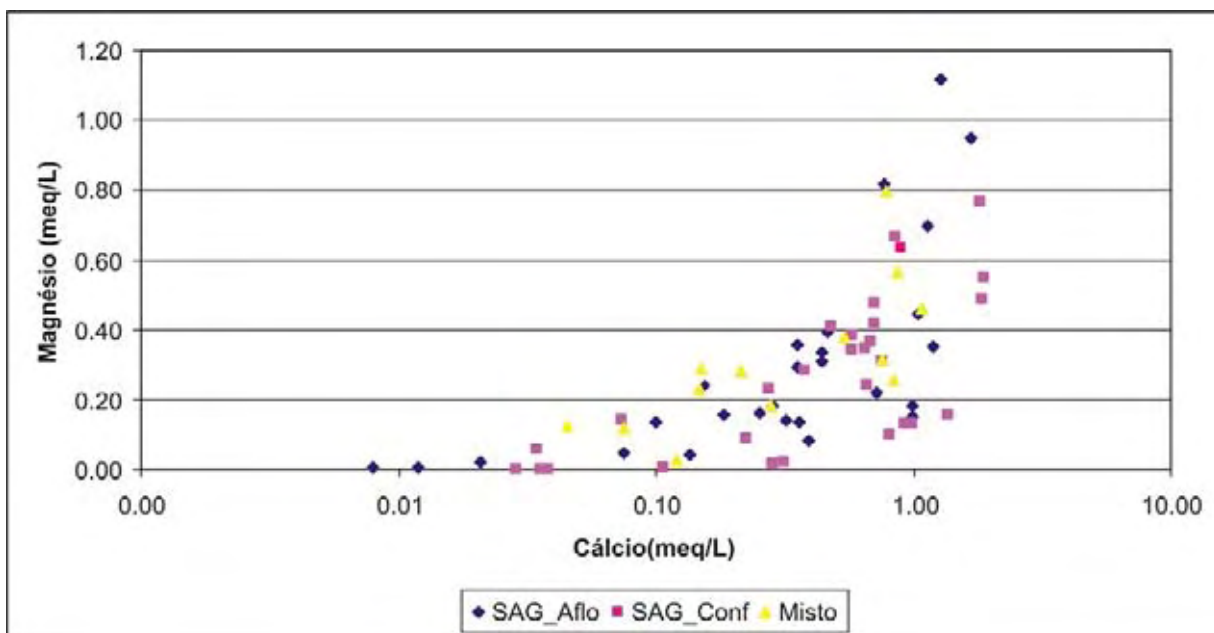


Figura 7.20. Variação das concentrações de cálcio comparadas com as de magnésio.

Segundo Silva (1983), a ocorrência de altas concentrações de cloreto e sulfato nas águas subterrâneas, sob condições de confinamento severo, estaria associada à concentração gradativa, função do longo tempo de permanência das águas no interior do aquífero. Entretanto, como exposto acima, apesar da distribuição das amostras não ser a ideal, não existem indicativos de aumento progressivo para estes dois ânions, que possam corroborar este modelo geoquímico. Em função do aumento nas concentrações não ser linear para estes dois ânions, a hipótese de mistura de águas provenientes de aquíferos sobrepostos ao SAG pode ser a mais plausível.

Em amostras de poços mais rasos, como o piezômetro perfurado em Camapuã, tem-se a ocorrência de cloretos e nitratos em concentrações elevadas, devido provavelmente à contaminação por esgoto doméstico, o que ocorre também na amostra coletada no poço RRP001, localizado ao lado da estação de tratamento de esgotos do município de Ribas do Rio Pardo, e próxima ao ponto de lançamento na rede de drenagem.

7.2.3 Razões Iônicas

As relações entre os íons dissolvidos nas águas subterrâneas podem estar associadas às litologias atravessadas, indicar a ação de fenômenos modificadores, ou ainda indicar alguma característica específica da água considerada (CUSTÓDIO & LLAMAS, 1983).

No caso das amostras de águas coletadas no âmbito desta pesquisa, o interesse específico de se estudar e compreender as razões iônicas reside na busca do entendimento da evolução geoquímica das águas subterrâneas ao longo das principais direções de fluxo.

Os valores das principais razões geoquímicas calculadas são apresentados no Anexo 03, juntamente com os resultados analíticos.

A razão rMg^{+2}/rCa^{+2} para as águas subterrâneas apresentam valores que variam de 0 até 8,83, com comportamento distinto em relação ao aquífero captado e à sua posição geográfica dentro do SAG.

Para os poços amostrados que captam água no SASG e aqueles mistos, os valores para esta razão são geralmente superiores ou próximos a 1, conforme já apontado por Lastoria (2002), para as águas do SASG em Mato Grosso do Sul.

As águas coletadas onde o SAG encontra-se aflorante apresentam valores normalmente inferiores a 1, e com o aumento do confinamento esta razão passa a apresentar valores menores, como por exemplo na região de Campo Grande, onde os valores variam de 0,5 a 0,8, e ao longo da linha de fluxo entre Aporé (GO) – Três Lagoas (MS), apresentando valores de 0,40 em Aporé (GO), 0,26 em Inocência (MS) e 0 em Três Lagoas (MS).

Em poços onde os arenitos do SAG são sobrepostos por basaltos, os valores para esta razão são superiores à unidade, que pode indicar a existência de algum tipo de fluxo descendente através dos basaltos, que influenciariam na composição final das águas do SAG.

As relações entre os metais alcalinos (rK^+/rNa^+) variam de valores próximos a zero para o SAG na zona de maior confinamento, aumentando para valores que podem chegar até 20,92 nas áreas de afloramento e recarga. Estes valores mais altos estão relacionados à dissolução sofrida pelos feldspatos devido à infiltração das águas de chuva ricas em CO_2 , conforme observado pela microscopia ótica em seções delgadas de amostras de rocha.

A diminuição destes valores em direção à zona de maior confinamento do aquífero é função direta da fixação de potássio pelos argilominerais dos arenitos e aumento das concentrações de sódio, devido a troca iônica e o fluxo ascendente de águas dos aquíferos sotopostos, ricas em cloreto e sódio.

A relação entre os metais alcalinos e os alcalinos terrosos pode ser avaliada através da razão rNa^+/rCa^{+2} e pelo itb (Índice de Troca de Bases), que possibilitam a compreensão de processos relacionados a trocas de bases pelas argilas presentes nos litotipos constituintes do aquífero, ou ainda determinar a possibilidade de precipitação de carbonatos de cálcio ao longo do sentido de fluxo das águas subterrâneas.

A razão rNa^+/rCa^{+2} apresenta valores que variam de 0,022 até 244, sendo possível constatar uma relação particular com a condutividade elétrica medida em campo (Figura 7.21). Observa-se que para valores de condutividade elétrica de até 250 $\mu S/cm$, as razões rNa^+/rCa^{+2} são normalmente baixas (<1), para todas amostras, independente do aquífero captado ou da condição de confinamento à qual está submetido o SAG. Com o aumento da condutividade, função do aumento do confinamento, ocorre um incremento nesta relação devido ao aumento nas concentrações de sódio e diminuição nas concentrações de cálcio das águas subterrâneas, caracterizado pela passagem das águas bicarbonatadas cálcicas para as bicarbonatadas sódicas.

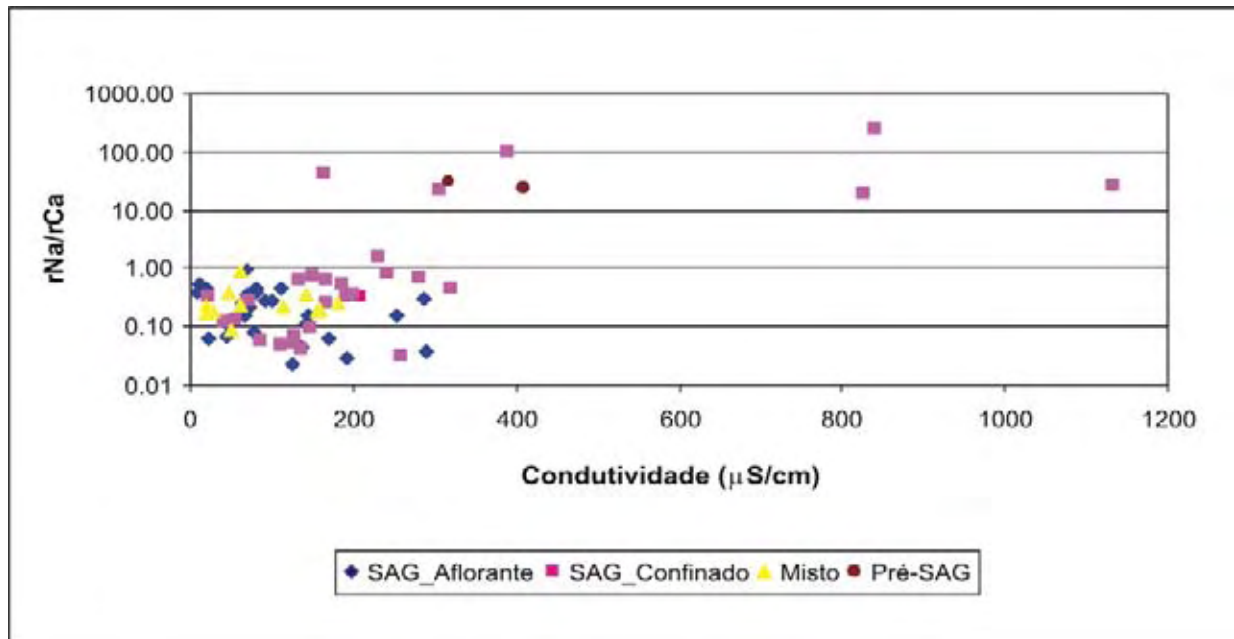


Figura 7.21. Relação entre a condutividade elétrica e a rNa^+/rCa^{+2} .

O itb (Índice de Troca de Bases) foi calculado por meio da razão entre as concentrações dos metais alcalinos e os ânions principais, e apresenta diminuição dos valores em função do aumento do confinamento. Para condutividades de até 400 $\mu S/cm$, os valores do índice encontram-se entre 0,00 e -0,40, passando a valores abaixo de -0,80, para as águas mais salinizadas, indicando claramente a retenção dos alcalino-terrosos e liberação dos metais alcalinos (Figura 7.22).

É interessante observar que o comportamento das amostras de água coletadas em poços captando água em unidades sotopostas ao SAG é bastante semelhante ao das amostras coletadas no SAG em condições de maior confinamento.

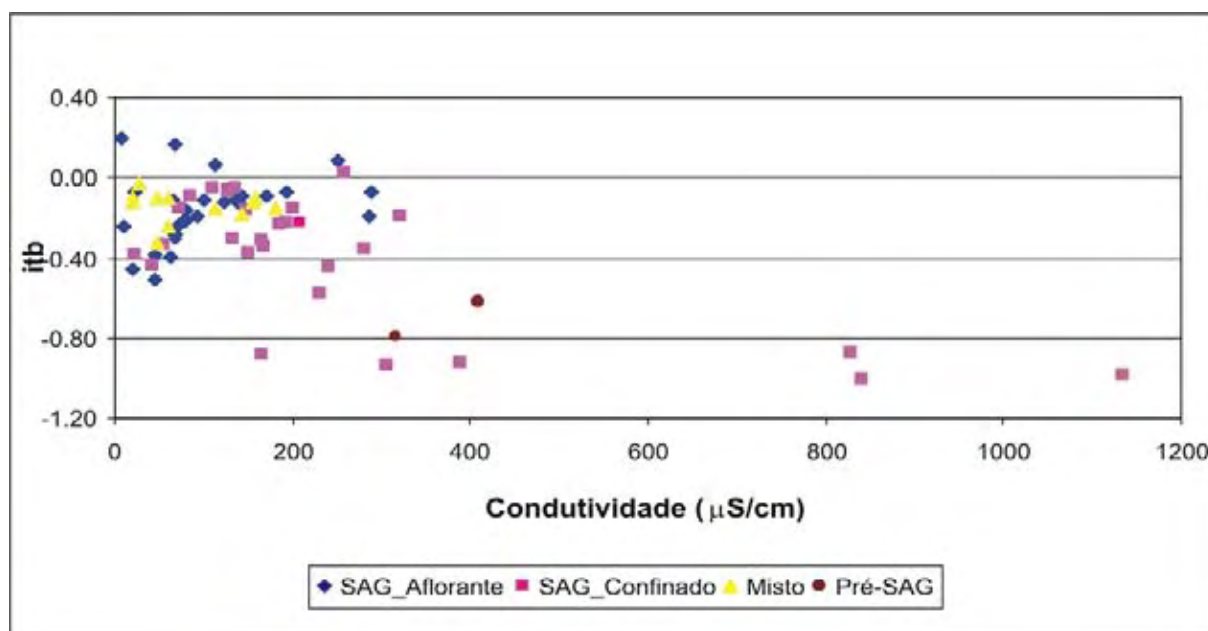


Figura 7.22. Relação entre a condutividade elétrica e o itb.

A razão entre os ânions $rCl^-/rHCO_3^-$ varia entre 0,00 e 1,163, indicando uma tendência e enriquecimento em cloreto com o aumento do confinamento e, nos casos de poços mais rasos, como os perfurados nas cidades de Itaporã e Camapuã, a possibilidade de contaminação por ação antrópica. Normalmente os valores para esta razão são muito baixos, função da própria característica da água, que tem como ânion principal o bicarbonato e baixas concentrações de cloreto.

A razão rSO_4^{2-} / rCl^- , que varia entre 0,00 e 2,46 para as amostras de água do SAG, apresenta um aumento em função do aumento do confinamento e da condutividade (Figura 7.23), com exceção da água coletada na fonte de Lagoa Nova (FON001), que por apresentar alta concentração de sulfato, apresenta uma razão mais elevada.

As amostras de água coletadas nos poços de Jataí (GO), que captam água nas formações sotopostas ao SAG, apresentam valores para esta relação muito elevados (>50), função das altas concentrações de sulfato frente ao cloreto.

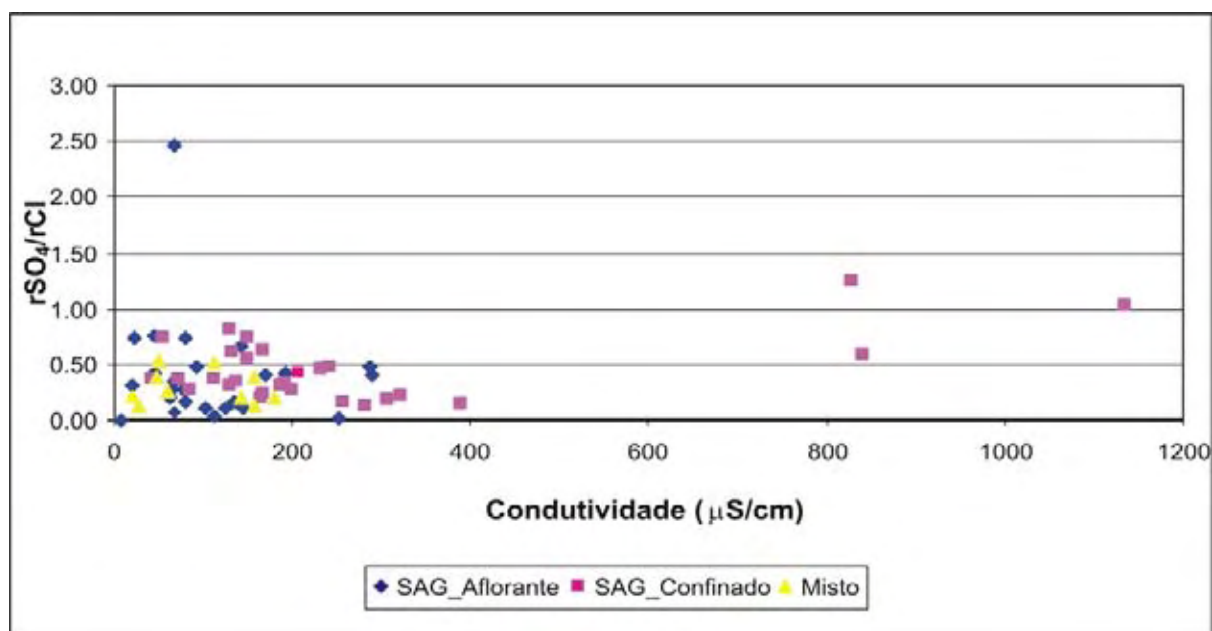


Figura 7.23. Relação entre a condutividade elétrica e a rSO_4^{2-}/rCl .

7.3. ANÁLISE TERMODINÂMICA

Como maneira de se compreender os controles termodinâmicos da composição das águas subterrâneas, cálculos de equilíbrio entre espécies minerais e de especiação foram efetuados utilizando-se o *software* PHREEQ-C Interactive Version 2.8 (PARKHURST & APPELO, 1999).

O programa soluciona, segundo o modelo de associação iônica da fase aquosa, uma série de equações químicas escritas em termos das espécies presentes na solução, pela aplicação da lei de ação de massas, oxi-redução e balanço de massas.

É assumido o equilíbrio termodinâmico entre as espécies dissolvidas na fase aquosa, menos nos casos de alterações de estados de valência, trabalhando com as seguintes variáveis para cada espécie: a atividade (a_i), o coeficiente de atividade (γ_i), a molalidade (m_i) e o número de moles dissolvidos na solução (n_i).

Os cálculos da distribuição das espécies aquosas de uma amostra de água, a temperatura e pH específicos, são efetuados a partir das equações de ação e balanço de massas.

Para reações de dissolução, a equação da Lei de Ação de Massas pode ser escrita da seguinte maneira:

$$K_i = \frac{\prod_n^{M_{aq}} m_n \gamma_n^{-c_{n,i}}}{\gamma_i m_i} \quad (3)$$

onde,

K_i – Constante de equilíbrio termodinâmico da espécie i , dependente de temperatura e pressão;

m_n – molalidade do elemento n na espécie i ;

γ_n – coeficiente de atividade do elemento n na espécie i ;

$c_{n,i}$ – coeficiente estequiométrico do elemento n na espécie i ;

γ_i – coeficiente de atividade da espécie i ;

m_i – molalidade da espécie i .

Já o balanço de massas é obtido pela seguinte relação:

$$m_{i,t} = \sum_j^i n_{i,j} m_j \quad (4)$$

onde,

$m_{i,t}$ – molalidade total do elemento i na solução;

$n_{i,j}$ – coeficiente estequiométrico do elemento i na espécie j ;

m_j – molalidade calculada da espécie j .

O cálculo da atividade de cada elemento é determinado pela equação:

$$a_i = m_i \gamma_i \quad (5)$$

onde,

a_i – atividade do elemento;

m_i – molalidade do elemento i na solução;

γ_i – coeficiente de atividade do elemento i .

Como as soluções apresentam baixas concentrações e salinidades, o cálculo da atividade dos cátions e ânions é feito utilizando-se a equação de Debye-Hückel, descrita com detalhes por Garrels & Christ (1965).

Outro parâmetro importante, no estudo das relações termodinâmicas, é o Índice de Saturação das soluções frente a determinadas fases minerais, determinado pelo logaritmo da relação entre o IAP (*ion activity product*) e o K_{SP} (produto da solubilidade), conforme equação abaixo:

$$I_{sat} = \log \frac{IAP}{K_{sp}} \quad (6)$$

Como forma de compreender o equilíbrio existente entre as águas do SAG e as espécies minerais presentes no seu arcabouço litológico, foram elaborados diagramas de atividade para associações mineralógicas identificadas.

Estes diagramas de atividade representam o equilíbrio entre espécies minerais e soluções aquosas, e auxiliam de maneira considerável na descrição e interpretação das relações entre fases em sistemas geológicos (BOWERS et al., 1984).

A sua construção é baseado em uma série de premissas, o que segundo Langmuir (1997) pode limitar a sua aplicação:

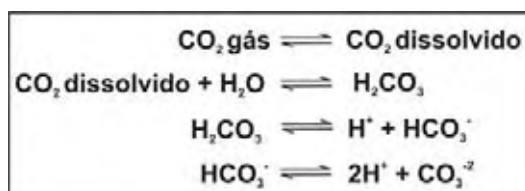
- ✓ os diagramas de fase (mineral/solução) assumem a ocorrência de equilíbrio entre todas as fases presentes;
- ✓ as fases plotadas são assumidas como puras e com composição fixa, correspondendo às fases existentes nos sistemas naturais de interesse;
- ✓ os dados termodinâmicos disponíveis são acurados para todas espécies envolvidas, tanto as sólidas quanto as líquidas;
- ✓ em vários destes diagramas, o alumínio é assumido como insolúvel e conservado dentro do reagente, produzindo fases sólidas.

As relações termodinâmicas, os métodos empregados na construção e a interpretação destes diagramas estão resumidas em uma série de publicações (p.ex. GARRELS & CHRIST, 1965; HELGESON, 1968 e 1970). A posição e a inclinação das retas, que representam os limites entre os campos nos diagramas, são determinadas pela estequiometria dos minerais e a constante de equilíbrio para a reação reversível escolhida para representar o estado de equilíbrio.

7.3.1 Equilíbrio em Carbonatos

Como observado anteriormente, existe um claro zoneamento do SAG quanto ao seu grau de confinamento e, portanto com relação ao seu comportamento frente ao CO₂ e ao O₂ atmosférico, que são fundamentais na composição química das águas subterrâneas.

As reações que ocorrem durante esta interação são apresentadas abaixo e são de grande importância no controle do pH e da alcalinidade das soluções.



O equilíbrio em carbonatos foi analisado por meio da relação entre o índice de saturação de calcita e a condutividade, que indica o grau de salinização das águas, e o pH, que mostra a evolução das reações das espécies carbonáticas (Figuras 7.24 e 7.25).

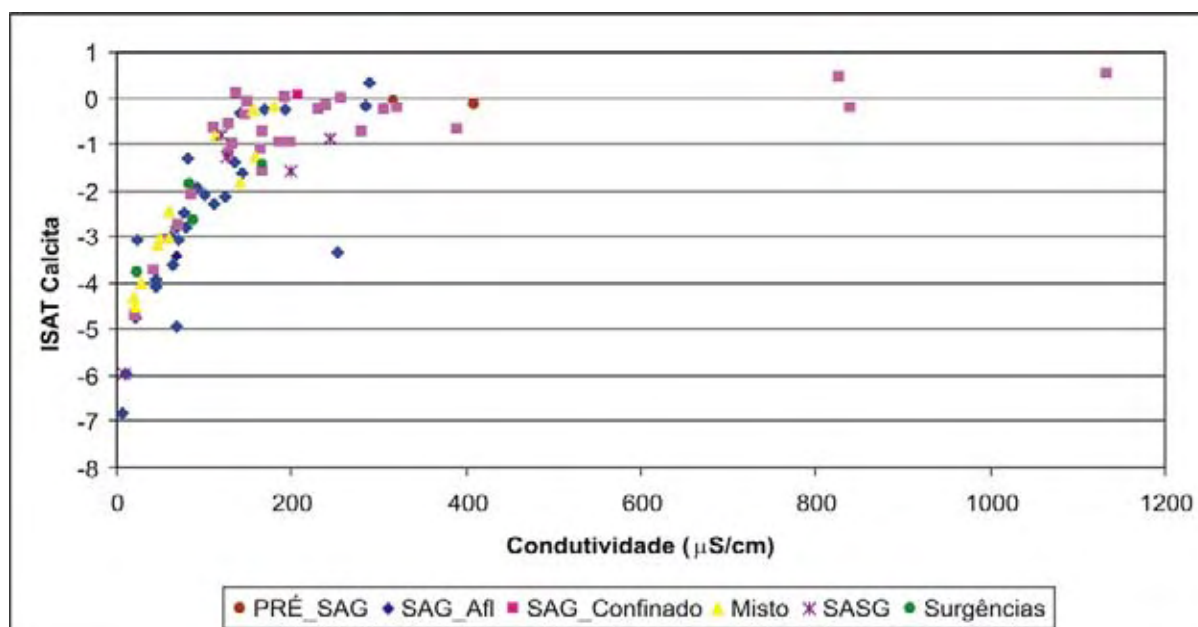


Figura 7.24. Gráfico mostrando a variação do índice de saturação em calcita em função do aumento da condutividade elétrica das águas.

A maior parte das amostras coletadas se encontram sub-saturadas em relação à calcita, excetuando-se as amostras coletadas nos poços onde o SAG encontra-se confinado pelos basaltos, mostrando que a evolução ao longo das linhas de fluxo, quando o sistema passa a ser fechado em relação a novos aportes de CO₂ atmosférico, faz com que ocorra este aumento dos índices de saturação em calcita.

Comparando-se com os índices de saturação apresentados por Silva (1983) para as águas do SAG no estado de São Paulo, se observa que, na borda leste da Bacia do Paraná, as águas apresentam uma tendência a alcançar a saturação em regiões mais próximas à zona de recarga do que na borda oeste.

As Figuras 7.24 e 7.25 mostram claramente a saturação em calcita com o aumento do pH e da salinidade. É interessante observar que a ocorrência de carbonatos está associada a pH's maiores que 8,3, enquanto águas com maior tempo de residência no aquífero, e conseqüentemente maior salinização, apresentam-se saturadas em relação a calcita.

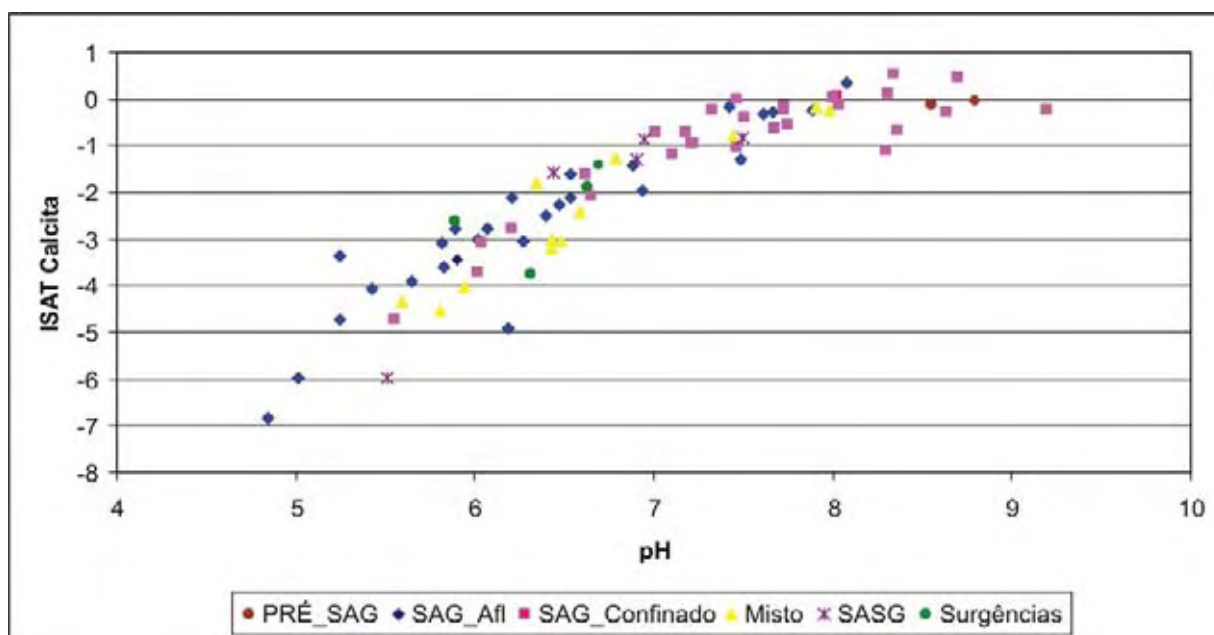


Figura 7.25. Gráfico mostrando a variação do índice de saturação em calcita em função do aumento do pH das águas.

Esta situação de equilíbrio e saturação com a calcita tem clara relação com a presença de cimento carbonático nas rochas do aquífero, determinando condições que podem facilitar o fluxo das águas subterrâneas.

A análise petrográfica, de arenitos das formações Botucatu e Pirambóia, apresentada anteriormente, indica a ocorrência de cimento carbonático, principalmente nas amostras coletadas na região de Camapuã.

7.3.2 Equilíbrio em Sílica

O quartzo pode ser considerado um mineral bastante resistente e estável quimicamente; entretanto, pode ser observada a presença de cimentação por sílica em diversas amostras analisadas petrograficamente, conforme discutido anteriormente.

A ocorrência de sílica está associada geralmente à ação intempérica sobre minerais silicáticos, de forma que a maior parte do ácido silícico (H_4SiO_4), presente em soluções aquosas, é produto da dissolução de aluminossilicatos (feldspatos e micas), sendo o quartzo um mineral residual (HUTCHON et al., 1999).

Os conteúdos de sílica observados nas águas subterrâneas encontram-se entre 5 e 50 mg/L, relacionados a condições entre a saturação em quartzo e àquela em sílica amorfa (HUTCHON et al., 1999).

Nos gráficos das Figuras 7.26 e 7.27, abaixo, observa-se os índices de saturação da sílica frente à variação da condutividade elétrica e do pH. Todas as amostras mostram-se supersaturadas em relação ao quartzo, mas as amostras coletadas na zona onde o aquífero encontra-se confinado apresentam uma tendência à diminuição dos índices de saturação, sem entretanto chegar a condições insaturadas.

Como existe uma relação direta entre o pH e a condutividade elétrica das águas, pode-se observar a mesma relação de decréscimo no índice de saturação em quartzo com o aumento do pH, função do aumento da solubilidade do quartzo com aumento da temperatura e do pH.

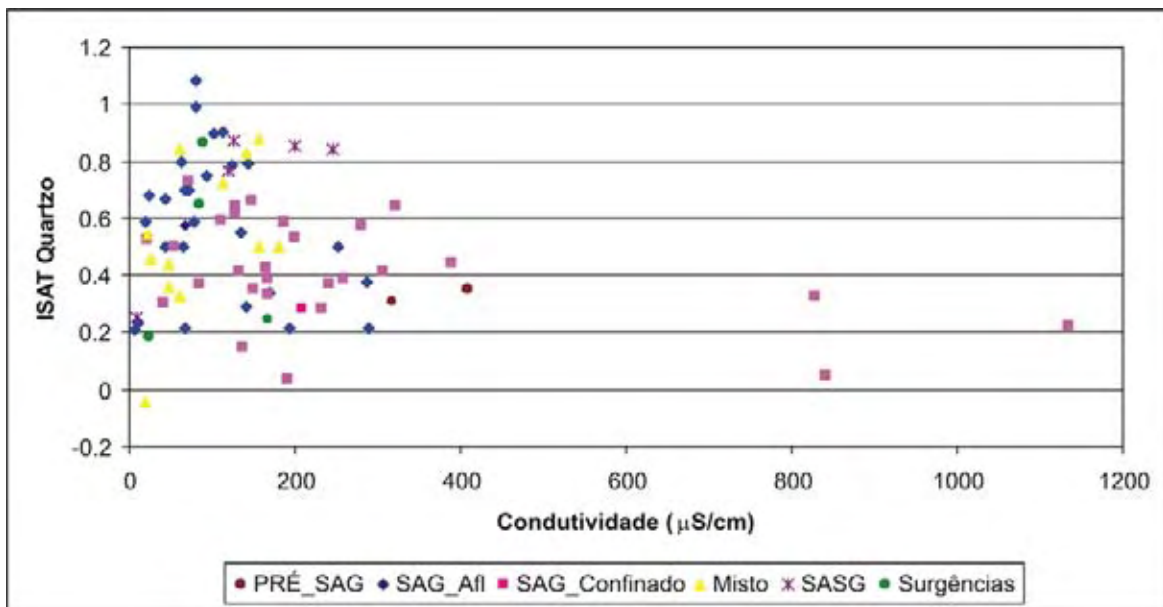


Figura 7.26. Gráfico mostrando a variação do índice de saturação em quartzo em função do aumento da condutividade elétrica das águas.

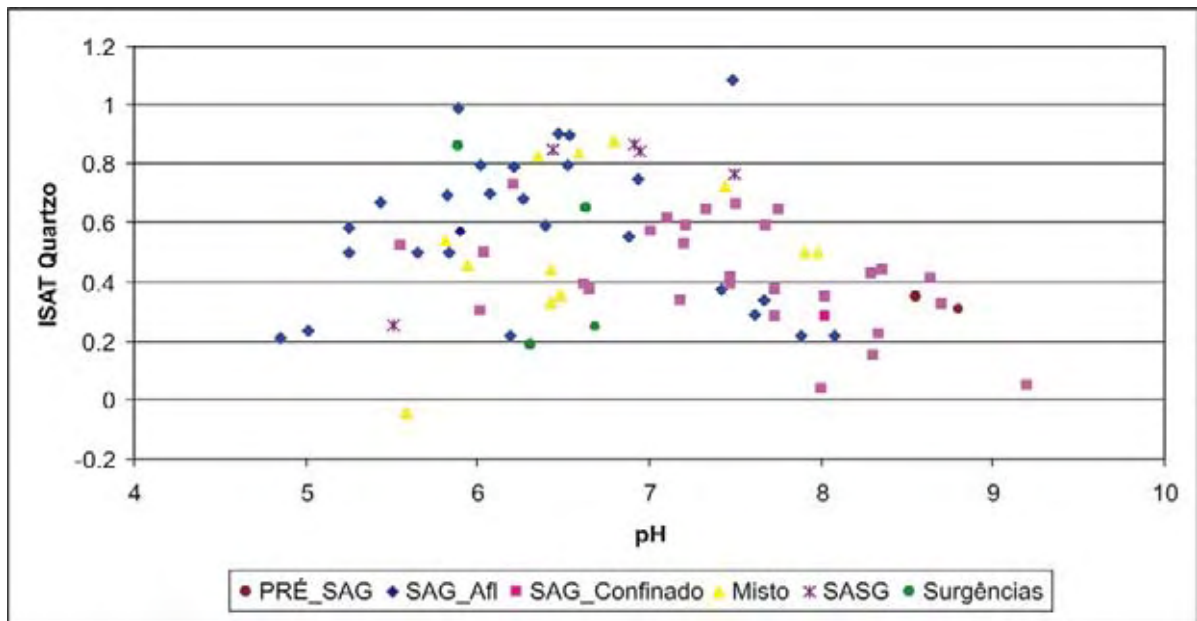


Figura 7.27. Gráfico mostrando a variação do índice de saturação em quartzo em função do aumento do pH das águas.

A comparação dos índices de saturação em quartzo e calcita é apresentada no gráfico da figura 7.28, e mostra que o aumento da saturação em calcita, decorrente das reações da série carbonática, é acompanhado pelo decréscimo da saturação em quartzo.

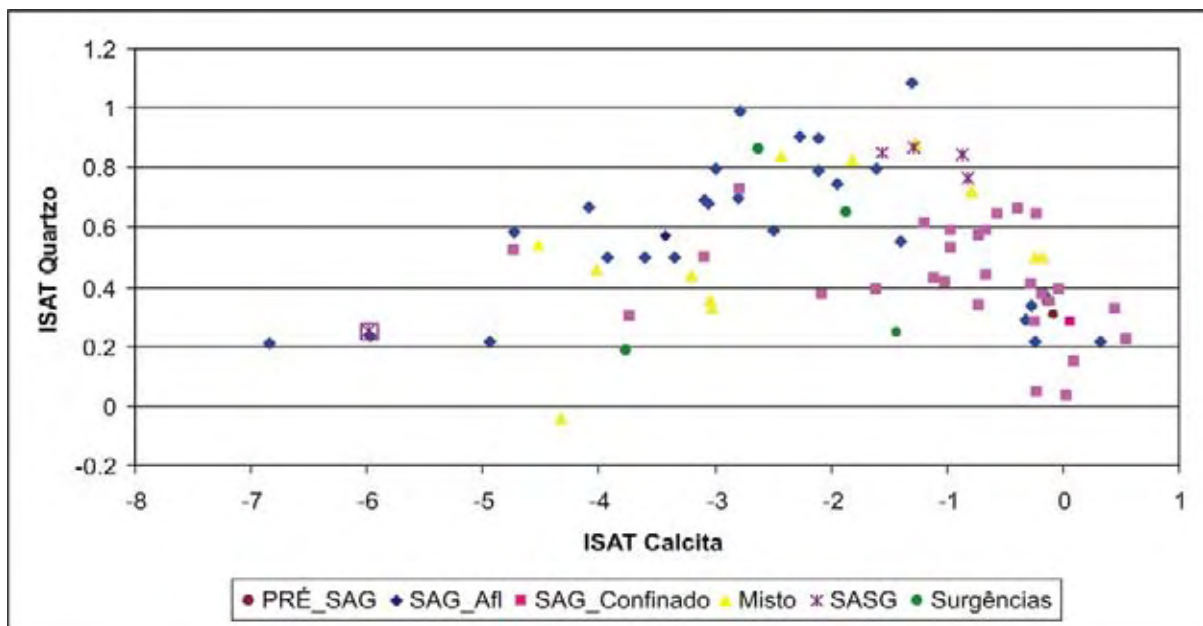


Figura 7.28. Gráfico mostrando a variação do índice de saturação em quartzo versus o índice de saturação em calcita.

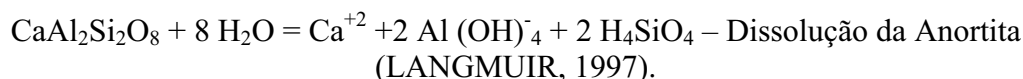
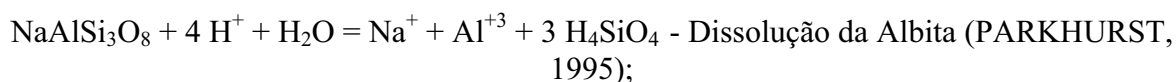
As amostras coletadas na zona de afloramento apresentam um aumento no índice de saturação em quartzo para as amostras extremamente insaturadas em calcita, passando a apresentar diminuição deste índice à medida que estas amostras vão atingindo a proximidade ou a saturação em calcita.

7.3.3 Argilominerais

Reações de hidrólise e/ou substituição que ocorrem na alteração de aluminossilicatos são as principais responsáveis pela concentração dos íons nas águas subterrâneas, em condições sem poluição ou ação antrópica, bem como da geração de argilominerais autigênicos, que podem alterar as condições de permeabilidade das rochas de um reservatório (DREVER, 1997).

A percolação de águas meteóricas nas zonas de recarga propicia, principalmente, a ocorrência de reações de hidrólise envolvendo água e gás carbônico, levando à desintegração dos minerais pela ação dos íons H^+ e OH^- da água (MATHESS, 1982).

Situação recorrente observada nas lâminas petrográficas é a dissolução completa dos feldspatos, que pode levar à geração de uma porosidade secundária importante, por meio de algumas reações exemplificadas abaixo:



As taxas de dissolução destas espécies minerais estão intimamente relacionadas ao pH sob condições de acidez, esta taxa diminui exponencialmente com a diminuição da concentração do íon H^+ , atingindo uma região de estabilidade sob condições de neutralidade,

e voltando a aumentar com o aumento do pH, conforme apresentado na Figura 7.29 (DREVER, 1997).

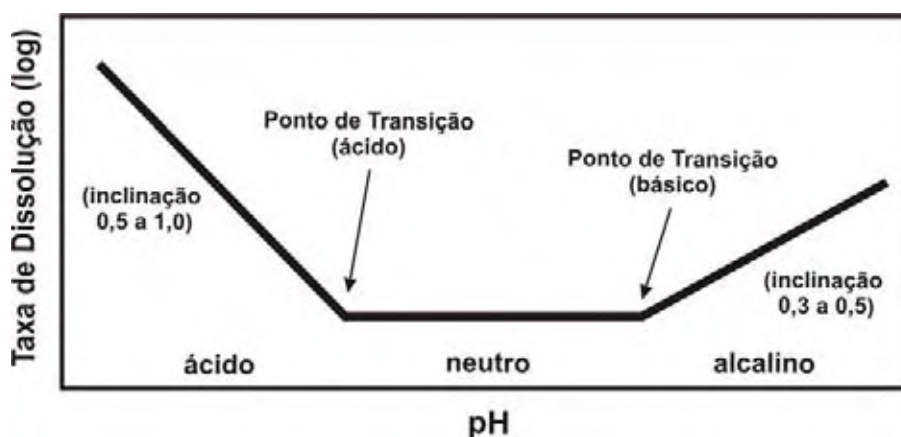


Figura 7.29. Correlação entre taxas de dissolução dos feldspatos e pH (Modificado de DREVER, 1997).

Para as espécies acima relacionadas, os pH's onde as taxas de dissolução são menores iniciam-se em 4,5, indo até 7,5 para a albita (DREVER, 1997).

Além da hidrólise total, a dissolução parcial e substituições destes aluminossilicatos por argilominerais são feições observadas durante a análise petrográfica, tendo sido identificadas argilas do tipo caulinita, montmorilonita e illita, que tem sua origem relacionada à dissolução e a substituição dos silicatos, e posterior precipitação autigênica, que preenche o espaço poroso.

A hidrólise total e a dissolução parcial que ocorrem nas áreas onde o SAG é livre, acabam por liberar cálcio, sódio, potássio e ácido silícico, que conduzem as águas subterrâneas desta região ao equilíbrio com a caulinita, especialmente para o sódio e o potássio, conforme pode ser observado nos diagramas de equilíbrio das Figuras 7.30 a 7.32.

Para o cálcio, parte das amostras coletadas onde o SAG é aflorante apresenta equilíbrio com as montmorilonitas cálcicas, o que é concordante com a identificação da presença de montmorilonitas nas amostras de rocha coletadas na faixa de afloramentos, conforme discutido anteriormente.

Diagrama de Estabilidade CaO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O

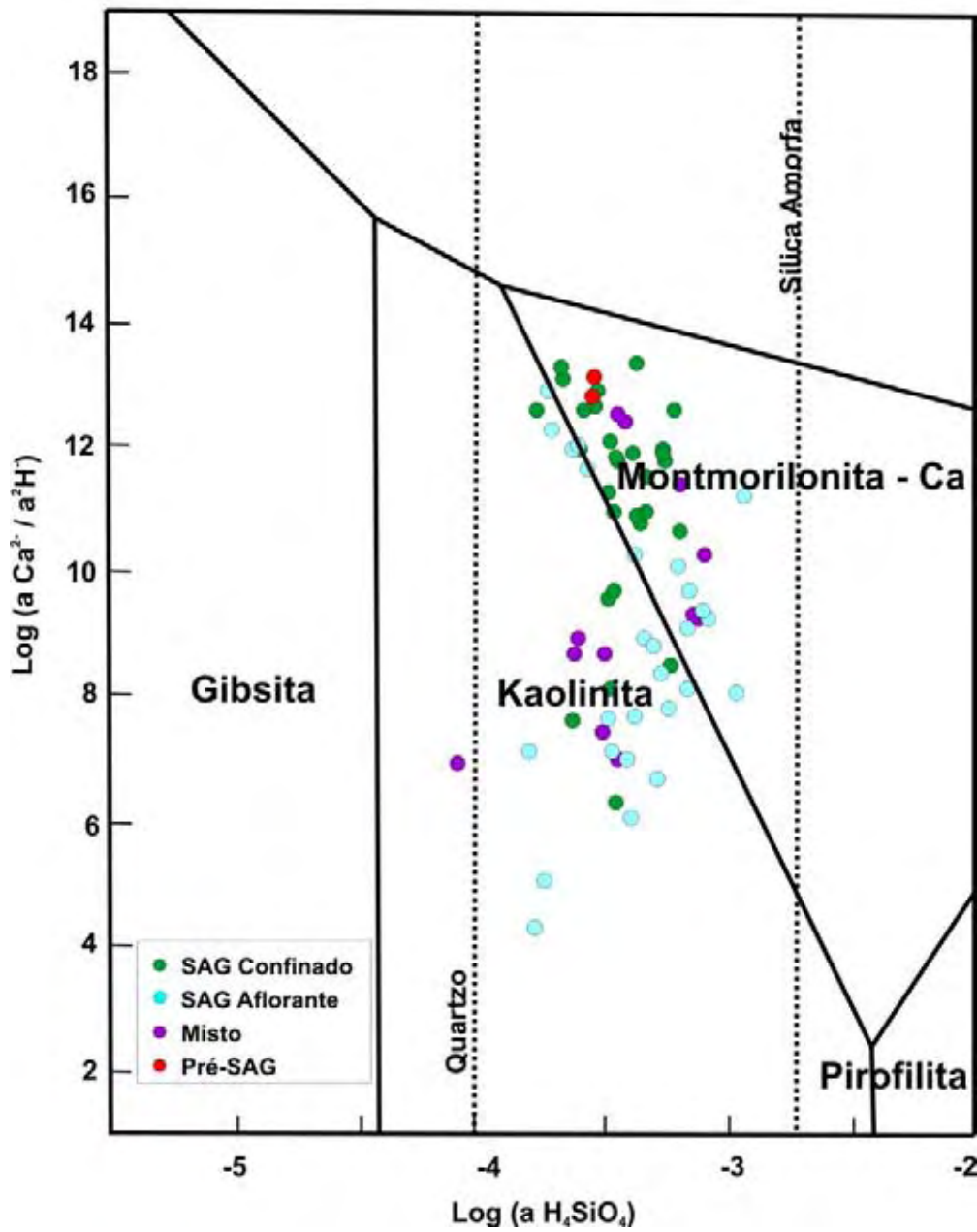


Figura 7.30. Diagrama de Estabilidade CaO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O.

Com o confinamento, o aumento do pH e a disponibilidade de cálcio, estas águas acabam evoluindo para uma situação de equilíbrio com as montmorilonitas cálcicas, o que não ocorre em relação ao sódio, uma vez que as concentrações desse elemento são muito baixas e apenas as amostras onde o aquífero encontra-se mais confinado atingem o equilíbrio com as montmorilonitas sódicas.

Diagrama de Estabilidade NaO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O

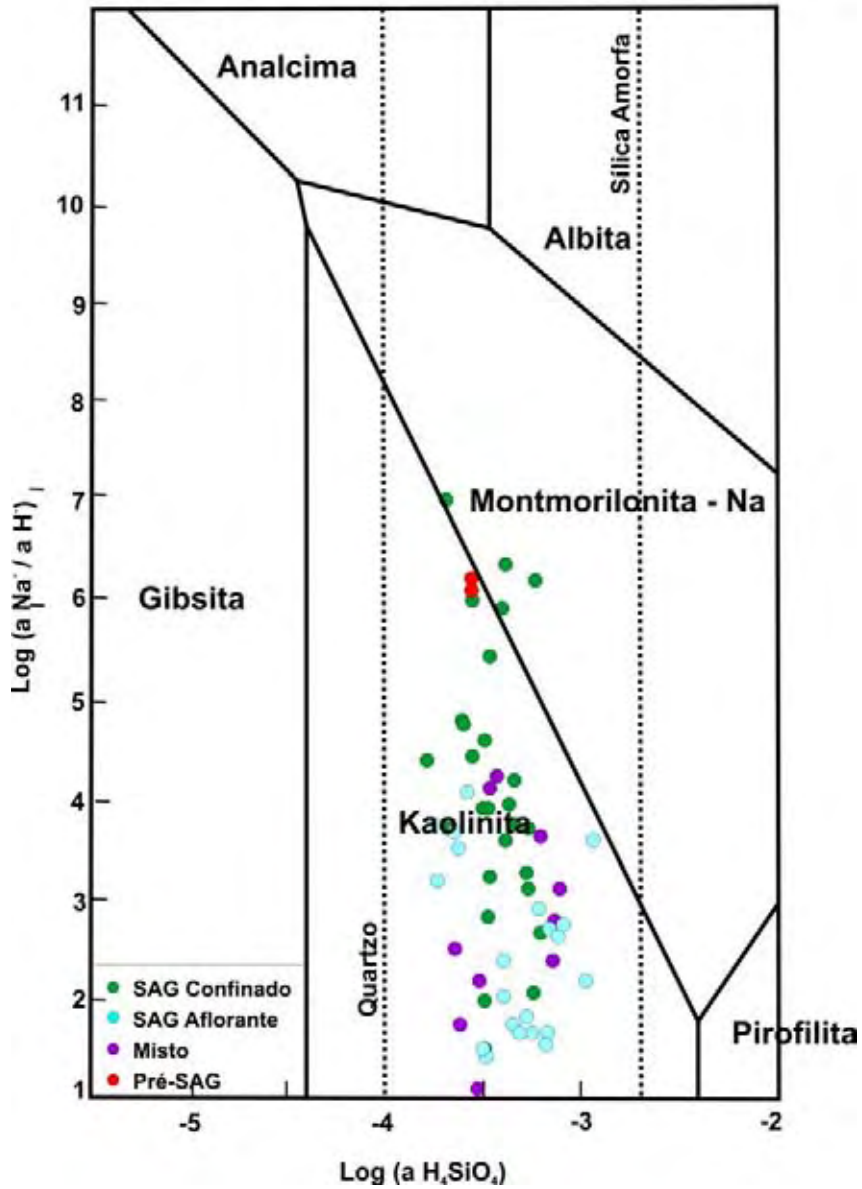


Figura 7.31. Diagrama de Estabilidade NaO – Al₂O₃ – SiO₂ – H₂O.

Diagrama de Estabilidade $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$

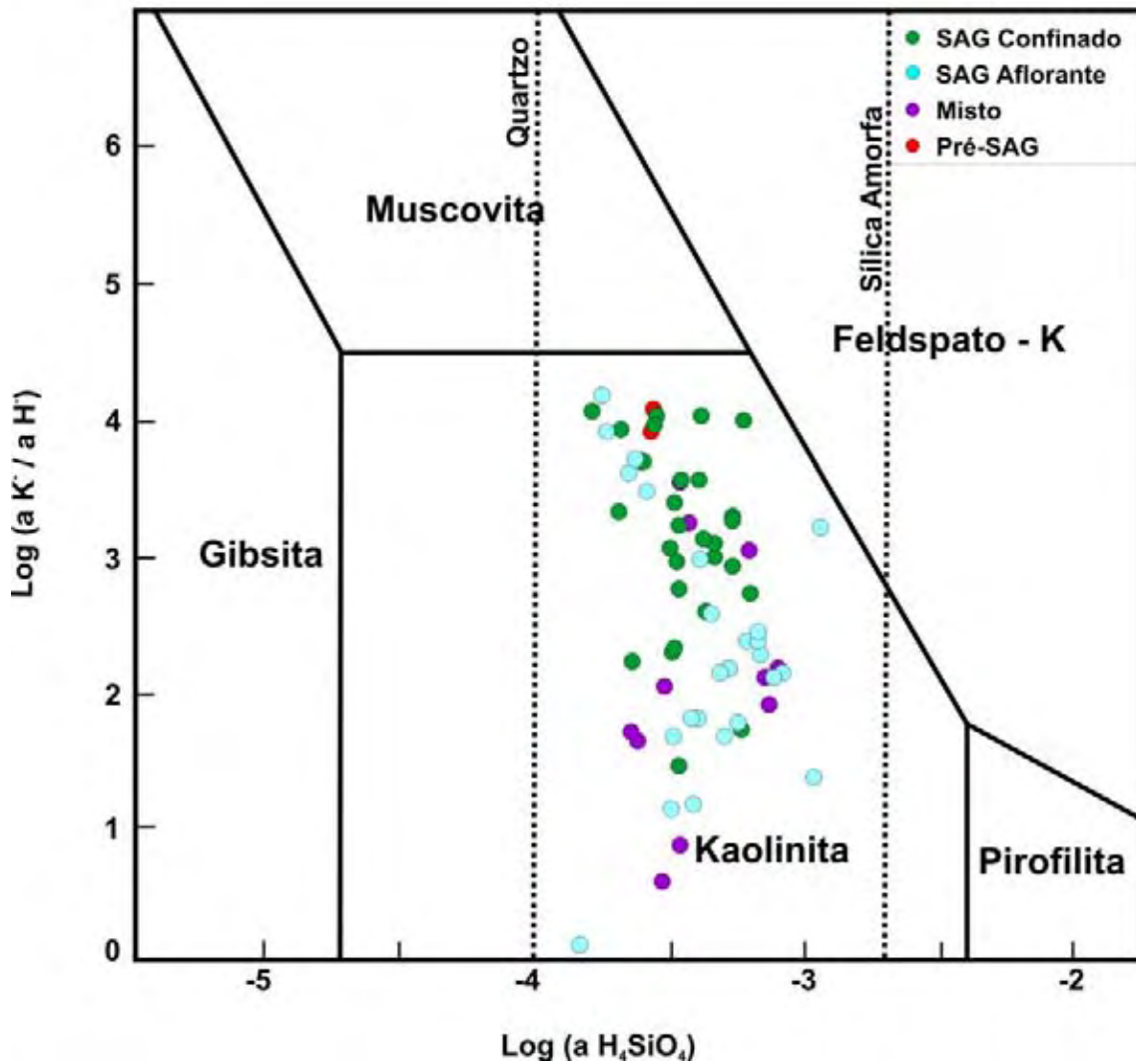


Figura 7.32. Diagrama de Estabilidade $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$.

Com relação ao potássio, a sua facilidade em ser adsorvido nas estruturas cristalinas das argilas faz com que todas as águas apresentem-se em equilíbrio com a caulinita, propiciando a hidrólise total dos feldspatos potássicos.

7.4. ISÓTOPOS AMBIENTAIS

Os isótopos estáveis são utilizados principalmente na compreensão dos processos evolutivos das águas subterrâneas, a partir de sua entrada no reservatório.

A análise do comportamento destes isótopos tornou-se rotina em hidrogeologia, complementando estudos hidrogeoquímicos e hidrodinâmicos, pois devido à assinatura isotópica peculiar, reflexo de processos ocorridos ao longo do ciclo hidrológico, eles são capazes de fornecer informações importantes relacionadas à proveniência de determinada água e sua possível idade, diferenciar origens diferentes e misturas entre águas subterrâneas, além de fornecer informações paleoambientais importantes a respeito da recarga destas águas subterrâneas (CLARK & ARAVENA, 2005).

A evolução das águas é avaliada em função do fracionamento isotópico da mesma, resultando em diferentes razões isotópicas entre uma área e outra, ocasionada por uma série de processos, como a evaporação, absorção, difusão e uma série de reações químicas de hidrólise de minerais presentes no arcabouço mineralógico do aquífero (DREVER, 1997).

Foram analisados os dados dos isótopos constituintes da molécula de água, oxigênio-18 e o deutério, e os relativos ao carbono-13, presentes nas espécies dissolvidas na água.

7.4.1 Oxigênio 18 e Deutério nas Águas Subterrâneas

Os resultados isotópicos de oxigênio-18 e deutério das águas subterrâneas foram comparados com a relação linear da reta de águas meteóricas mundiais e com os valores para as águas de chuva coletadas na cidade de Cuiabá, disponíveis no site da IAAE – Agência Internacional de Energia Atômica, através da base de dados GNIP DATABASE.

Apesar de existirem dados coletados na cidade de Campo Grande, a série histórica da estação de Cuiabá apresenta período maior de coleta, entre 1961 e 1987, que aliado à similaridade das informações e à proximidade desta cidade com a área de recarga do aquífero, localizada na região sul do estado de Goiás, influenciaram na escolha desta estação.

As razões isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ são apresentadas no Anexo 03, e para as amostras de água subterrânea variam respectivamente de -9,1 a -4,8‰ e -58,4 a -21,7‰, enquanto para as águas de chuva da estação de Cuiabá apresentam uma variação muito maior, respectivamente de -15,8 a +5,2‰ e de -111,4 a +47‰.

A distribuição destas análises e sua comparação com a reta meteórica mundial e os dados de chuva da estação de Cuiabá são apresentadas na figura 7.33, abaixo.

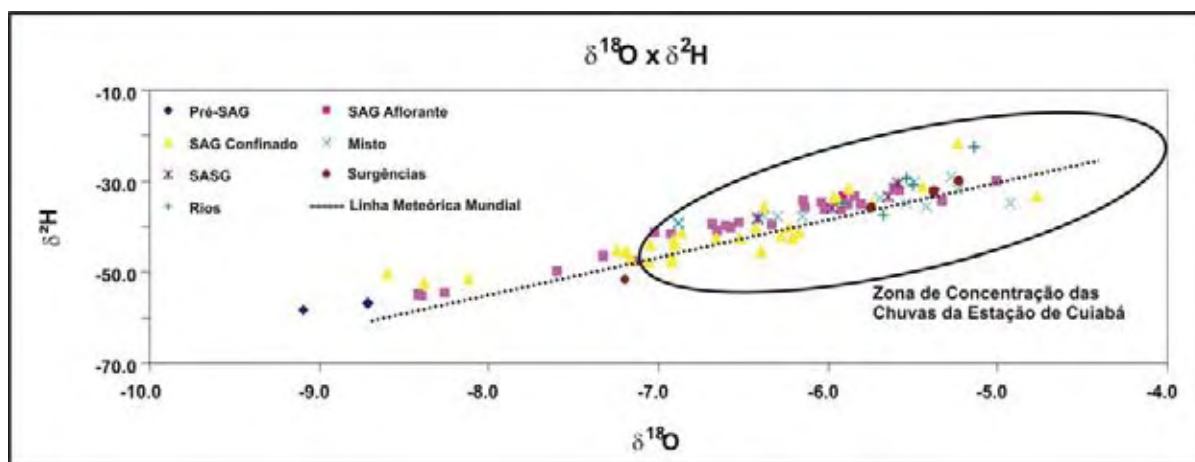


Figura 7.33. Relação $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ para as amostras de águas coletadas, comparadas com a reta meteórica mundial e com as chuvas na estação de Cuiabá.

As amostras de água subterrâneas do SAG aflorante, do SAG Misto, do SASG, dos rios, das surgências, e algumas amostras do SAG confinado apresentam relação direta com as águas meteóricas de Cuiabá. Entretanto as amostras dos poços Pré-SAG, do SAG em condições de confinamento mais extremo (Três Lagoas, Presidente Epitácio e Pereira Barreto), além de amostras dos poços de Camapuã e arredores, na zona de afloramento, apresentam assinaturas isotópicas distintas. A recarga destas águas teria ocorrido em clima distinto do atual, provavelmente em condições mais úmidas, uma vez que valores próximos a -9,0 a -8,0‰, segundo Dansgaard (1964), estão relacionados a eventos de maior quantidade de chuvas.

Além disto, pode-se observar que a maior parte das amostras encontra-se acima da linha meteórica, o que segundo Domenico & Scharz (1990) pode indicar fracionamento devido à hidratação de silicatos. Estes autores atribuem a processos de condensação, trocas

isotópicas com CO₂ atmosférico e com H₂S, bem como à hidratação de silicatos, as principais causas de desvios acima da linha meteórica.

A distribuição espacial das razões isotópicas para o $\delta^{18}\text{O}$ mostra que os valores maiores são encontrados na região de afloramentos ao sul do estado de Mato Grosso do Sul, e na região de recarga localizada no estado de Goiás, enquanto a faixa de afloramentos localizada na porção central do estado de Mato Grosso apresenta valores mais negativos para esta razão (Figura 7.34).

Isto indica claramente que os eventos de recarga ocorreram sob condições distintas da atual nesta região.

Kimmelman et al. (1986) apontam para uma pequena diferença entre as razões de $\delta^{18}\text{O}$ entre as áreas de recarga de São Paulo e Mato Grosso do Sul, neste último as razões são um pouco mais positivas, explicando este fato pelas diferenças de latitude, regime climático e altitude entre as duas áreas.

7.4.2 Carbono 13 na Fase Carbonática Dissolvida

A utilização de dados relativos a isótopos estáveis de carbono apresenta importância fundamental na determinação de reações químicas, transferência de massa e datações de águas subterrâneas, sendo que nos dois primeiros casos essas informações auxiliam no teste dos modelos de reações que ocorrem nestes ambientes (WIGLEY et al., 1978).

Andre et al. (2005) utilizam o pH e dados de $\delta^{13}\text{C}$ como variáveis independentes na calibração de modelagem hidroquímica de misturas de águas em aquíferos profundos da Bacia de Aquitania na França, com bons resultados.

A avaliação destas reações, e do equilíbrio existente entre as espécies carbonáticas dentro do aquífero permite a determinação das condições de dissolução, importantes para a verificação das condições de fracionamento isotópico do carbono, e que pode contribuir para a correção de informações relativas a datações efetuadas com a utilização do ^{14}C .

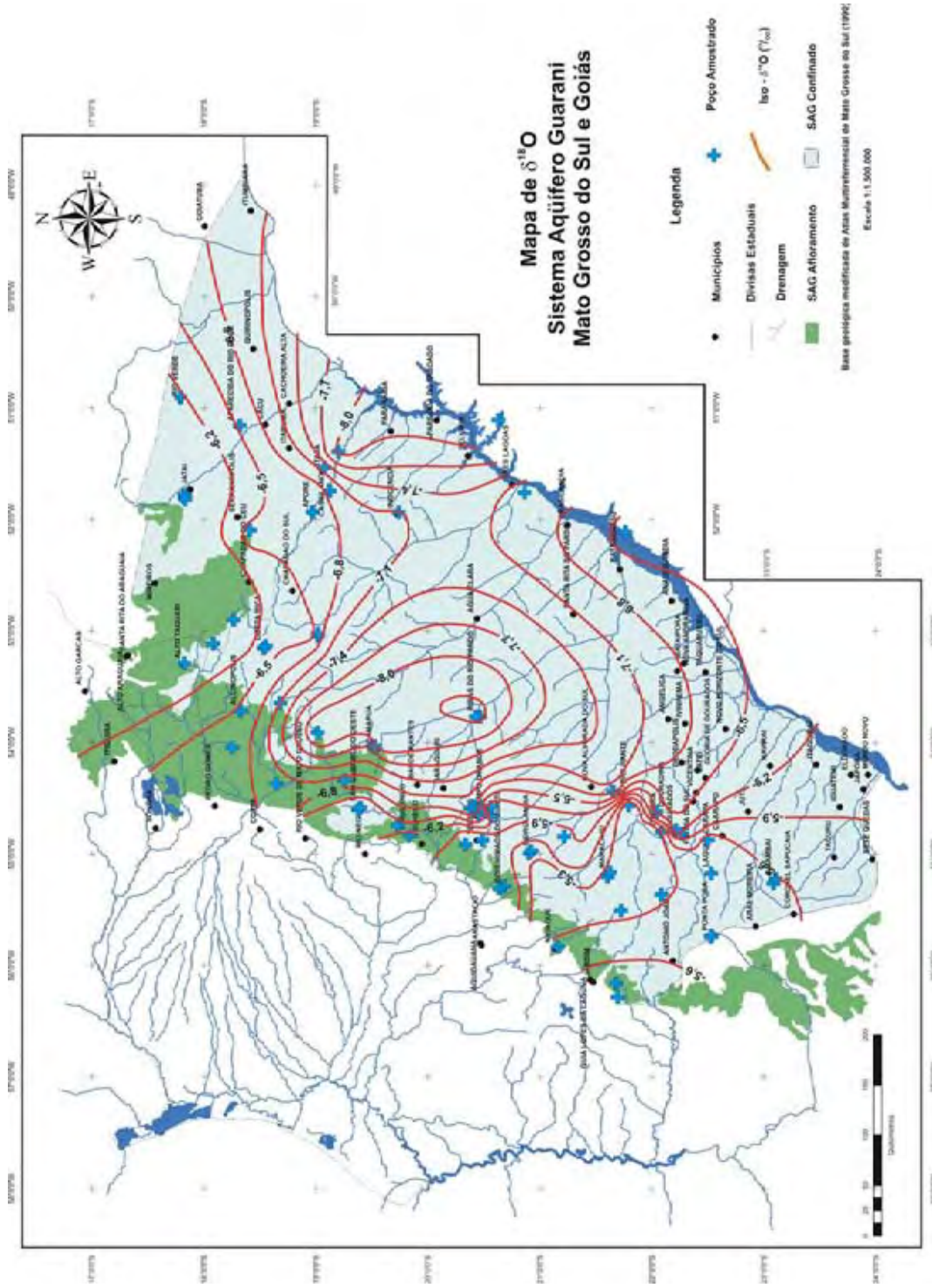


Figura 7.34. Mapa de distribuição de $\delta^{18}\text{O}$.

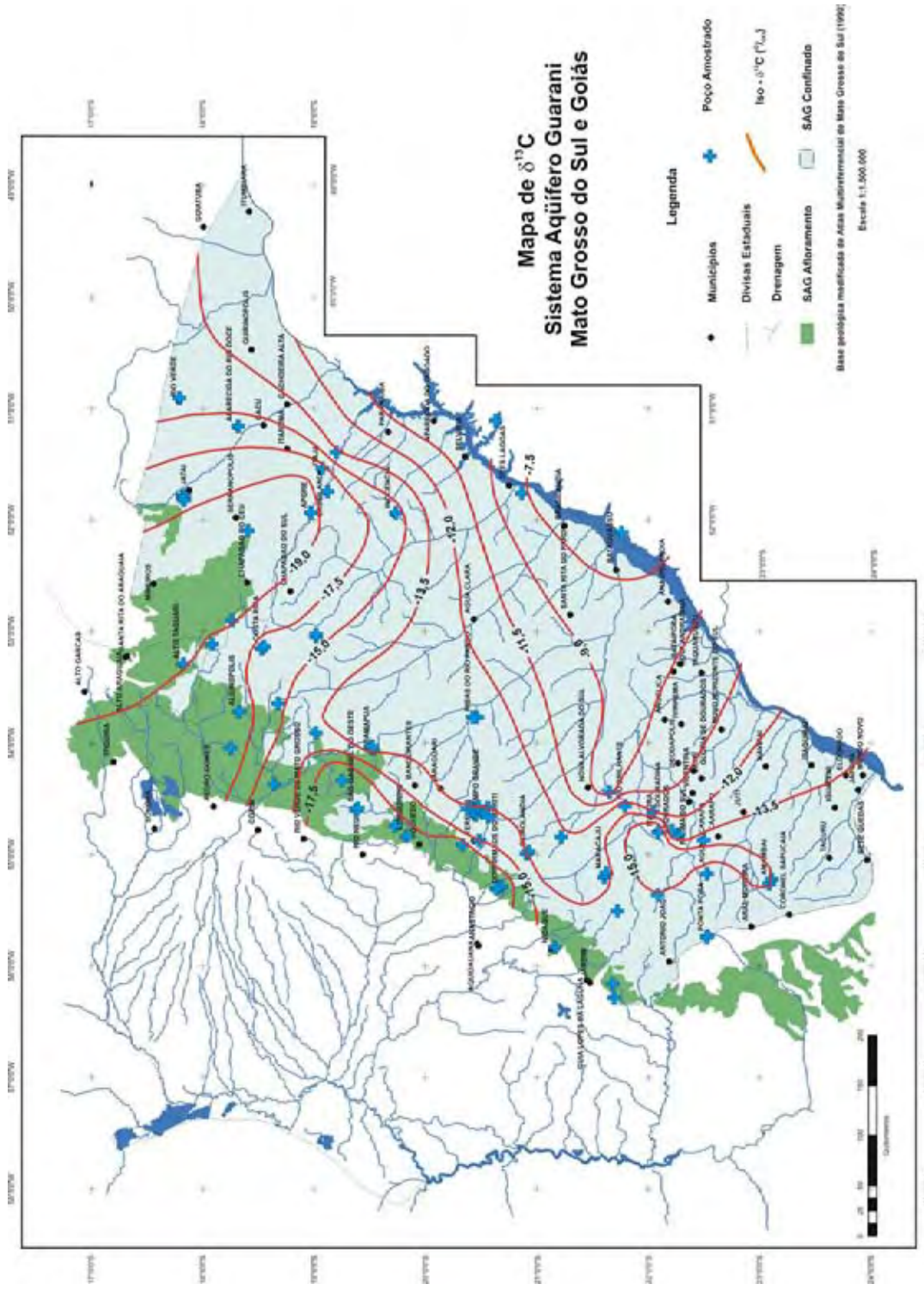


Figura 7.35. Mapa de distribuição de $\delta^{13}\text{C}$.

As razões para o $\delta^{13}\text{C}$ nas águas subterrâneas do SAG na área de estudo variam de -19,5‰ até -6,5‰, com tendência a aumento em direção a zona de maior confinamento, conforme pode ser observado no mapa da Figura 7.35.

Os valores menos enriquecidos, relacionados às zonas de recarga, são explicados pelo fracionamento ocorrido durante a passagem do CO_2 atmosférico e o bicarbonato dissolvido na água. Segundo Clark & Fritz (1997) o enriquecimento isotópico teórico para as condições de recarga encontradas, ou seja temperaturas próximas a 25 °C e pH abaixo de 6 situa-se entre 2 e 3, levando a valores para $\delta^{13}\text{C}$ ao redor de -20‰, assumindo-se que o $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 no solo é de -23‰.

A dissolução da calcita do cimento ao longo das linhas de fluxo explicaria o enriquecimento observado para as águas do SAG, até que seja alcançado o equilíbrio com a calcita.

Segundo Appelo & Postma (2005) águas em equilíbrio com a calcita, e que estão em sistemas fechados em relação a trocas com o CO_2 atmosférico, deveriam manter uma composição isotópica constante e estável. Sob esta situação encontram-se as amostras coletadas na zona de maior confinamento do aquífero, que conforme visto na análise termodinâmica encontram-se levemente saturadas em relação a calcita, entretanto estas amostras apresentam um enriquecimento isotópico, conforme pode ser observado no gráfico da Figura 7.36, que correlaciona o índice de saturação em calcita e a razão isotópica $\delta^{13}\text{C}$.

Segundo estes autores este enriquecimento estaria relacionado a três fatores, um primeiro associado à continuidade dos processos de dissolução de carbonatos devido a dedolomitização, o segundo relacionado à perda de cálcio em função da troca iônica por sódio, e finalmente a processos de metanogênese provocada por ação bacteriana.

A possibilidade da ocorrência de dedolomitização é muito pequena uma vez que temos uma diminuição muito brusca na razão Mg/Ca quando comparada com a condutividade elétrica, que deveria manter-se mais ou menos constante, conforme observado em aquíferos onde este processo ocorre (Smedley & Edmunds, 2002).

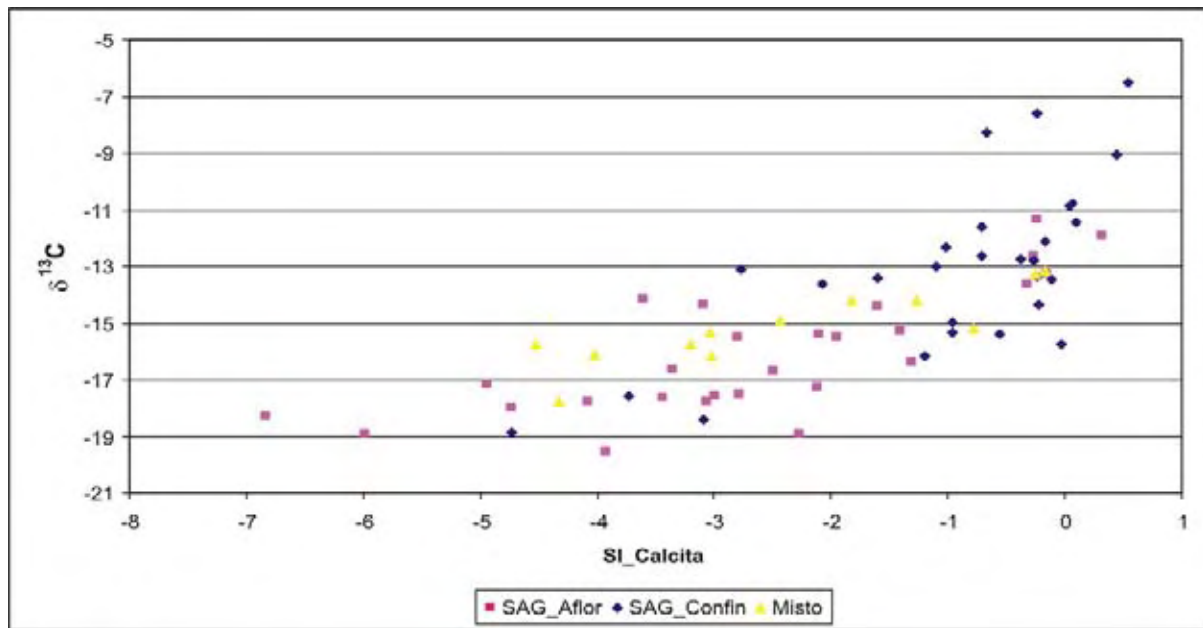


Figura 7.36. Relação entre o Isat da Calcita e o $\delta^{13}\text{C}$, mostrando a continuidade no enriquecimento apesar da saturação.

8 - MODELO HIDROGEOLÓGICO E GEOQUÍMICO CONCEITUAL PARA O SISTEMA AQUÍFERO GUARANI EM SEU COMPARTIMENTO SETENTRIONAL

A avaliação da evolução hidroquímica e a construção de um modelo hidrogeológico conceitual para o compartimento setentrional do aquífero, que compreende a área de estudo mais a área de ocorrência do aquífero nos estados de São Paulo, Minas Gerais e norte do Paraná, foi elaborado a partir da compilação dos dados levantados para este trabalho, de dados hidroquímicos e isotópicos de Silva (1983, 1986) e Kimmelman et al. (1986, 1989a, b).

Conforme já apresentado por Araújo et al. (1995), o topo do aquífero no compartimento setentrional apresenta uma relação clara com os principais alinhamentos da Bacia do Paraná, com a existência de dois baixos estruturais, um localizado na porção norte do estado de São Paulo, e um segundo localizado na divisa entre os estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul e Paraná, separados pelo lineamento de Araçatuba e pelas zonas de falha de Rio Alonzo-Curiúva (Figura 8.1).

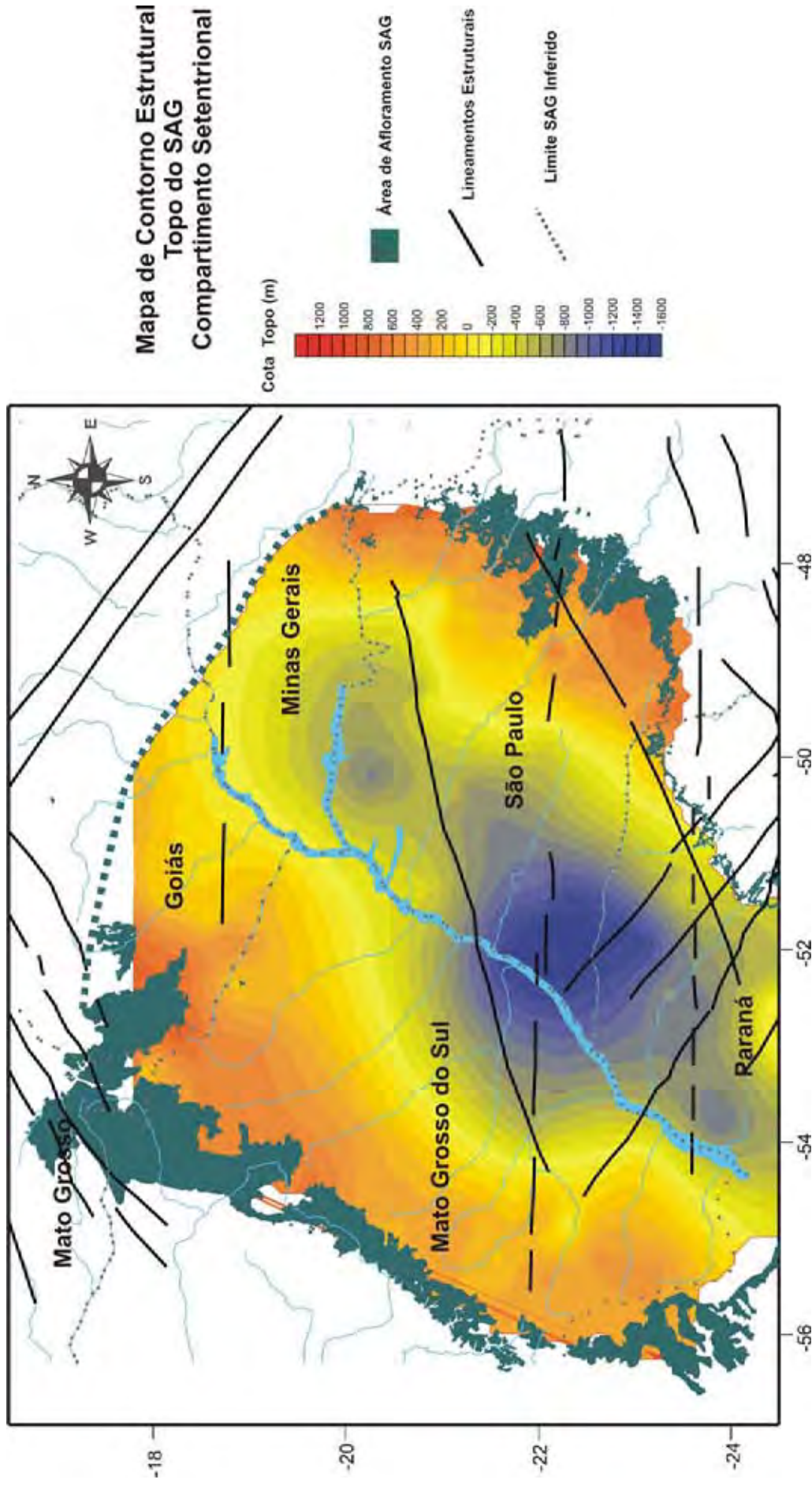


Figura 8.1. Mapa de contorno estrutural do topo do SAG no compartimento setentrional, elaborado a partir da compilação dos dados de poços em Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Goiás, Minas Gerais, São Paulo e Paraná apresentados no Anexo 01, e os alinhamentos estruturais extraídos de Zalán et al. (1990).

Esta estruturação, além de compartimentar fisicamente o aquífero, também controla as condições de fluxo das águas subterrâneas. Araújo et al. (1995) propõe a divisão do SAG, pelos Arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande, em três grandes compartimentos que apresentam regimes hidrodinâmicos distintos, o que levaria a uma segmentação no padrão de fluxo a partir das zonas de recarga, localizadas nas bordas norte e nordeste da bacia, com descarga principal a sudoeste, sendo o gradiente de fluxo regional modificado por descargas locais induzidas pelo cruzamento de falhas regionais e enxames de diques.

No estado do Paraná, a influência das estruturas relacionadas ao Arco de Ponta Grossa (alinhamentos do Rio Alonzo, Piquiri, Rio Iguaçu, São Jerônimo-Curiúva e Guapiara) na compartimentação do SAG, em termos de continuidade e hidrodinâmica, e na evolução hidroquímica de suas águas e das do SASG, é apresentada por diversos autores (STRUGALLE et al., 2002; ROSA FILHO et al., 2003; BITTENCOURT et al., 2003 e ROSA FILHO et al., 2005).

8.1. MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL

O fluxo das águas subterrâneas no compartimento setentrional do aquífero é condicionado pela existência de quatro zonas de recarga; as duas primeiras representadas pelas faixas de afloramento das formações Botucatu e Pirambóia no estado de São Paulo, a leste, e a norte, no estado de Goiás, a primeira com fluxo direcionado para oeste, e a segunda apresentando fluxo radial em direção ao centro da bacia e em direção oeste, para a área de afloramentos, no estado de Mato Grosso do Sul.

Outras duas zonas de recarga estão associadas ao Alto de São Gabriel do Oeste e ao sul de Mato Grosso do Sul, nas proximidades de Amambaí, conforme apresentado no mapa da Figura 8.2, que são responsáveis pela existência de divisor de águas subterrâneas, aproximadamente N-S, que passa pela cidade de Campo Grande, e drena parte das águas para oeste, em direção ao Pantanal Mato-grossense.

Todo o fluxo proveniente das áreas de recarga a norte, no estado de Goiás, e a leste, no estado de São Paulo, se dirige para a área de confluência dos rios Paraná e Paranapanema, entretanto, a influência do Arco de Ponta Grossa, na região de maior confinamento, continua

sendo uma incógnita, em virtude da ausência de poços perfurados no norte do estado do Paraná.

Os gradientes hidráulicos são maiores próximos às áreas de recarga, diminuindo consideravelmente à medida que aumenta o grau de confinamento do aquífero, tornando-se a superfície potenciométrica praticamente plana na porção central da Bacia do Paraná.

Os grandes alinhamentos estruturais (Figura 4.3) que cortam toda porção setentrional da Bacia do Paraná, influência de maneira significativa às condições de continuidade do fluxo das águas subterrâneas e conseqüentemente na evolução hidroquímica destas águas, principalmente o Arco de Ponta Grossa, que limita o compartimento ao sul e cuja extremidade NW adentra o território sul-matogrossense.

A possibilidade da existência desta barreira física, que faria com que as águas do SAG tivessem uma saída ascendente, recarregando desta maneira as águas contidas nos basaltos, de maneira semelhante ao apresentado por Bittencourt et al. (2003), na região do Rio Piquiri no estado do Paraná.

Em Mato Grosso do Sul, Lastoria (2002) aponta a possibilidade de ascensão das águas do SAG para o SASG, onde a superfície potenciométrica do SAG for superior àquela do SASG, como mostrado na Figura 5.7.

Inversamente, em vários pontos onde o SAG é recoberto pelos basaltos, o fluxo é descendente, com recarga do aquífero através dos basaltos. Isto é evidenciado principalmente na área de descarga no sul de Mato Grosso do Sul, onde em quase toda a área de afloramentos dos basaltos o seu nível potenciométrico é superior ao do SAG, e as águas de ambos aquíferos apresentam quimismo bastante similar.

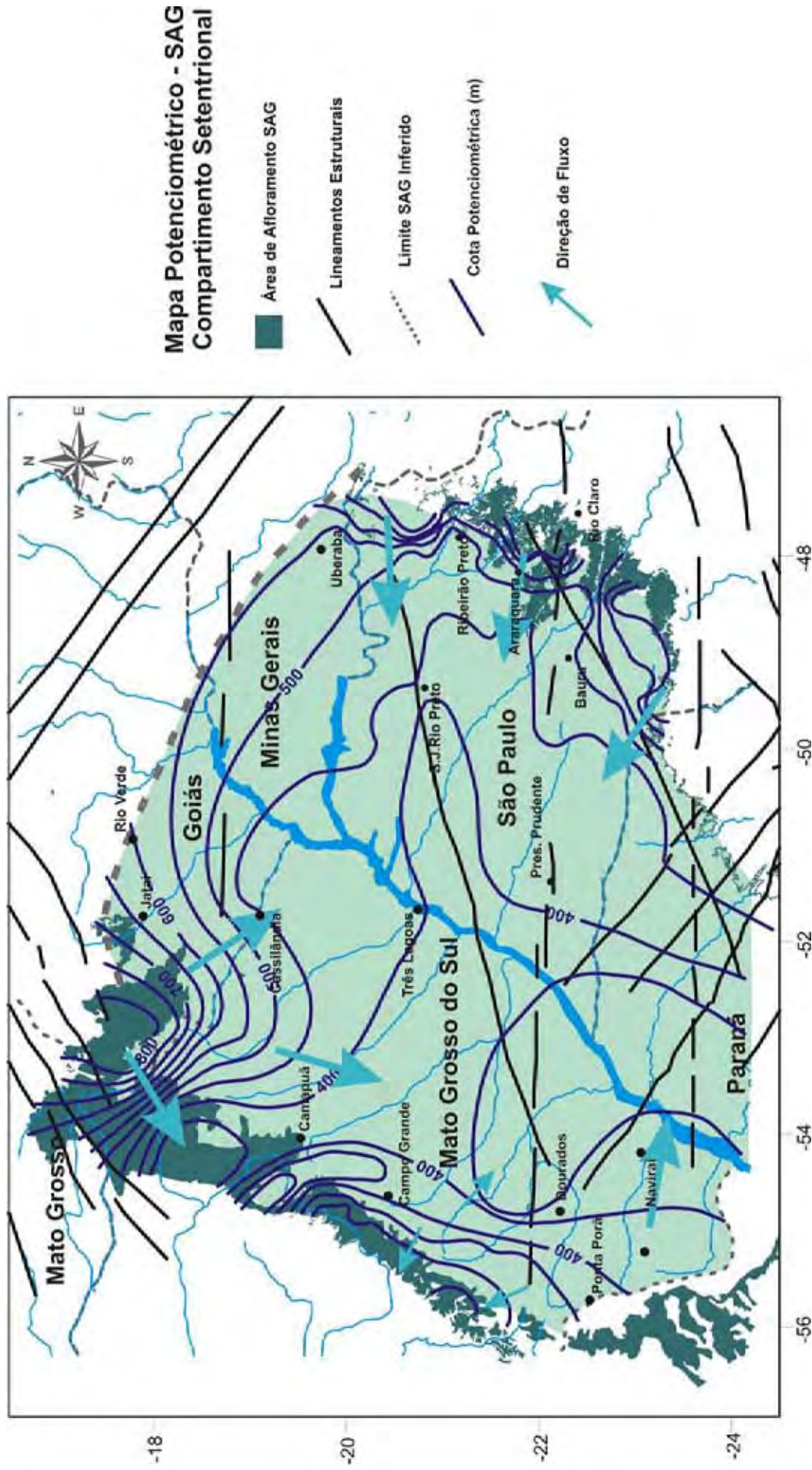


Figura 8.2. Mapa potenciométrico do Compartimento Setentrional do SAG, elaborado a partir da compilação dos dados de poços em Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Goiás, Minas Gerais, São Paulo e Paraná apresentados no Anexo 01, e os alinhamentos estruturais extraídos de Zalán et al. (1990).

8.2. MODELO CONCEITUAL DE EVOLUÇÃO HIDROQUÍMICA

Ao longo das principais direções de fluxo observa-se um aumento da condutividade elétrica das águas subterrâneas, o que reflete a crescente salinização durante sua evolução, fato este já apontado por Silva (1983) na porção do estado de São Paulo, e agora verificado na área de estudo (Figura 8.3).

Os modelos de evolução geoquímica propostos para as águas do SAG no compartimento setentrional, foram formulados a partir dos dados de Silva (1983), e no zoneamento hidroquímico observado pela autora no estado de São Paulo.

Com a coleta de informações a respeito do aquífero nos estados de Mato Grosso do Sul, Goiás e Mato Grosso, bem como dos poços perfurados na cidade de Uberaba e Frutal, no estado de Minas Gerais, é possível verificar a continuidade deste modelo para todo o compartimento setentrional do SAG.

Silva (1983) define a existência de três zonas hidroquímicas distintas, uma de águas bicarbonatadas cálcio-magnesianas relacionadas a faixa de recarga, uma segunda faixa com largura de cerca de 60 Km, onde o aquífero apresenta-se pouco confinado e as águas são geralmente bicarbonatadas cálcicas, e a terceira faixa que corresponde as águas sob condições mais severas de confinamento, de características bicarbonatadas sódicas, passando a cloretadas sulfatadas sódicas.

Meng & Maynard (2001) por meio de análise estatística multivariada e avaliação geoquímica propõe uma série de processos que explicariam este zoneamento e consequentemente a evolução geoquímica.

Para os autores na área de recarga, onde as águas apresentam baixos pH's, altos valores de CO₂ dissolvido, e altas concentrações de sílica dissolvida, os processos químicos envolvidos seriam a dissolução de feldspatos e do cimento calcífero dos arenitos.

Na segunda faixa os processos envolveriam principalmente a dissolução do cimento calcífero e a precipitação de cimento silicoso.

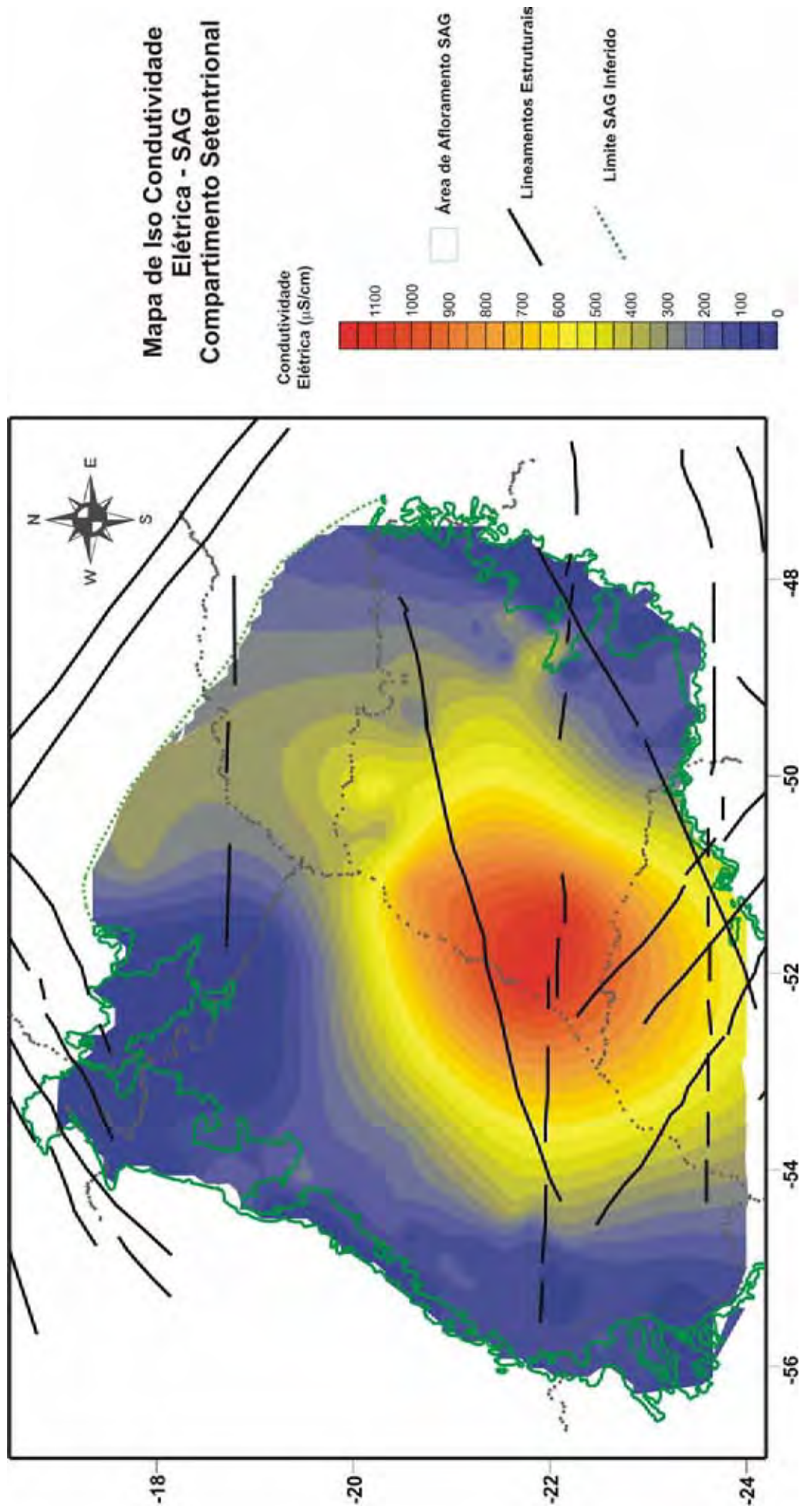


Figura 8.3 Mapa de condutividade elétrica das águas subterrâneas do SAG em seu compartimento setentrional, elaborado a partir da compilação dos dados de poços em Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Goiás, Minas Gerais, São Paulo e Paraná apresentados no Anexo 03, e os alinhamentos estruturais extraídos de Zalán et al. (1990).

Com relação as águas do aquífero que encontram-se sob condições severas de confinamento, são propostas duas fontes possíveis para as altas concentrações de sódio, ou pela da dissolução de feldspatos dos arenitos, ou ainda a mistura de águas provenientes de aquíferos salinizados posicionados sob o SAG.

Sracek & Hirata (2002) analisando o mesmo conjunto de dados estudaram principalmente os possíveis mecanismos de evolução das águas bicarbonatadas cálcicas, existentes na zona de recarga, para águas bicarbonatadas sódicas na zona de maior confinamento.

Foram avaliadas diversas possibilidades para explicar esta evolução ao longo das linhas de fluxo dentro do estado de São Paulo, como o fornecimento de sódio a partir da dissolução de albita, dissolução de evaporitos ricos em halita, e que poderiam estar relacionados aos sedimentos da Formação Pirambóia, e finalmente a troca iônica que somada a dissolução do cimento carbonático poderia explicar a diminuição nas concentrações de cálcio em função da evolução hidroquímica, e o aumento das concentrações de bicarbonato e sódio.

O zoneamento hidroquímico proposto por Silva (1983), e descrito acima, pode ser estendido para a porção ocidental desta parte da Bacia do Paraná, ou seja, as águas na faixa de afloramento/recarga, e aquelas onde o aquífero encontra-se pouco confinado apresentam características bicarbonatadas cálcico-magnesianas a cálcicas, passando a bicarbonatadas sódicas na região próxima a Dourados e Ribas do Rio Pardo, e sob condições severas de confinamento passam a ser bicarbonatas sódicas com presença importante de cloretos e sulfatos.

A avaliação do conjunto de dados para o compartimento setentrional do SAG mostra que o processo de dissolução de feldspatos na zona de afloramento/recarga é o principal responsável pela introdução de sílica e do íon bicarbonato nestas águas, conforme pode ser observado no gráfico da Figura 8.4, que mostra a relação entre as concentrações de bicarbonato e de sílica para amostras de águas coletadas em todo compartimento setentrional do SAG.

Enquanto as amostras coletadas na faixa de afloramento apresentam-se aproximadamente alinhadas ao longo da reta que representa a dissolução dos feldspatos, as

amostras de poços onde o SAG encontra-se confinado apresentam um enriquecimento em bicarbonato que não pode ser explicado unicamente por esse mecanismo.

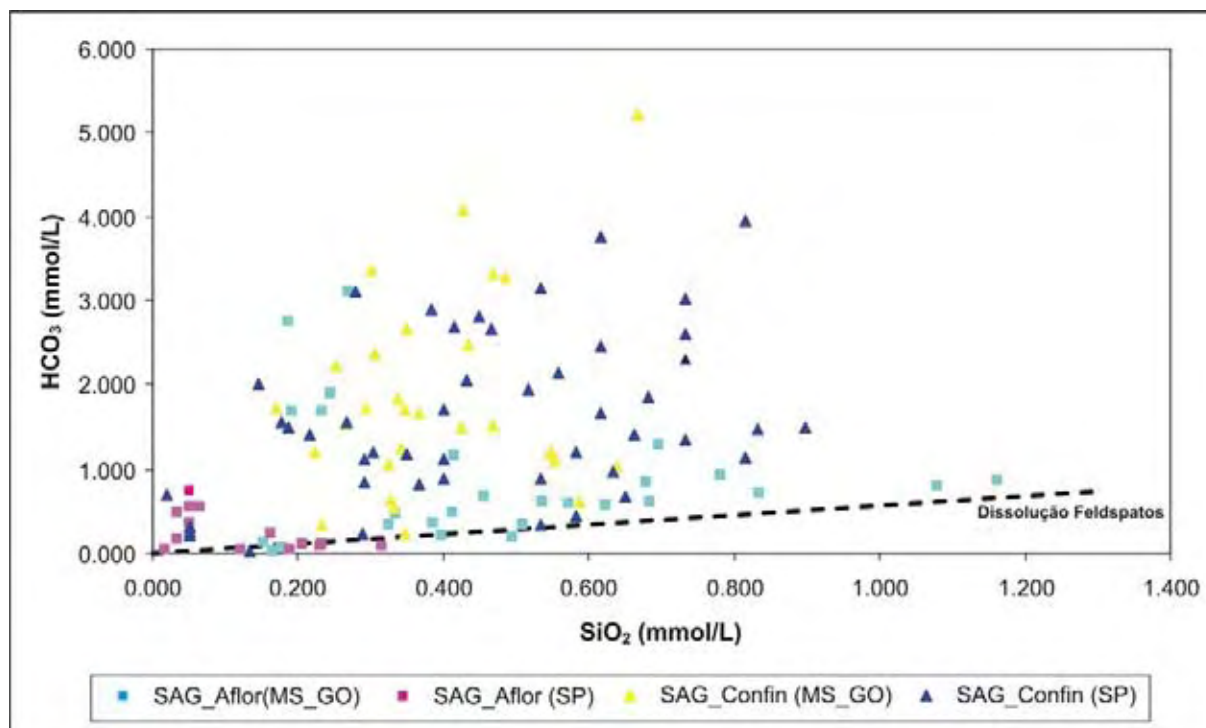


Figura 8.4. Relação entre as concentrações de sílica e bicarbonato dissolvido nas águas subterrâneas do SAG e a relação de dissolução de feldspatos com a adição de calcita.

Entretanto, mesmo na faixa de afloramentos pode-se observar que existem várias amostras com concentrações de bicarbonato acima da linha de dissolução dos feldspatos, este aumento está relacionado à dissolução da calcita, fato este observado em seções delgadas de amostras de rocha coletadas na região de Camapuã, onde a presença de cimento calcífero é bastante comum.

A dissolução de feldspatos foi observada em todas as seções delgadas de amostras de rocha coletadas na faixa de afloramento.

Com o aumento do confinamento, observa-se um incremento na alcalinidade das águas e um aumento proporcional nas concentrações de cálcio (Figura 7.17), até que seja atingida a saturação em calcita, quando o aquífero encontra-se sob condições severas de confinamento e a relação passa a ser inversa, com aumento da alcalinidade e diminuição das concentrações de cálcio.

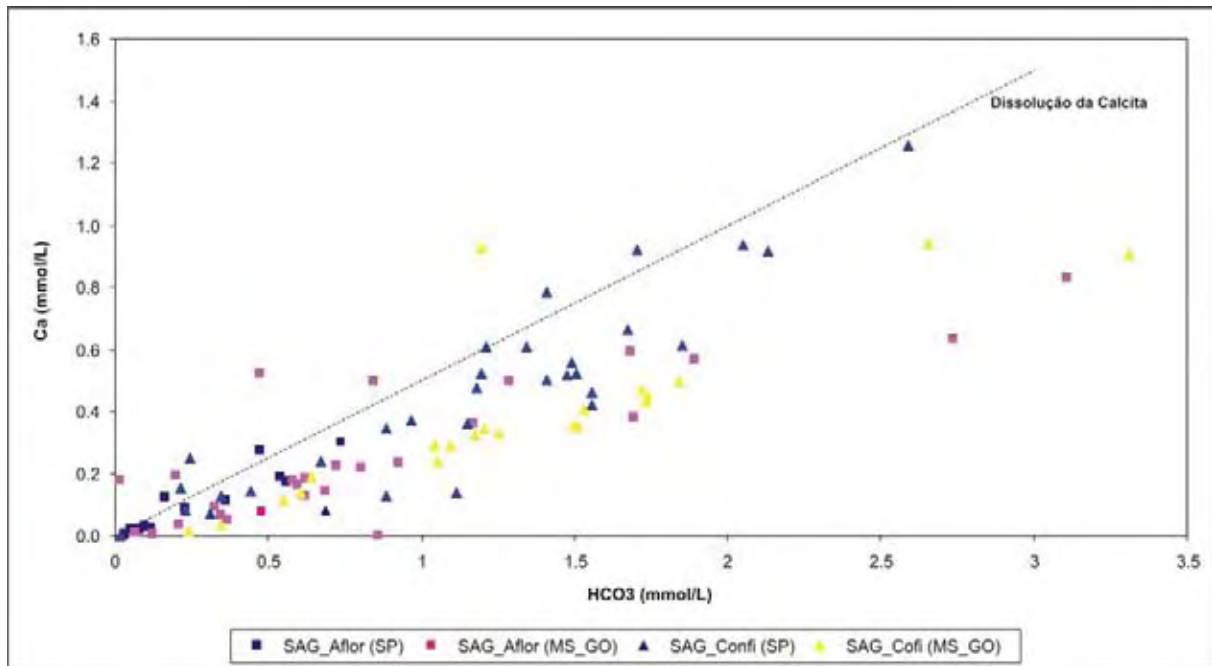


Figura 8.5. Relação entre as concentrações de bicarbonato e de cálcio dissolvido nas águas subterrâneas do SAG e a relação de dissolução de calcita.

A avaliação da relação entre as concentrações de cálcio e bicarbonato nas amostras de água dos poços nas zonas de recarga e de baixo grau de confinamento do aquífero, onde as águas ainda são bicarbonatadas cálcicas, é apresentado no gráfico da Figura 8.5, que mostra que a maior parte das amostras encontra-se abaixo da relação de dissolução da calcita, o que mostra que a dissolução de feldspatos ainda é fenômeno importante na introdução de bicarbonato nas águas.

Este fato também é evidenciado pelo comportamento do $\delta^{13}\text{C}$ nas águas subterrâneas, que apresenta enriquecimento a partir das áreas de afloramento em direção ao centro da bacia, exceção à área de afloramentos próximas a Camapuã, em relação direta com a presença de cimento carbonático (Figura 8.6).

As reações que ocorrem nas zonas de recarga, inicialmente a dissolução dos feldspatos, e localmente do cimento carbonático, levam as águas do aquífero a saturação em sílica e calcita, que acaba se refletindo no arcabouço do aquífero. A saturação em sílica, por exemplo, leva à precipitação da sílica amorfa como cimento, ou ao crescimento ao redor de grãos do arcabouço da rocha (Fotos 6.15 e 6.16).

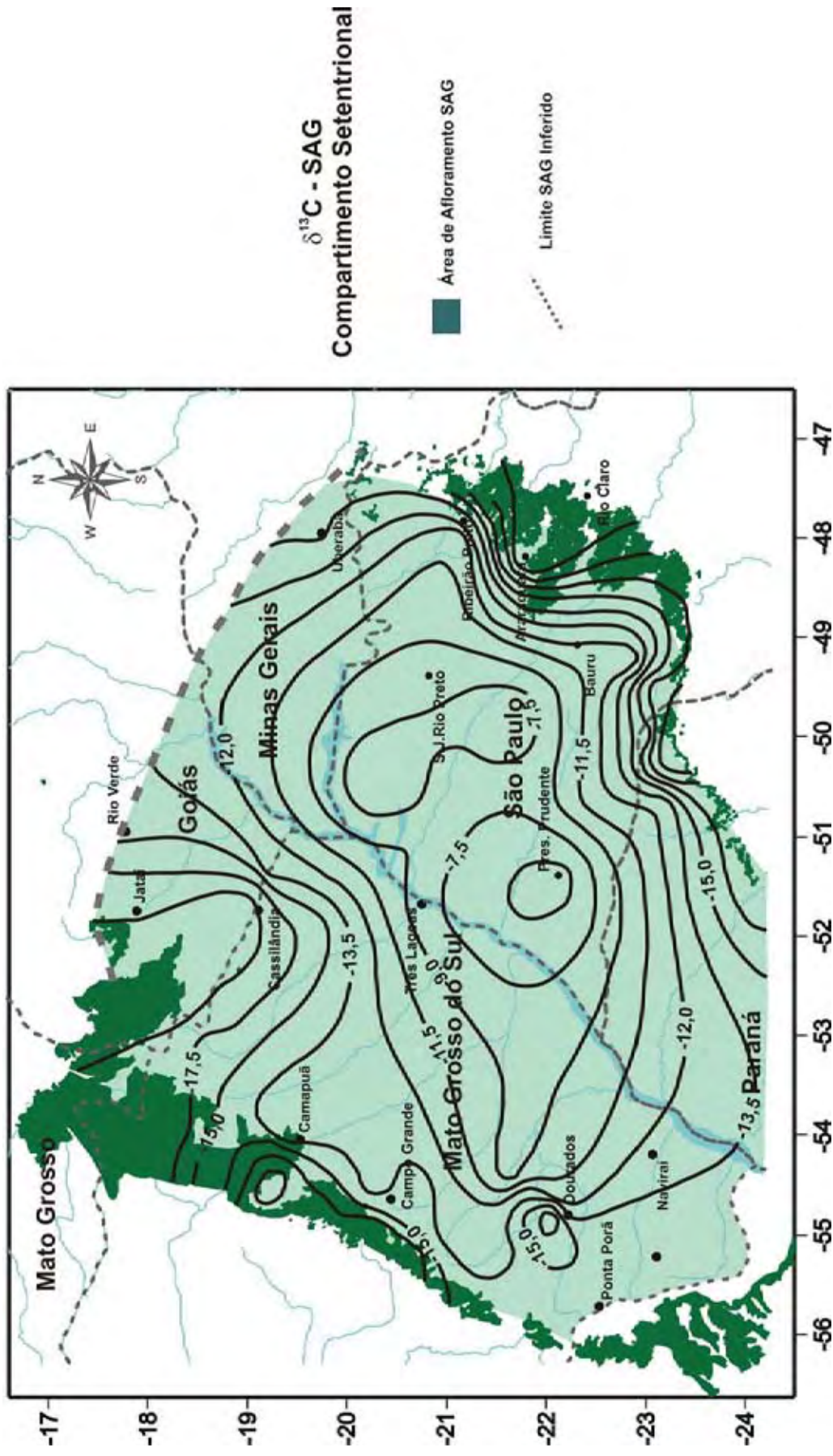


Figura 8.6. Mapa de distribuição de $\delta^{13}\text{C}$ no compartimento setentrional do SAG, elaborado a partir da compilação dos dados apresentados no Anexo 03, e de Silva (1983, 1986) e Kimmelmann et al. (1986, 1989a, b).

Observa-se que no estado de São Paulo as águas subterrâneas do SAG atingem a saturação em calcita muito próximo à faixa de afloramentos, enquanto na porção oeste da Bacia, esta saturação é encontrada apenas na região de Camapuã e mais no interior da Bacia (Figura 8.7). Essa distribuição dos índices de saturação é semelhante a distribuição do cimento carbonático observada por França et al. (2003).

Esta distribuição de cimento carbonático pode estar relacionada às condições ambientais pretéritas nas quais ocorreu a deposição das unidades litoestratigráficas constituintes do aquífero.

A presença de maior quantidade de cimento carbonático na área do estado de São Paulo, aliada à observação nos perfis geofísicos dos poços de Campo Grande de presença de pacotes com altos teores de argilas, e feições atribuíveis a ambiente fluvial, podem indicar a existência de condições mais áridas na porção leste da bacia, o que teria levado à formação de caliches, enquanto condições climáticas menos extremas seriam observadas na porção oeste.

A saturação em calcedônia apresenta comportamento inverso à da calcita: as amostras coletadas nas zonas de recarga, ou próximas a ela apresentam-se normalmente saturadas em relação a este mineral, ocorrendo uma diminuição em direção ao centro da bacia (Figura 8.8), em concordância às observações de França et al. (2003), que mostra uma concentração de cimento silicoso próximos às faixas de afloramento.

A existência desta condição de saturação está em acordo com os mecanismos de dissolução de feldspatos que ocorrem justamente nesta porção da bacia, que fazem com que ocorra uma concentração crescente de sílica.

Com o confinamento, praticamente não ocorrem os processos de dissolução dos feldspatos e argilominerais, e as concentrações de sílica não aumentam, fazendo com que as águas estejam subsaturadas em relação à calcedônia.

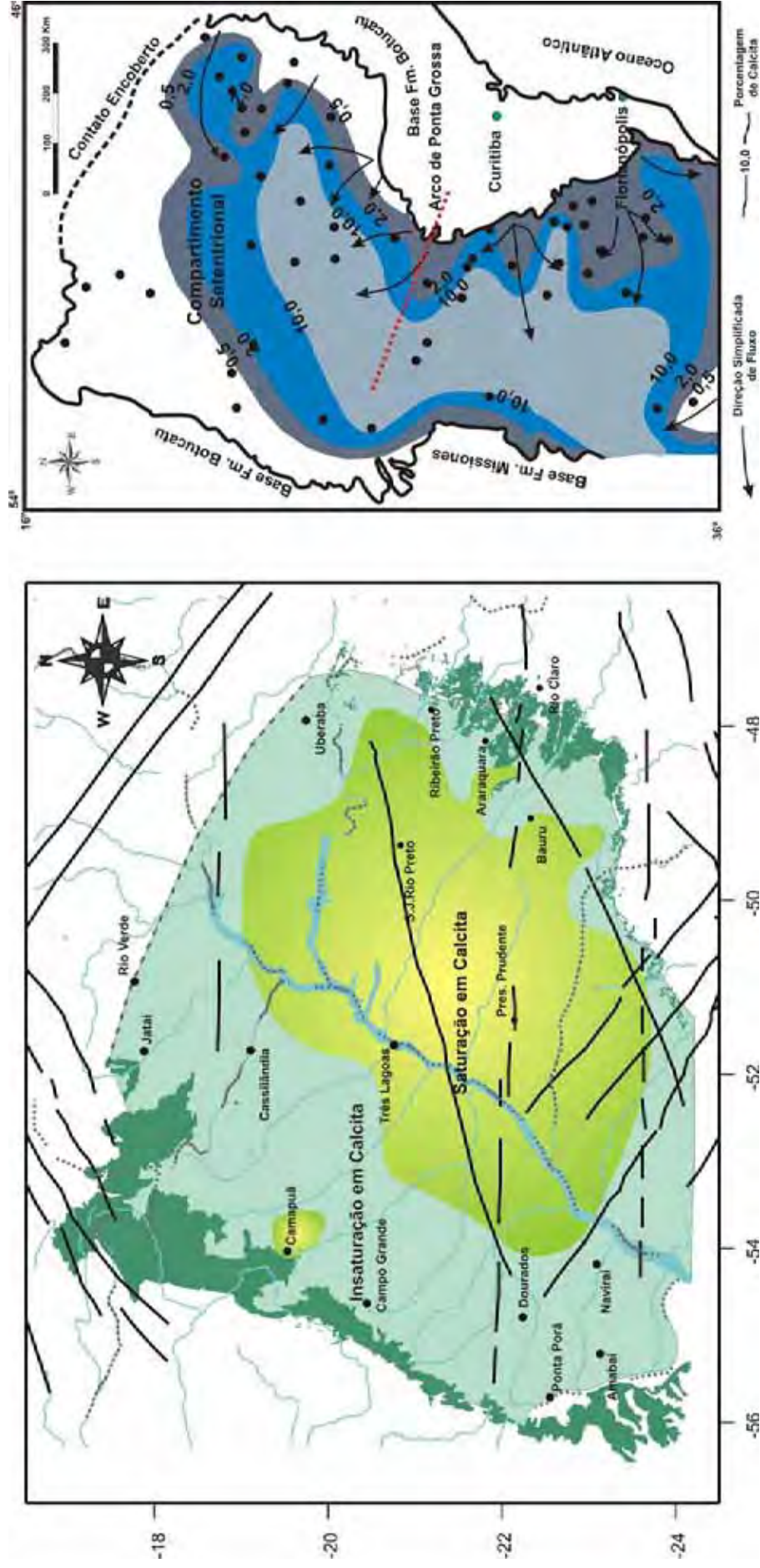


Figura 8.7. Mapa da esquerda mostra a zona onde as águas subterrâneas do SAG encontram-se saturadas em relação à calcita, enquanto o mapa da direita (modificado de FRANÇA et al., 2003) mostra a distribuição da porcentagem de cimento carbonático. Notar que a região onde ocorre a maior porcentagem de cimento carbonático é aquela onde as águas encontram-se saturadas em relação à calcita.

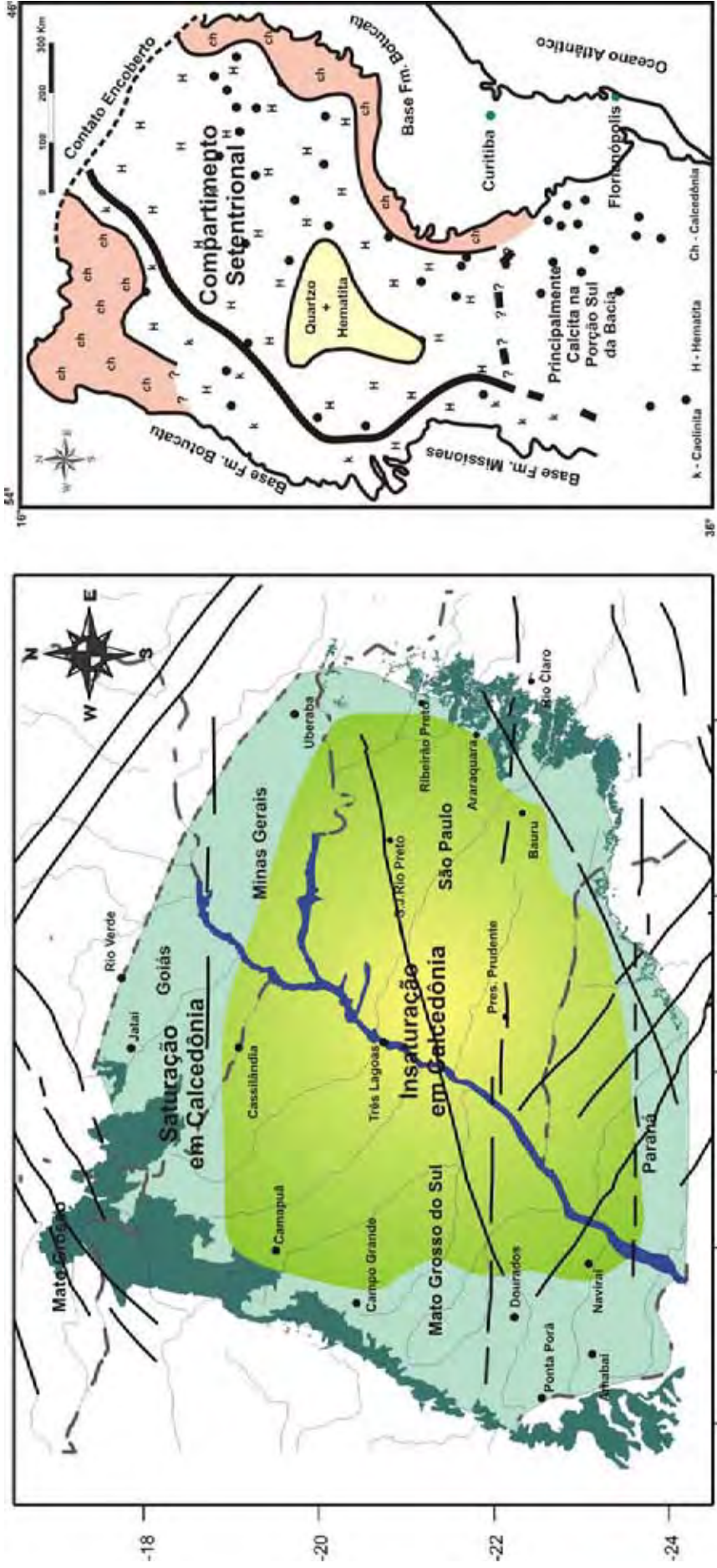


Figura 8.8. Mapa da esquerda mostra a zona onde as águas subterrâneas do SAG encontram-se insaturadas em relação à calcedônia, enquanto o mapa da direita (modificado de FRANÇA et al., 2003) mostra a distribuição da presença de cimento silicoso. Nota-se que a região onde ocorre a saturação em calcedônia, corresponde a presença de cimento silicoso.

Em direção ao confinamento das águas do SAG, ocorre o enriquecimento em sódio e cloreto, este último aliado ao sulfato, que foi explicado através de dois fenômenos por autores distintos.

Segundo Meng & Maynard (2001), este processo estaria relacionado a misturas de águas provenientes das formações subjacentes ao SAG, que apresentam altas concentrações de cloreto, sulfato e sódio. Para Sracek & Hirata (2002), este processo está relacionado à troca iônica, que transforma águas bicarbonatadas cálcicas em bicarbonatadas sódicas, associando as concentrações de fluoreto, sulfato e cloretos a interações ocorridas entre a água e os sedimentos da Formação Pirambóia.

A relação entre as concentrações de sódio e cloretos nas águas do SAG, sob condições de confinamento, pode ser visualizada na Figura 8.9, observando-se que as águas apresentam um aumento nas concentrações de sódio, sem aumento proporcional nas concentrações de cloretos. Este fenômeno ocorre até as águas atingirem concentrações em sódio de aproximadamente 4 mmol/L.

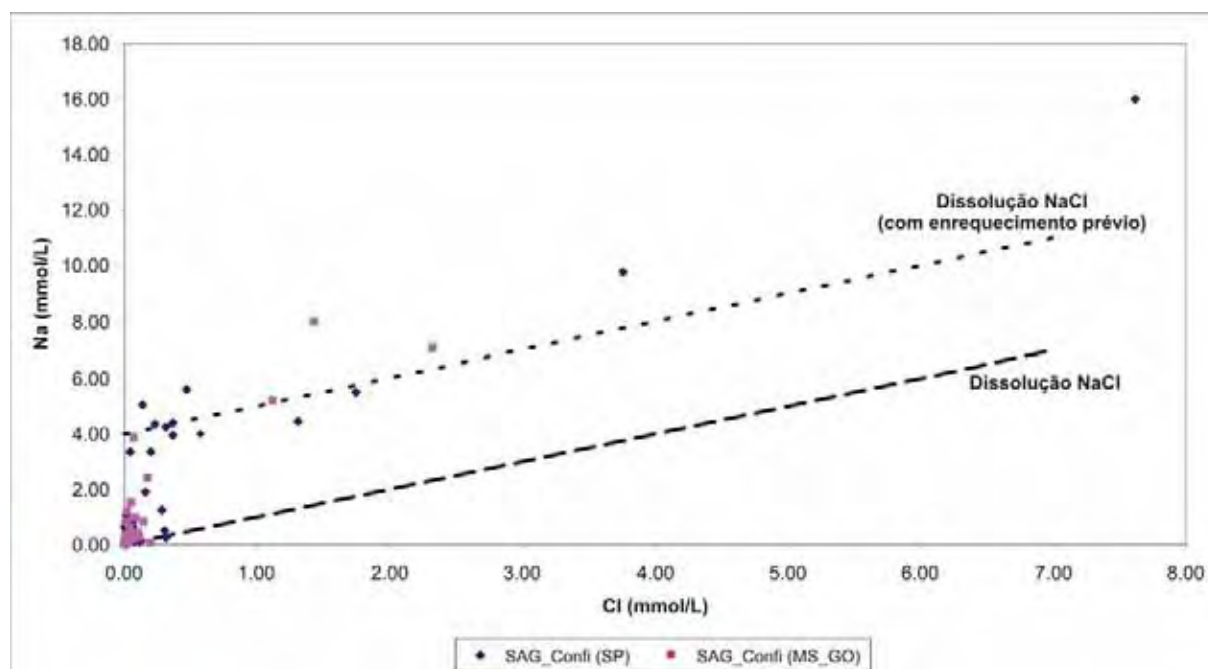


Figura 8.9. Relação entre as concentrações de sódio e cloreto nas amostras de água onde o aquífero encontra-se confinado.

Quando as concentrações de sódio atingem aproximadamente 4 mmol/L, observa-se um incremento aproximadamente linear para as concentrações de cloreto e de sódio, o que leva a

suposição de que, a partir deste ponto, processos que envolvam a transferência de cloreto, sulfato e sódio contidos nos aquíferos sotopostos, com altas concentrações nestes elementos, para as águas do SAG, previamente enriquecidas em sódio, estariam fornecendo as características hidroquímicas a estas águas.

De acordo com os dados apresentados por Meng & Maynard (2001), para as águas dos aquíferos Itararé, Rio Bonito e Tatuí, em poços exploratórios de petróleo, as águas desses aquíferos, posicionados abaixo do SAG, apresentam razões rNa^+/rCl com valores que variam de 15,7 a 0,9, com diminuição das razões em direção ao centro da Bacia. Estas razões observadas nos poços mais profundos é semelhante a observada para as águas nas zonas de maior confinamento do SAG.

Na zona onde ocorre este fenômeno, as águas do SAG encontram-se em equilíbrio termodinâmico com as montmorilonitas sódicas, tanto no estado de São Paulo, conforme observado por Silva (1983), quanto em Mato Grosso do Sul.

Portanto, o processo de enriquecimento progressivo através da troca iônica, proposto por Sracek & Hirata (2002), deve ocorrer em uma faixa próxima à área de recarga no estado de São Paulo, e na porção norte do estado de Mato Grosso do Sul, seguido por uma zona onde a transferência de íons destas águas com águas de origem mais profunda e ricas em cloretos e sulfatos, por meio de mistura de águas, forneça a característica final às águas do SAG.

Este zoneamento de processos geoquímicos é apresentado no mapa da Figura 8.10, onde são reconhecidas 3 zonas:

- ✓ **Zona 01** – Zona de recarga e de baixo grau de confinamento, onde os principais processos estão relacionados à dissolução de feldspatos presentes no arcabouço litológico, associado à dissolução de cimento carbonático existente. As águas subterrâneas nesta área são principalmente bicarbonatadas cálcicas ou calco-magnesianas, saturadas em sílica.
- ✓ **Zona 02** – Zona de confinamento moderado, onde os principais processos estão relacionados à dissolução de cimento calcítico, principalmente na porção oeste, e a troca iônica, responsável pelo enriquecimento em sódio e empobrecimento em cálcio. Nesta zona as águas começam a ficar em equilíbrio

termodinâmico com as montmorilonitas sódicas e apresentam saturação em calcita.

- ✓ **Zona 03** – Zona de maior confinamento onde os processos principais estão relacionados ao enriquecimento em sódio, cloreto e sulfatos, este último subordinado, com águas insaturadas em calcedônia, em processos relacionados a misturas de águas provenientes de formações posicionadas abaixo do SAG, que possuem águas salinas.

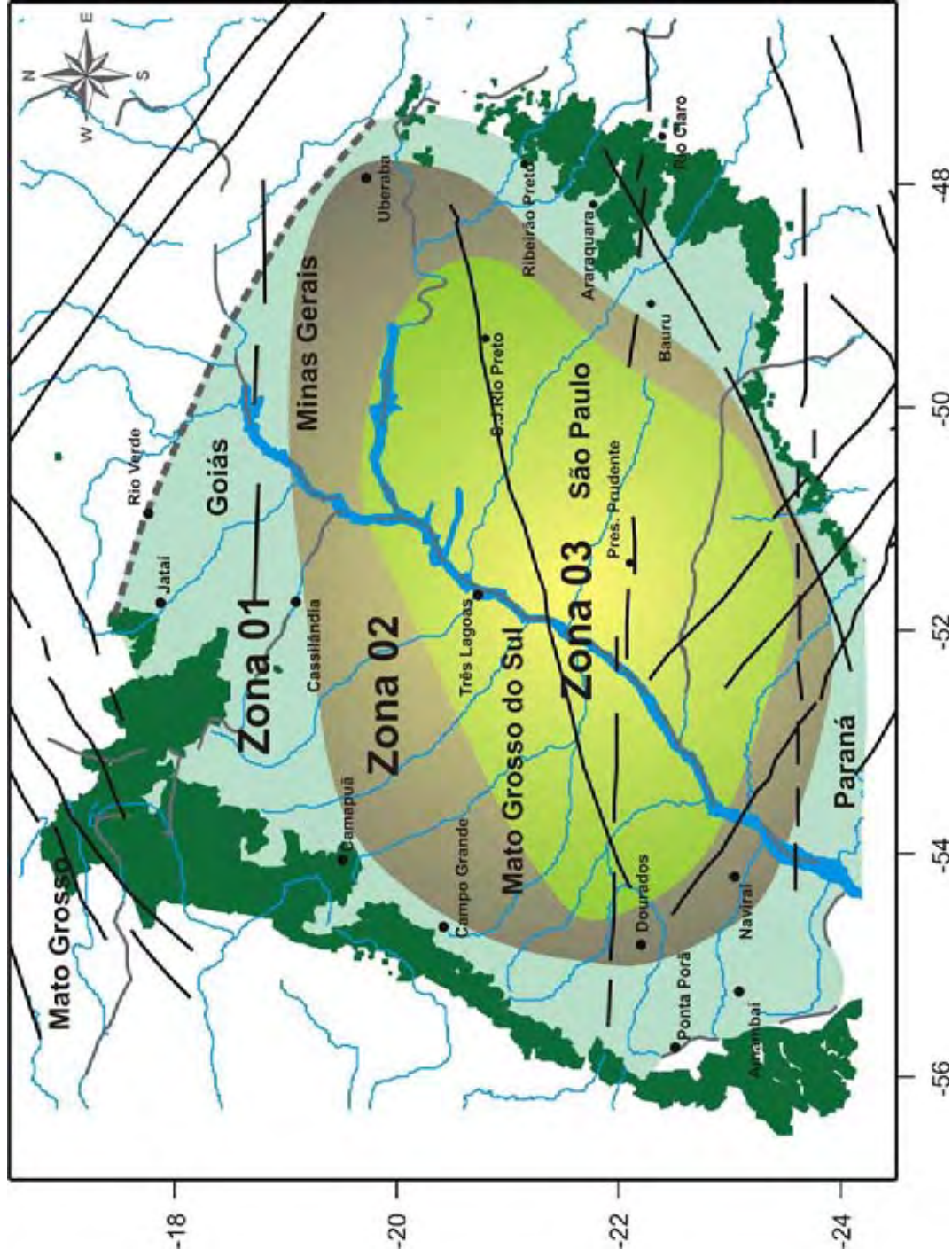


Figura 8.10. Zonamento geoquímico para o SAG em seu compartimento setentrional.

9 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O Sistema Aquífero Guarani apresenta, em sua borda ocidental do compartimento setentrional, condições de fluxo um pouco distintas daquelas reconhecidas na sua borda oriental, mais especificamente no estado de São Paulo.

Foram reconhecidas três zonas de recarga regional: uma a norte localizada, na área de afloramentos das formações constituintes do aquífero nos estados de Goiás e Mato Grosso, onde as altitudes podem chegar aos 900 metros, que apresenta fluxo radial para o centro da Bacia do Paraná e em direção ao Pantanal, alimentando o fluxo de base dos Rios Coxim e Taquari; as duas outras zonas de recarga, localizadas no Alto de São Gabriel do Oeste e nas proximidades de Amambaí, na divisa com o Paraguai, formam um divisor de águas subterrâneas que drena as águas tanto para leste, em direção ao centro da bacia, quanto para oeste, em direção ao Pantanal Matogrossense.

A existência de fluxo de águas subterrâneas em direção à faixa de afloramentos, na porção centro-sul do estado de Mato Grosso do Sul, está condicionada à evolução geomorfológica da Bacia do Pantanal, que propiciou o rebaixamento da cuesta da Serra de Maracajú para as cotas topográficas observadas atualmente.

Uma maneira de se avaliar e quantificar a descarga de água do SAG em direção as bacias dos Rios Aquiauíana e Taquari/Coxim seria a quantificação do balanço hídrico nestas bacias, aliado a definição da hidroquímica das águas (superficiais e subterrâneas), visando se verificar estas relações e quantificá-las.

A existência de fluxo vertical entre os aquíferos Serra Geral e Guarani pode ser inferida a partir da análise das superfícies potenciométricas, existindo, na porção oeste do estado de Mato Grosso do Sul, fluxo descendente que seria responsável pela recarga do SAG, enquanto na porção leste o fluxo é ascendente, com descarga do SAG para os basaltos. Esta evidência poderá ser comprovada em estudos específicos na área de afloramentos dos basaltos no estado de Mato Grosso do Sul, inclusive como forma de compreender melhor estes mecanismos e a situação da zona de descarga localizada a oeste da Serra de Maracajú.

Estudos detalhados comparando estas superfícies potenciométricas e o quimismo das águas subterrâneas dos aquíferos Guarani e Serra Geral, na região de Dourados, onde esta inversão pode ser observada com maior detalhe, auxiliariam na compreensão do fenômeno e a sua quantificação.

Existe a necessidade de reconhecimento da extensão do aquífero no seu limite norte, no estado de Goiás, onde os arenitos encontram-se recobertos pelos basaltos da Formação Serra Geral, e a investigação por meio de métodos indiretos, como, por exemplo, a utilização de métodos geofísicos, poderia solucionar este problema.

A avaliação de perfis geofísicos realizados em poços nas cidades de Campo Grande, Dourados e Ponta Porã, permitiu verificar a existência de três unidades hidroestratigráficas dentro do SAG: os arenitos eólicos da Formação Botucatu, limpos, cuja porosidade sônica é de cerca de 30%, e espessura bastante variável em função do próprio ambiente deposicional; abaixo, na Formação Pirambóia, são reconhecidas duas unidades, separadas por discordância e com variações em sua argilosidade, uma superior mais argilosa e a basal mais arenosa.

Os padrões das perfilagens indicam um ambiente eminentemente fluvial na deposição destes pacotes, com estruturas de *finning* e *coarsening* e *upward*.

Esta heterogeneidade litológica, observada em subsuperfície, é verificada em afloramentos, e existe a necessidade de estudos voltados a definição estratigráfica e paleoambiental, que poderiam permitir uma melhor avaliação do ambiente deposicional para os arenitos da Formação Pirambóia.

As amostras de rocha coletadas em campo permitem classificar os arenitos constituintes do SAG como quartzo arenitos e subarcóseos, com porcentagem de matriz inferior a 15% e razão Q:F:R de 85:10:05.

Com relação à maturidade geoquímica estes arenitos apresentam alta variabilidade, como indicado pelas variações nas razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$: ocorre normalmente um predomínio de minerais ricos em potássio, indicado pelo baixo valor para a razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, bem como a preponderância de cimento silicoso sobre carbonático, indicado pelas baixas concentrações de metais alcalinos e alcalinos terrosos, o que também foi observado nas seções delgadas, à exceção das amostras coletadas na cidade de Camapuã.

A análise petrográfica mostrou a presença de grãos subarredondados, com textura bimodal, contatos normalmente planares e pontuais, e raramente intercrescimento de grãos. A porosidade é principalmente do tipo intergranular, com ocorrência generalizada de porosidade secundária devido à dissolução de feldspatos. Esta porosidade pode ser obliterada pela presença de cimento, geralmente silicoso; entretanto, na região de Camapuã predomina o cimento carbonático, que em vários locais foi removido por dissolução e substituído pelo cimento silicoso.

A matriz argilosa presente é constituída principalmente por montmorilonita, caulinita e illita, formando *coatings* ao redor dos grãos do arcabouço das rochas.

Estudos voltados a definição e mapeamento das unidades constituintes do aquífero em sua faixa de afloramentos podem auxiliar na compreensão das relações existentes entre a evolução química das águas subterrâneas e os processos diagenéticos existentes, bem como fornecer subsídios para a avaliação de parâmetros hidrodinâmicos do aquífero.

Além disso, a integração de dados de subsuperfície (perfis geofísicos) entre o estado de São Paulo e a área de Mato Grosso do Sul, podem auxiliar na identificação e reconstituição dos ambientes deposicionais da Formação Pirambóia.

A maior parte das águas subterrâneas coletadas onde o SAG apresenta-se livre, ou em poços onde a espessura de basaltos é pequena, apresenta características claramente bicarbonatadas cálcicas ou calco-magnesianas, conforme já descrito por Gastmans & Chang (2005). Esta característica é observada também nas amostras coletadas em poços do SASG e nas surgências relacionadas ao SAG.

Termos bicarbonatados sódicos, que evoluem para termos bicarbonatados/cloretados/sulfatados sódicos, estão relacionados a zonas de maior confinamento do aquífero, onde ocorrências de artesianismo são comuns. Encontram-se nesta situação as amostras coletadas nas cidades de Ribas do Rio Pardo, Rio Brillhante, Naviraí (bicarbonatadas sódicas),

e aquelas próximas à calha do Rio Paraná, na divisa entre Mato Grosso do Sul e São Paulo (bicarbonatadas cloretadas/sulfatadas sódicas).

A análise estatística multivariada permitiu a definição de três grupos de amostras dentro do SAG, a saber:

- ✓ **Grupo 01** – Amostras provenientes dos poços captando água na região onde o SAG encontra-se sob maior confinamento, e geoquimicamente mais mineralizadas.
- ✓ **Grupo 02** – Amostras provenientes da região de Dourados (MS), onde aparecem águas com características bicarbonatadas sódicas, e com médio grau de confinamento, correspondendo a um estágio anterior de evolução, quando comparados às amostras do Grupo 01.
- ✓ **Grupo 03** – Este conjunto de amostras representa as águas subterrâneas nas zonas de recarga do aquífero localizadas na faixa de afloramentos nos estados de Goiás e Mato Grosso e na região de São Gabriel do Oeste em Mato Grosso do Sul, e aquelas da região de Campo Grande, Sidrolândia e Maracaju, todas localizadas próximas ao divisor de águas subterrâneas, além das amostras localizadas na faixa de afloramentos localizadas ao norte de Mato Grosso do Sul (região de descarga), representando zonas próximas às recargas e com baixo grau de mineralização.

A temperatura das águas subterrâneas do SAG varia de 20 a 66°C, indicando grau geotérmico de 1°C a cada 40 metros de profundidade, próximo ao observado por outros autores.

As águas são normalmente neutras a levemente ácidas, com pH's variando de 4,9 a 9,2, com ocorrência de águas mais ácidas próximas à zona de afloramento e águas mais básicas com o aumento do confinamento.

As águas do SAG na área de estudo são normalmente pouco mineralizadas, apresentando condutividades elétricas entre 50 e 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ na média, podendo chegar a 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ em Presidente Epitácio, na zona de maior confinamento do aquífero.

O principal ânion presente nas águas é o bicarbonato e apresenta correlação positiva com a condutividade elétrica, o pH, a temperatura e o sódio, função direta da própria evolução hidroquímica das águas do aquífero. A correlação entre o cloreto e o sódio, e também com o sulfato, é alta estando relacionada também à evolução geoquímica das águas.

A variação das concentrações de cálcio mostra a existência de dois comportamentos distintos: as amostras relacionadas às zonas de recarga, e de pequeno a médio grau de confinamento, apresentam aumento em suas concentrações, enquanto as amostras dos poços da zona de maior confinamento, e mais salinizadas, apresentam concentrações muito baixas para o cálcio.

O comportamento do sódio apresenta comportamento inverso ao observado para o cálcio, com concentrações muito baixas nos poços localizados nas zonas de afloramento e baixo grau de confinamento, com aumento nas zonas de maior confinamento.

As águas do SAG na área em estudo apresentam-se normalmente insaturadas em relação à calcita, exceção das amostras coletadas onde o aquífero encontra-se sob severo confinamento, contrariamente ao que ocorre na borda oriental da bacia, onde a saturação é atingida muito próximo da área de recarga.

Com relação ao quartzo, a maior parte das amostras apresenta saturação em relação a este mineral, entretanto, se observa um decréscimo no índice de saturação com o aumento do confinamento e, conseqüentemente com o aumento do índice de saturação da calcita.

As amostras de água subterrânea apresentam-se no campo de estabilidade da caulinita, não atingindo a estabilidade com o feldspato potássico; já em relação aos minerais de sódio e cálcio, observa-se que as amostras da área de recarga encontram-se em estabilidade com a caulinita, e com o aumento do confinamento elas atingem a estabilidade com as montmorilonitas cálcicas, e apenas as amostras da porção central da bacia estão no campo da estabilidade da montmorilonita sódica.

Em contrapartida, Silva (1983) mostra que as águas do aquífero confinado no estado de São Paulo apresentam-se em equilíbrio com a montmorilonita sódica, o que leva a supor que o efeito da troca iônica proposto por Sracek & Hirata (2002) ocorra em uma faixa maior no estado de São Paulo, que em Mato Grosso do Sul.

A integração dos dados hidroquímicos, estratigráficos e hidrodinâmicos entre os dados levantados para a execução deste trabalho e aqueles dos estados de São Paulo e Paraná

permitiu a elaboração de um modelo conceitual de circulação das águas subterrâneas no aquífero e sua evolução geoquímica no compartimento setentrional do SAG, localizado acima do Arco de Ponta Grossa.

Conforme já apresentado por Araújo et al. (1995), a estruturação da Bacia do Paraná apresenta forte influência na conformação da superfície do topo do aquífero, e esta configuração acabou se refletindo nas condições de fluxo das águas subterrâneas.

São reconhecidas duas principais áreas de recarga para o compartimento setentrional do aquífero, uma localizada na faixa de afloramentos no estado de São Paulo, a leste, e outra a norte na faixa de afloramentos do estado de Goiás, a primeira com fluxo direcionado para oeste, e a segunda com fluxo radial, com uma de suas componentes direcionadas para o centro da bacia e outra para a área de afloramentos localizada no norte do estado de Mato Grosso do Sul.

Este fluxo convergente encontraria uma saída através dos basaltos sobrejacentes, em função da estruturação da Bacia do Paraná e enxames de diques que atuariam como barreiras hidráulicas dentro da Bacia do Paraná.

Evidências desta ascensão foram observadas por Bittencourt et al. (2003), na região do Rio Piquiri, no estado do Paraná, e por Lastoria (2002) na região de Dourados, em Mato Grosso do Sul.

Condicionado por este quadro hidrodinâmico e tectônico tem-se um zoneamento hidroquímico das águas do SAG, implantado por mecanismos e processos geoquímicos distintos.

- ✓ **Zona 01** – Zona de recarga e de baixo grau de confinamento, onde os principais processos estão relacionados à dissolução de feldspatos presentes no arcabouço litológico, associado à dissolução de cimento carbonático existente. As águas subterrâneas nesta área são principalmente bicarbonatadas cálcicas ou calco-magnesianas, saturadas em sílica.
- ✓ **Zona 02** – Zona de confinamento moderado, onde os principais processos estão relacionados à dissolução de cimento calcítico, principalmente na porção oeste, e a troca iônica, responsável pelo enriquecimento em sódio e empobrecimento em cálcio. Nesta zona as águas começam a ficar em equilíbrio

termodinâmico com as montmorilonitas sódicas e apresentam saturação em calcita.

- ✓ **Zona 03** – Zona de maior confinamento onde os processos principais estão relacionados ao enriquecimento em sódio, cloreto e sulfatos, este último subordinado, com águas insaturadas em calcedônia, em processos relacionados a misturas de águas provenientes de formações posicionadas abaixo do SAG, que possuem águas salinas.

A elaboração deste modelo conceitual de evolução hidroquímica carece de confirmação através de sua validação por modelos numéricos, etapa apresentada na descrição da metodologia, mas que deve constituir etapa futura de trabalho.

10 - BIBLIOGRAFIA

AB'SABER, A.N. O Pantanal Mato-Grossense e a teoria dos refúgios. **Revista Brasileira de Geografia**, Brasília, v.50, p.9-57, 1988.

ALMEIDA, F.F.M. de. **Geologia do Sudoeste Matogrossense**. Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia, 1945 (Boletim nº 116, DNPM).

ALMEIDA, F.F.M de Depósitos Mesozóicos do Planalto de Maracaju, Estado de Mato Grosso. In: CONGRESSO PANAMERICANO DE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 2, 1946, Petrópolis, **Anais do 2º Congresso.....** Petrópolis, ISG, 1946, Vol. 3, p.211-245.

ALMEIDA, F.F.M. de. Relevo de “cuestas” na bacia sedimentar do Rio Paraná. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, v.3, p.21-33, 1949.

ALMEIDA, F.F.M. de Botucatu a triassic desert of South America. In: **International Geological Congress, 19, Alger, Compte Rendus, section VII**, 1953. p.9-24.

ALMEIDA, F.F.M. de **Geologia do Centro-Leste Matogrossense**. Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia, 1954, 97p. (Boletim nº 150, DNPM).

ALMEIDA, F.F.M. de **Geologia do Centro-Oeste Mato-grossense**. Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia, 1964, p.137 (Boletim nº 215, DNPM).

ALMEIDA, F.F.M. de **Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso)**. Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia, 1964, p. 1-96 (Boletim n. ° 219, DNPM).

ALMEIDA, F.F.M. de **Origem e evolução da plataforma continental brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia, 1967, p. 36 (Boletim nº 241, DNPM).

ALMEIDA, F.F.M. de Aspectos gerais da geologia da Bacia do Alto Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOTECNIA DA BACIA DO ALTO PARANÁ, 1, 1983, São Paulo, **Anais...**, São Paulo:ABMS/ABGE/CBMR. 1983. p.9-16.

ALMEIDA, F.F.M. de; BARBOSA, O. **Geologia das quadriculas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo, Brasil**. Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia, 1953, p.96 (Boletim n. ° 143, DNPM).

ALVES, D.B. Desenvolvimento da metodologia da preparação de amostras para a análise difratométrica de argilominerais no centro de pesquisas da PETROBRÁS. **Bol. Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 1, nº 2, p.157-175, ago/dez. 1987.

ANDRÉ, L.; FRANCESCHI, M.; POUCHAN, P.; ATTEIA, O. Using geochemical data and modelling to enhance the understanding of ground water flow in a regional deep aquifer, Aquitaine Basin, south-west of France. **Journal of Hydrology**, v.305, nº 1-4, p. 40-62, 2005.

ANDREIS, R.R.; BOSSI, G.E.; MONTARDO, D.K. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camburiu. **Anais...**, Camburiu:SBG, 1980. v. 2, p.659-673.

ANJOS, S.M.C.; ANJOS, F.J.V. **Análise por microscopia eletrônica de varredura em 06 amostras de arenitos das formações Botucatu e Pirambóia – Bacia do Paraná**. Rio de Janeiro. Petrobrás, 1996. (Comunicação Técnica DIGER 026/95 – PETROBRAS – Abril/96).

APPELO, C.A.J.; POSTMA, D. **Geochemistry, groundwater and pollution**. 2ª ed. Amsterdam: Balkema Publishers, 2005. 650p.

ARAUJO, L.M.; FRANÇA, A.B.; POTER, P.E. **Aquífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai; Mapas Hidrogeológicos das Formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Tacaurémbo**. Mapas, Curitiba: UFPR-Petrobras, 1995. 4 mapas, colorido. Escala 1:5.000.000. Texto Explicativo, 16p.

ARAUJO, L.M.; FRANÇA, A.B.; POTER, P.E. 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**, Heidelberg, v. 7, p. 317-336, 1999.

ASSINE, M.L. A Bacia Sedimentar do Pantanal Mato-Grossense. In: Mantesso-Neto, Virgínio *et al.* **Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, São Paulo: BECA, 2004. p. 61-74.

ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; MILANI, E.J. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 24, nº2, p. 77-79, jun-1994.

ASSINE, M.L.; PIRANHA, J.M.; CARNEIRO, C.D.R. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: Mantesso-Neto, Virgínio *et al.* **Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, São Paulo: BECA, 2004. p. 77-92.

BERTINI, R.J. Paleobiologia do Trássico – Jurássico da porção centro-nordeste da Bacia do Paraná: estado da arte e perspectivas futuras. In: SIMPÓSIO DE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, 1993, Rio Claro. **Bol. Res. Expan...** Rio Claro: SBG, 1993, p. 86-89.

BITTENCOURT, A,V,L, Sobre o controle do quimismo de águas termais da Bacia do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**; Curitiba , v. 44, p.117-129, 1996.

BITTENCOURT A.V.L.; ROSA FILHO E.F.; HINDI E.C.; BUCHMANN FILHO A.C. A influência dos basaltos e de misturas com águas de aquíferos sotopostos nas águas subterrâneas do Sistema Aquífero Serra Geral na Bacia do Rio Piquiri. Paraná – BR. **Revista Águas Subterrâneas**; São Paulo, v.17, p.67-75, 2003.

BONOTTO, D.M. Hydro(radio)chemical relationships in the giant Guarani aquifer, Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 323, nº 1-4, p.353-386, 2006.

BÓRIO, N.J. **Geologia da área de São Pedro, SP**. 1973. 125p. Tese (Doutorado em Geologia). Fac. Fil. Ciências e Letras de Rio Claro (SP), Rio Claro, 1973.

BOWERS, T.S.; JACKSON, K.J.; HELGESON, H.C. **Equilibrium Activity Diagrams – for Coexisting Minerals and Aqueous Solutions at Pressures and Temperatures to 5Kb and 600°C**. New York: Springer Verlag, 1984. 397p.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SE.21 Corumbá e Parte da Folha SE.20, Rio de Janeiro, 1982a. (Levantamento de Recursos Naturais).

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SF.21 Campo Grande, Rio de Janeiro, 1982a. (Levantamento de Recursos Naturais).

BRIGHETTI, J.M.P., CAETANO-CHANG, M.C. Feições características de depósitos de interdunas eólicas em sedimentos da Formação Pirambóia na região de Rio Claro (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo (SP). **Bol. Res. Expand...** São Paulo:SBG, 1992. p. 510-511.

BROWN, G.; BRINDLEY, G.W. (Ed.) **Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification**. London: Mineralogical Society, 1980. 495p.

CAETANO-CHANG, M.R.; **A Formação Pirambóia no centro-leste do estado de São Paulo**. 1997. 196p. Tese (Livre Docência em Geologia) Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Rio Claro, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, 1997.

CAETANO-CHANG, M.R.; WU, F.T. Bacia do Paraná: formações Pirambóia e Botucatu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo (SP). Roteiro de Excursão São Paulo: SBG, 1992, v. 2, p. 1-19.

CAETANO-CHANG, M.R.; WU, F.T. Afloramento modelo da Formação Pirambóia. **Geociências**, Rio Claro, v. 13, p. 371-385, 1994.

CAETANO-CHANG, M.R.; WU, F.T. Arenitos flúvio-eólicos da porção superior da Formação Pirambóia, na porção centro-leste paulista. **Revista Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 36, no prelo, 2006.

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:SBG, 1991. v. 2, p.53-58.

CAMPOS, H.C.N.S. Modelación Conceptual y Matemática del Acuífero Guarani, Cono Sur. **Acta Geológica Leopoldinense**, São Leopoldo, v. 23, nº 4, p. 3-50, 2000. (Mapas).

CESERO, P. MAURO, L.M.; de ROS, L.F. Técnicas de preparação de lâminas petrográficas e de moldes de poros na Petrobras. **Bol. Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 1, nº 2, p.157-175, ago/dez. 1987.

CHANDLER, M.A.; KOCUREK, G.; GOGGIN, D.J.; LAKE, L.W. Effects of Stratigraphic Heterogeneity on Permeability in Eolian Sandstones Sequence, Page Sandstone, Northern Arizona. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 73, nº 5, p.658-668, 1989.

CHANG, H. K. **Proteção Ambiental e Gerenciamento Sustentável Integrado do Aquífero Guarani** – Tema 03. Disponível em: <http://www.ana.gov.br/guarani/gestao/gest_basico.htm>. Acesso em 10 de agosto de 2004.

CLARK, I.D.; ARAVENA, R. **Environmental Isotopes in Ground Water Resource and Contaminant Hydrogeology**. San Diego: NGWA, 2005. 103p. (NGWA COURSE #394 - January 25-26).

CLARK, I.D.; FRITZ, P. **Environmental Isotopes in Hydrogeology**, Boca Raton, Florida: Lewis Publishers, 1997. 325p.

CODESUL. Mapa Geológico do Estado de Mato Grosso do Sul. **Companhia de Desenvolvimento da Indústria, Comércio e Mineração do Estado de Mato Grosso do Sul. Mapa, escala 1:1.000.000**, Governo do Estado de Mato Grosso do Sul, Campo Grande: Secretaria de Desenvolvimento Econômico, 1980. 1 Mapa, escala 1:1.000.000.

COHEN, D.; WARD, C.R. SEDNORM – A Program to Calculate a Normative Mineralogy for Sedimentary Rocks Based on Chemical Analyses. **Computers & Geosciences**, v. 17, nº 9, p.1235-1253, 1991.

COLLEMAN, M.L.; SHEPARD, T.J.; DURHAN, J.J.; ROUSE, J.D.; MOORE, G.R. Reduction of water whit zinc for hydrogen isotopes analysis. **Analytical Chemistry**, v. 54, p. 993-995, 1982.

COLLINS, W.D. Graphic representation of water analyses. **Ind.Eng. Chemistry**, v. 15, p. 394, 1923.

CORDANI, U.G; VANDOROS, P. Basaltics rocks of the Paraná Basin: Problems in Brazilian gondwana geology. Plate LXXVIII, CNPq, **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, v.21, nº 22, p. 207-231, 1967.

CRAIG, H. Isotopic Standards for Carbon and Oxygen and Correction Factors for Mass-Spectrometric Anlysis of Carbon Dioxide. **Geochimica and Cosmochimica Acta**, v. 12, p. 133-149, 1957.

CUSTÓDIO, E; LLAMAS, M.R. **Hidrologia Subterrânea** 2ª Ed. Barcelona: Ediciones Omega, 1983, 2v. 2350p..

DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA DO ESTADO DE SÃO PAULO
Estudo de Águas Subterrâneas. Região Administrativa 6 – Ribeirão Preto. São Paulo: DAEE, 1974. Volume 2. (Texto).

DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA DO ESTADO DE SÃO PAULO
Estudos de Água Subterrânea – Regiões Administrativas 7, 8, 9 (Bauru, São José do Rio Preto, Araçatuba). São Paulo: DAEE, 1976. Volume 2, 286p. (Texto).

DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA DO ESTADO DE SÃO PAULO
Estudos de Água Subterrânea – Regiões Administrativas 10, 11 (Presidente Prudente e Marília). São Paulo: DAEE, 1979. Volume 2, 220p. (Texto).

DANSGARD, W. Stable Isotopes in Precipitation. **Tellus**, v. 16, n° 4, p.436-468, 1964.

DAVIS, J.C. **Statistics and data analysis in geology.** 2 Ed. New York: John Wiley & Sons, 1986, 646.

de CARITAT, P.; BLOCH, J.; HUTCHEON, I. LPNORM: A Linear Programming Normative Analysis Code. **Computers & Geosciences**, v. 20, n° 3, p. 313-347, 1994.

DEINES, P.; LANGMUIR, D. Stable Carbon Isotope Ratios and the Existence of a Gas Phase in the Evolution of Carbonate Groundwaters. **Geochimica and Cosmochimica Acta**, v. 38, p. 1147-1164, 1974.

DOTT, L.R.Jr. Wacke, greywacke and matriz – What approach to immature sandstone classification? **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 34, p. 625-632, 1964.

DOMENICO, P.A.; SCHARTZ, F.W. **Physical and Chemical Hydrogeology.** New York: John Wiley & Sons, 1990. 824p.

DREVER, J.I. **The Geochemistry of Natural Waters.** 3 ed. Upper Saddle River: Prentice-Hall, 1997. 438p.

EHRENBERG, S.N. Influence of Depositional Sand Quality and Diagenesis on Porosity and Permeability: Examples from Bent Group Reservoirs, Northern North Sea. **Journal of Sedimentary Research**, v. 67, n° 1, p. 197-211, 1997.

EPSTEIN, S.; MAYEDA, T.K. Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. **Geochimica and Cosmochimica Acta**, v. 4, p. 213-224, 1953.

FARINA, S.; VASSOLO, S.; CABRAL, N.; VERA, S.; JARA, S. Caracterización hidrogeológica e hidroquímica del Sistema Acuífero Guaraní (SAG) en la región oriental del Paraguay al sur de la latitud 25°30'. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 13, 2004, Cuiába. **Anais....** Cuiabá: ABAS, 2004. CD-ROOM.

FETTER, C.W. **Applied Hydrogeology** 4 Ed., Upper Saddle River: Prentice Hall, 2001. 598p.

FRANÇA, A.B.; ARAUJO, L.M.; MAYNARD, J.B., POTTER, P.E. Secondary Porosity formed by deep meteoric leaching: Botucatu eolianite, Southern South America. **AAPG Bulletin**, v. 87, n° 7, p. 1073 – 1082, 2003.

FRITZ, P.; FONTES, J.Ch. (Ed.) **Handbook of Environmental Isotope Geochemistry**, Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1980, 3v.

FÚLFARO, V.J.; BÓRIO, N.J. Novas observações sobre a faciologia do arenito Botucatu no estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Salvador. **Bol. Resumos...** Salvador: SBG, 1968, p. 57-59.

FULFARO, V.J.; PERINOTTO, J.A.J. Geomorfologia do estado de Mato Grosso do Sul e o arcabouço estrutural. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camburiú, **Bol. Resumos...** Camburiú: SBG, 1994.v.3, p. 197-198.

GALLO, G., SINELLI, O. Estudo Hidroquímico e Isotópico das Águas Subterrâneas na Região de Ribeirão Preto (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.10, p. 129 – 140, 1980.

GARRELS, R.M.; CHRIST, C.L. **Solutions, minerals and equilibria**. San Francisco: Freeman & Cooper, 1965. 450p.

GASTMANS D.; CHANG. H.K. Avaliação da hidrogeologia e hidroquímica do Sistema Aquífero Guarani (SAG) no Estado de Mato Grosso do Sul. **Revista Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 19, nº 1, p. 35-48, 2005.

GEF – BANCO MUNDIAL – OEA Projeto de Proteção Ambiental e Gerenciamento Sustentável Integrado do Sistema Aquífero Guarani, Componente A, Atividade 1: Caracterização Física e Inventário de Poços, 94p. Disponível em: <http://www.ana.gov.br/guarani/gestao/gest_cbasico.htm>, acesso em: 10 ago 2004.

GILBOA, Y.; MERO, F.; MARIANO, I.B. The Botucatu Aquifer of South América: Model of an Untaped Continental Aquifer. **Journal of Hydrology**, v. 29, p. 165 – 179, 1976.

GONÇALVES, A; SCHNEIDER, R.L **Geologia do Centro-Leste de Mato Grosso**. Ponta Grossa: PETROBRAS – DESUL,. 1970. 43p. (Relatório Técnico Interno, 394).

GÜLLER, C.; THYNE, G.D.; McCRAY, J.E.; TURNER, A.K. Evaluation of Graphical and Multivariate Statistical Methods for Classification of Water Chemistry Data. **Hydrogeology Journal**, v. 10, p. 455-474, 2002.

HARALY. N.D.E. O significado tectônico das anomalias de gravidade na Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1981, Curitiba: SBG. **Anais...** v.1, p. 274-281.

HELGESON, H.C. Evaluation of Irreversible Reactions in Geochemical Processing Involving Minerals and Aqueous Solutions: I Thermodynamic Relations. **Geochimica and Cosmochimica Acta**, v. 32, p. 843-877, 1968.

HELGESON, H.C.; GARRELS, R.M.; MACKENZIE, F.T. Evaluation of Irreversible Reactions in Geochemical Processing Involving Minerals and Aqueous Solutions: II Applications. **Geochimica and Cosmochimica Acta**, v. 33, p. 455-481, 1969.

HELGESON, H.C.; BROWN, T.H.; NIGRINI, A.; JONES, T.A. Calculations in Mass Transfer in Geochemical Processes Involving Aqueous Solutions. **Geochimica and Cosmochimica Acta**, v. 34, p. 569-592, 1970.

HEM, J.D. **Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Waters**. Alexandria:U.S.G.S., 1985. U.S.Geological Survey Water Supply Paper 2254, p. 272.

HERRON, M.M. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 58, n° 5, p. 820-829, 1988.

HUTCHON, B.; PERKINS, E.H.; GUNTER, W.D. **Introduction to groundwater geochemistry**. Alberta: Geoscience Publishing., 1999. 310p.

HOEFS, J. **Stable Isotopes Geochemistry**. 4 Ed., New York: Springer Verlag, 1996. 201p.

HUGGENBERGER, P.; AIGNER, T. Introduction to Special Issue on Aquifer-Sedimentology: Problems, Perspectives and Modern Approaches. **Sedimentary Geology**, v. 129, p. 179-186, 1999.

IAAE – International Agency of Atomic Energy, **GNIP DATABASE**, Disponível em: <<http://isohis.iaea.org>>, acesso em 20 dez 2006.

IBGE **Censo demográfico IBGE 2000**, Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/censo2000/tabelagrandes_regioes211.shtm>, acesso em, em 08 ago 2005.

INVERNIZZI, A.L.; OLIVEIRA, S.M.B. Hydrochemical characterization of watershed through factor analysis. **Revista Águas Subterrâneas**, São Paulo, v.18, p. 67-79, 2004.

KIMMELMANN e SILVA, A.A.; SILVA, R.B.G.; REBOUÇAS, A.C.; SANTIAGO, M.M.F. Hidrologia Isotópica do Aquífero Botucatu – Bacia do Paraná – Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE HIDROGEOLOGIA, 4, 1986, Brasília, **Anais.....**, Brasília: ABAS, 1986, p. 1-25.

KIMMELMANN e SILVA, A.A.; REBOUÇAS, A.C.; SANTIAGO, M.M.F.; SILVA, R.B.G. Isotopic Study of the Botucatu Aquifer System in the Brazilian Portion of the Parana Basin. In: ISOTOPE HYDROLOGY INVESTIGATIONS IN LATIN AMERICA. 1982, p. 51-71 (IAEE - TECDOC – 502).

KIMMELMANN e SILVA, A.A.; REBOUÇAS, A.C.; SANTIAGO, M.M.F. ^{14}C Analyses of Groundwater from Botucatu Aquifer System i Brazil. **Radiocarbon**, v. 31, n^o 3, p. 926-933, 1989.

KRYNINE, P.D. The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. **Journal of Geology**, v. 56, p. 130-165, 1948.

LANDIM, P.M.B. **Análise estatística de dados geológicos multivariados**. Lab.Geomatemática, DGA,IGCE,UNESP/Rio Claro, Texto Didático 03, 128 pp. 2000. Disponível em <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>>. Acesso em 04 nov 2003.

LANGMUIR, D. **Aqueous Environmental Geochemistry**. New York: Prentice Hall Eds., 1997. 600p.

LASTORIA, G. **Hidrogeologia da Formação Serra Geral no Estado de Mato Grosso do Sul**. 2002, 197p. Tese (Doutorado em Geociências e Ciências Exatas) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.

LASTORIA, G.; SINELLI, O.; CHANG, H.K.; PARANHOS FILHO, A.C.; FIORI, A.P. Relação entre a Produção de Poços Tubulares e os Lineamentos nos Basaltos da Formação Serra Geral em Mato Grosso do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10, 2005, Curitiba, **Bol. Res. Expand...**Curitiba: SBG, 2005, p. 258-260.

LASTORIA, G.; SINELLI, O.; CHANG, H.K.; HUTCHEON, I.; PARANHOS FILHO, A.C.; GASTMANS, D. Hidrogeologia da Formação Serra Geral no Estado de Mato Grosso do Sul., 2005, submetido a Revista *Águas Subterrâneas*.

LAVINA, E.L.C.; FACCINI, U.F.; RIBEIRO, H.J.S. A Formação Pirambóia (Permo-Triássico) no Estado do Rio Grande do Sul. **Acta Geológica Leopoldinense**, São Leopoldo, v. 38, p. 179-197, 1993.

MACHADO, J.L.F. **Compartimentação Espacial e Arcabouço Hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul**. 2005, 238 p. Tese (Doutorado em Geologia). – Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). São Leopoldo(RS), 2005.

MACHADO, J.L.F.; FACCINI, U. Influência dos Falhamentos Regionais na Estruturação do Sistema Aquífero Guarani no Estado do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 13, 2004, Cuiába. **Anais....** Cuiabá: ABAS, 2004. CD-ROOM.

MATHESS, G. **The properties of groundwater**. New York: John Wiley & Sons, 1982. 456p.

MATO GROSSO DO SUL 2005. Portal do Governo de Mato Grosso do Sul, disponível em: <<http://www.ms.gov.br>>, acesso em 08 ago 2005.

MENDES, J.C. Algumas considerações sobre a estratigrafia da Bacia do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, v. 415, p. 3-33, 1961.

MENG, S.X.; MAYARD, J.B. Use of Statistical Analysis to Formulate Conceptual Models of Geochemical Behaviour: Water Chemical Data From the Botucatu Aquifer in São Paulo State, Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 250, p. 78 – 87, 2001.

MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 8, n° 1, p. 69-82, 1994.

MILANI, E.J. **Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Ocidental.** 1997. 255p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E.J.; FACCINI, U.; SCHERER, C.M.; ARAUJO, L.M.; CUPERTINO, J.A. Sequences and Stratigraphic Hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Boletim I.G. USP – Série Científica**, São Paulo, v. 29, p. 125-173, 1998.

MORAD, S. KETZER, J.M.; De ROS, L.F. Spatial and Temporal Distribution of Diagenetic Alterations in Siliciclastic Rocks: Implications for Mass Transfer in Sedimentary Basins. **Sedimentology**, v. 47, suppl 1, p. 95-120, 2000.

NERY, G.G. **A Perfilagem Geofísica em Poços Tubulares para Suprimento de Água Subterrânea.** Bauru: Hydrolog Serviços de Perfilagem Ltda.

NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A. ; MUHLMANN, H. – Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 12, nº3, p. 291-346, 1969.

OLEAGA, A.B. **Contribución a la hidrogeologia del acuífero Guarani en el sector Uruguay. Un enfoque integral.** 2002. 119p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica) – Universidade Nacional Autónoma de México, Cidade do México, 2002.

OLIVEIRA, L.E. Aspectos Hidrogeológicos das Seqüências Pré-Cenozóicas nas Regiões Sul e Sudoeste do Estado de Goiás. 2006, Submetido a Revista *Águas Subterrâneas*, 19p.

PAIM, P.S.G.; GARCIA, A.J.V.; FACCINI, U.F.; LAVINA, E.L.C. GEOARQ, Uma Abordagem Integrada e Aplicada da Geologia Sedimentar. In: PAIM, P.S.G. et al. **Geometria, Arquitetura e Heterogeneidade de Corpos Sedimentares – Estudos de Casos.** São Leopoldo, Ed. UNISINOS, 2003, p.15-25.

PARAGUASSU, A.B. **Contribuição ao estudo da Formação Botucatu – Sedimentos aquosos, estruturas sedimentares e silicificação.** 1968. 131p. Tese (Doutorado em Geologia) – Escola de Engenharia de São Carlos – Universidade de São Paulo, São Carlos, 1968.

PARKHURST, D.L. **User's guide to PHREEQ C – A computer program for speciation, reaction path, advective transport, inverse geochemical calculations.** Denver: USGS, 1995, p.104. Water Resources Investigations Report. USGS 95-4227.

PARKHURST, D.L.; APPELO, P. **User's guide to PHREEQC (Version 2) – A computer program for speciation, speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations:** Denver: USGS, 1999, 310p. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4259.

PAKTUNC, A.D. MODAN: An interactive computer program for estimating mineral quantities based on bulk composition. **Computer & Geosciences**, v. 24, n° 5, p. 425-431, 1998.

PETTIJHON, F.J.; POTTER, P.E., SIEVER, R. **Sand and Sandstones.**New York: Springer-Verlag, 1972. 618p.

PIERINI, C.; MIZUSAKI, A.M.P.; SCHERER, C.M.S.; ALVES, D.B. Integrated Stratigraphic and Geochemical Study of the Santa Maria and Caturrita Formations (Triassic of the Parana Basin) Southern of Brasil. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 15, p. 669-681, 2002.

PERINOTTO, J.A.J. **Análise estratigráfica dos grupos Rio Ivaí (O-S), Paraná (D) e Aquidauana (C-P) – Bacia Sedimentar do Paraná – no centro-oeste brasileiro.** 1997. 213p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.

PIPER, A.M. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. **American Geophysical Union Transactions**, v. 25, p. 914-923, 1944.

PLUMMER, L.N. Defining Reactions and Mass Transfer in Part of the Floridian Aquifer. **Water Resources Research**, v. 13, n° 5, p. 801-812, 1977.

PLUMMER, L.N.; BUSBY, J.F.; LEE, R.W.; HANSHAW, B.B. Geochemical Modeling of the Madison Aquifer in Parts of Montana, Wyoming, and South Dakota. **Water Resources Research**, v. 26, n° 9, p. 1981-2014, 1990.

READING, H.G. **Sedimentary Environments and Fácies**. 2. Ed. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1986.

REBOUÇAS, A.C. **Recursos hídricos subterrâneos da Bacia do Paraná** – Análise de Pré-Viabilidade. 1976. 143p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1976.

REBOUÇAS, A. C. Sistema Aquífero Botucatu no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 8, Recife. **Anais....Recife**, 1994, p.500 - 509.

REBOUÇAS, A.C. Groundwater resources in South America. **Episodes**, v. 22, n° 3, p. 232-237, 1999.

ROCHA, G.A. O Grande Manancial do Cone Sul. **Estudos Avançados**, São Paulo, v. 11, n° 30, p. 191-212, 1997.

ROCHA CAMPOS, A.C.; FARJALLAT, J.E.S. Sobre a extensão da Formação Botucatu na região meridional de Mato Grosso. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 15, n° 4, p. 93-105, 1966.

ROSA FILHO, E.F. da; SALAMUNI, R.; BITTENCOURT, A.V.L. Contribuição ao Estudo das Águas Subterrâneas nos Basaltos do Estado do Paraná. **Bol. Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 37, p. 22-52, 1987.

ROSA FILHO, E.F. da; HINDI, E.C.; ROSTIROLLA, S.P.; FERREIRA, F.J.F.; BITTENCOURT, A.V.L. Sistema Aquífero Guarani – Considerações Preliminares Sobre a

Influência do Arco de Ponta Grossa no Fluxo das Águas Subterrâneas. **Revista Águas Subterrâneas**, São Paulo, v.17, p. 91-111, maio/2003.

ROSA FILHO, E.F.; BITTENCOURT, A.V.L., HINDI, E.C., ARAVENA, R. Caracterização Hidroquímica do Aquífero Guarani na porção Centro-Norte do Estado do Paraná, Brasil. **Revista Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 19, n° 1, p. 87-94, 2005.

RUEEDI, J.; PURTSCHERT, R.; BEYERLE, U.; ALBERICH, C.; KIPFER, R. Estimating groundwater mixing ratios and their uncertainties using a statistical multi parameters approach. **Journal of Hydrology**, v. 305, p. 1-14, 2005.

SALAMUNI, R.; BIGARELLA, J.J. The Botucatu Formation. In: BIGARELLA J.J. et al. **Problems in Brazilian Gondwana Geology**, Curitiba: Univ. Fed. Paraná, p. 197-206, 1967.

SANESUL/TAHAL **Estudos Hidrogeológicos de Mato Grosso do Sul**. Relatório Final, Campo Grande, mapas V.I e II, 736p. 1998. (Relatório Interno - Inédito).

SANFORD, R.M.; LANGE, F.W. Basin study approach for oil evaluation of Paraná miogeosyncline of South Brasil. **Bulletin of American Association of Petroleum Geology**, v. 44, n° 8, p. 1316-1370, 1960.

SCHERER, C.M.S. **Análise estratigráfica e litofaciológica da Formação Botucatu (Cretáceo Inferior da Bacia do Paraná) no Rio Grande do Sul**. 1998. 202p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.

SCHERER, C.M.S. Eolian Dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost Brazil: Morphology and Origin. **Sedimentary Geology**, v. 137, p. 63-84, 2000.

SCHERER, C.M.S. Preservation of Genetic Eolian Units by Lava Flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, Southern Brazil. **Sedimentology**, v. 49, p. 97-116, 2002.

SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre. **Anais....**Porto Alegre:SBG, 1974. v. 1, p. 41-65.

SCHOELLER, H. Utilité de la notion des échanges de bases pour la comparasion des eaux souterraines. **Société Géologie Comptes Rendus** Sommaire et Bulletin, v. 5, n° 5, p. 651-657. 1935.

SELLEY, R.C. **Ancient Sedimentary Envirments**. 2. ed. London: Chapman and Hall, 1992, 287p.

SEPLAN/CRN. **Atlas Multireferencial do Estado de Mato Grosso do Sul**, Campo Grande: Secretaria de Planejamento e Coordenação Geral, Coordenadoria de Recursos Naturais, 1990, 6 Mapas, color., texto explicativo.

SHARP, J.M.; McBRIDE, E.F. Sedimentary Petrology – A Guide to Paleohydrogeologic Analyses, Example of Sandstones from Northwest Gulf of Mexico. **Journal of Hydrology**, v. 108, p. 367-386, 1989.

SILVA, R.B.G. da. **Estudo Hidroquímico e isotópico do Aquífero Botucatu no Estado de São Paulo**, 1983. 133p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1983.

SILVA, R.B.G. da Contribuição dos Isótopos Ambientais no Conhecimento dos Mecanismos de Circulação das Águas do Aquífero Botucatu – Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 4, 1986, Brasília. **Anais**Brasília: ABAS, 1986.

SILVA, R.B.G. da; KIMMELMANN, A.A.; REBOUÇAS, A.C. — Estudo Hidroquímico e Isotópico das Águas Subterrâneas do Aquífero Botucatu – Resultados Parciais para a Região Norte da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo. **Anais....**São Paulo: SBG, 1985, v.2, p. 489-502.

SINELLI, O. **Água Subterrânea no Município de Ribeirão Preto e adjacências (SP)**. 1970. 213p. Tese (Doutorado em Geologia) - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Ribeirão Preto-Universidade de São Paulo, Ribeirão Preto, 1970.

SMEDLEY, E.T.; EDMUNDS, W.M. Redox Patterns and Trace-Element Behaviour in the East Midlands Triassic Sandstone Aquifer, UK. **Ground Water**, v. 40, p. 44-58, 2002.

SOARES, P.C. **O Mesozóico gondwânico no estado de São Paulo**. 1973. 153p. Tese (Doutorado em Geologia). Fac. Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro, 1973.

SOARES, P.C. Divisão Estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 5, p. 229-251, 1975.

SRACEK, O.; HIRATA, R. Geochemical and Stable Isotopic Evolution of the Guarani Aquifer System in the State of São Paulo, Brazil. **Hydrogeology Journal**, v. 10, p. 643-655, 2002.

STIFF, H.A. The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. **Journal of Petroleum Technology**, v. 3, n° 10, p. 15-17, 1951.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S.P.; ROSA FILHO, E.R.; HINDI, E.C.; MANCINI, F.; FERREIRA, J.F.; FREITAS, R.C. Arcabouço estrutural do Arco de Ponta Grossa na região centro-norte do estado do Paraná (Brasil): Implicações na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 12, 2002, Florianópolis. **Anais.....**Florianópolis:ABAS, 2002. CD-ROOM.

SUK, H.; LEE, K-K. Characterization of a Ground Water Hydrochemical System Through Multivariate Analysis: Clustering into Ground Water Zones. **Ground Water**, v. 37, n° 3, p. 358-366, 1999.

SZIKSZAY, M.; TEISSEDRE, J.M.; BARNER, U.; MATSUI, E. Geochemical and Isotopic Characteristics of Spring and Groundwater in the State of São Paulo, Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 54, p. 23-32, 1981.

TEISSEDRE, J.M.; BARNER, U. Comportamento Geotérmico e Geoquímico das Águas do Aquífero Botucatu na Bacia do Paraná. **Revista Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 4, p. 85-95, 1981.

TUCKER, M.E. **Sedimentary Petrology**. 3 Ed. Oxford: Blackwell Science, 2001. 262p.

USUNOF, E.J.; GUZMAN-GUZMAN, A. Multivariate Analysis in Hydrochemistry: An Example of the Use of Factor and Correspondance Analyses. **Ground Water**, v. 27, p. 27-34, 1989.

VIDAL, A.C.; KIANG, C.H. Caracterização Hidroquímica dos Aquíferos da Bacia de Taubaté. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 32, n° 2, p. 267-276, 2002.

WASHBURNE, C.W. Geologia do petróleo no estado de São Paulo. **Bol. Com. Geogr. Geol. Est.S.Paulo**, v. 22, p. 1-282, 1930.

WIGLEY, T.M.L.; PLUMMER, L.N.; PEARSON Jr, F.J. Mass Transfer and Carbon Isotope Evolution in Natural Water Systems. **Geochimica and Cosmochimica Acta**, v. 42, p. 1117-1139, 1978.

WU, F.T.; CAETANO-CHANG, M.R. Estudo Mineralógico dos Arenitos das Formações Pirambóia e Botucatu no Centro Leste do Estado de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 13, n° 1, p. 58-68, 1992.

ZALAN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S., APPI, V.T.; ZANOTTO, O. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba, **Atas....**Curitiba: SBG, 1987, v. 1, p. 441-477.

ZALAN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S., APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G.P., MILANI, E.J. (Ed.). **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**.Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p. 135-168.

ZUFFA, G.G. (Ed.) **Provenance of Arenites**. Geneva:Nato ASI Series, 1984. 408p. (Series C: Mathematical and Physical Sciences Vol. 148).

ANEXO 01

Cadastro de Poços

Poço	DADOS GEOGRÁFICOS						DADOS HIDROESTRATIGRÁFICOS												
	Lat Dec	Long Dec	COTA	Cidade	PROFUND	NE	Q	Q/s	ND	T1	T2	SITUAÇÃO	SAB_DE	SAB_ATE	SASG_DE	SASG_ATE	SAG_DE	SAG_ATE	AQUIFERO
SP080	-21,083	-48,866	530,00	Pirangi	557,00	103,0						Equipado	0,00	83,00	83,00	362,00	362,00	557,00	SAG
SP081	-21,017	-48,266	510,00	Pitangueiras	692,00	30,00						Equipado			0,00	493,00	493,00	692,00	SAG
SP082	-21,033	-48,033	510,00	Pontal	196,00	19,00						Equipado			0,00	102,00	102,00	196,00	SAG
SP083	-22,966	-48,650	460,00	Polandava	483,00	60,00						Equipado			0,00	230,00	230,00	483,00	SAG
SP084	-21,233	-48,083	580,00	Pradópolis	363,00	51,00						Equipado			0,00	106,00	106,00	363,00	SAG
SP085	-22,050	-48,166	645,00	Ribeirão Bonito	86,00	52,00						Equipado					0,00	85,00	SAG
SP086	-20,450	-47,583	800,00	Ribeirão Corrente	303,00							Equipado			0,00	200,00	200,00	303,00	SAG
SP088	-21,166	-47,850	540,00	Ribeirão Preto	286,00	66,00						Equipado			0,00	92,00	92,00	286,00	SAG
SP089	-21,166	-47,783	550,00	Ribeirão Preto	297,00	69,00						Equipado			0,00	97,00	97,00	297,00	SAG
SP090	-20,000	-47,466	670,00	Rifaina	117,00	55,00						Equipado					0,00	117,00	SAG
SP091	-21,633	-47,917	560,00	Rincão	120,00	3,00						Equipado					0,00	120,00	SAG
SP093	-21,650	-50,783	407,00	Rinópolis	1561,00							Equipado	0,00	153,00	153,00	1245,00	1245,00	1561,00	SAG
SP094	-22,900	-49,617	460,00	S. Cruz do R. Pardo	198,00	3,00						Equipado	0,00	0,00	0,00	196,00	196,00	198,00	SAG
SP095	-20,833	-49,400	510,00	S. J. do Rio Preto	1024,00	101,0						Equipado	0,00	157,00	157,00	771,00	1024,00	1024,00	SAG
SP096	-21,683	-48,083	705,00	Santa Lúcia	381,00	174,0						Equipado	0,00	38,00	38,00	156,00	381,00	381,00	SAG
SP097	-22,066	-47,900	815,00	São Carlos	392,00	65,00						Equipado					0,00	392,00	SAG
SP098	-20,433	-47,866	700,00	São J. Barra	588,00	141,0						Equipado			0,00	362,00	362,00	588,00	SAG
SP099	-22,733	-48,566	670,00	São Manuel	382,00	127,0						Equipado			0,00	123,00	123,00	382,00	SAG
SP100	-22,533	-47,900	575,00	São Pedro	150,00	29,00						Equipado					0,00	150,00	SAG
SP101	-22,566	-47,916	522,00	São Pedro	133,00							Estratigráfico					0,00	133,00	SAG
SP102	-21,316	-47,950	670,00	São Simão	230,00	25,00						Equipado					0,00	230,00	SAG
SP103	-23,266	-49,483	750,00	Sarutaiá	145,00	8,00						Equipado			0,00	26,00	26,00	145,00	SAG
SP104	-21,300	-47,550	610,00	Serra Azul	182,00	8,00						Equipado					0,00	182,00	SAG
SP105	-21,216	-47,600	590,00	Serrana	145,00	15,00						Equipado			0,00	110,00	110,00	145,00	SAG
SP106	-21,150	-47,983	600,00	Serrotezinho	330,00	150,0						Equipado			0,00	230,00	230,00	330,00	SAG
SP107	-21,400	-48,500	540,00	Taquaritinga	565,00	83,00						Equipado	0,00	61,00	61,00	305,00	305,00	565,00	SAG
SP108	-21,900	-50,500	432,00	Tupã	1479,00	-2,00						Equipado	0,00	140,00	140,00	1131,00	1131,00	1479,00	SAG
SP109	-22,217	-49,833	610,00	Veracruz	1148,00							Equipado	0,00	263,00	263,00	911,00	911,00	1148,00	SAG
SP110	-20,433	-49,966	520,00	Voluporeanga	1350,00	71,00						Equipado	0,00	143,00	143,00	1187,00	1187,00	1350,00	SAG

ANEXO 02

Petrografia

Amostra	Ponto	Análises Efetuadas			Coordenadas UTM		Coordenadas Geográficas	
		Lâmina	Difrac.	Fluoresc.	EW	NS	Lat-Long Decimal	
							Lat Dec	Long Dec
CAM001	Piezômetro (5,56 m)	X			810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM002	Piezômetro (11,75 m)	X			810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM003	Piezômetro (13,20 m)	X			810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM004	Piezômetro (14,95 m)	X	X	X	810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM005	Piezômetro (15,50 m)	X			810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM006	Piezômetro (16,00 m)	X	X	X	810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM007	Piezômetro (16,50 m)	X			810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM008	Piezômetro (17,00 m)	X	X	X	810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM009	Piezômetro (17,50 m)	X			810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM010	Piezômetro (18,00 m)	X	X	X	810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM011	Piezômetro (18,50 m)	X			810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM012	Piezômetro (19,00 m)	X	X	X	810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM013	Piezômetro (19,50 m)	X			810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM014	Piezômetro (20,00 m)	X	X	X	810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM015	Piezômetro (20,50 m)	X			810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM016	Piezômetro (21,00 m)	X	X	X	810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM017	Piezômetro (21,50 m)	X			810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM018	Piezômetro (22,00 m)	X	X	X	810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM019	Piezômetro (22,50 m)	X			810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM020	Piezômetro (23,00 m)	X	X	X	810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
CAM021	Piezômetro (23,50 m)	X			810,263	7.837,987	-19,52993	-54,04371
MS001	PT - A	X	X	X	678,660	7.739,171	-20,43871	-55,28748
MS002	PT - B	X	X	X	789,393	7.859,219	-19,3414	-54,24563
MS003	PT - C	X	X	X	221,690	7.932,789	-18,675	-53,63861
MS004	PT - D	X	X	X	810,143	7837,504	-19,5343	-54,04478
MS005	PT - E	X	X	X	810,153	7837,524	-19,53412	-54,04468
MS006	PT - F	X	X	X	810,133	7837,517	-19,53419	-54,04487
MS007	PTO - 01	X			769,786	7798,924	-19,8885	-54,42343
MS008	PTO - 02	X	X	X	766,787	7802,767	-19,85421	-54,45261
MS009	PTO - 03	X	X	X	734,707	7825,096	-19,65668	-54,76155
MS010	PTO - 04	X	X	X	195,164	7892,527	-19,03847	-53,89595
MS011	PTO - 05A	X	X	X	197,318	7888,775	-19,07266	-53,87609
MS012	PTO - 05B	X	X	X	197,318	7888,775	-19,07266	-53,87609
MS013	PTO - 06A	X	X	X	191,723	7850,413	-19,41808	-53,93536
MS014	PTO - 06B	X	X	X	191,723	7850,413	-19,41808	-53,93536
MS015	PTO - 07	X	X	X	187,24	7844,346	-19,47214	-53,979
MS016	PTO - 09	X	X	X	716,884	7857,672	-19,3645	-54,93519
MS017	PTO - 11	X			726,796	7862,76	-19,31746	-54,84147
MS018	PTO - 11A	X	X	X	726,796	7862,76	-19,31746	-54,84147
MS019	PTO - 11B	X	X	X	726,796	7862,76	-19,31746	-54,84147
MS020	PTO - 12A	X	X	X	727,353	7862,705	-19,31789	-54,83617
MS021	PTO - 12B	X	X	X	727,353	7862,705	-19,31789	-54,83617
MS022	PTO - 13	X	X	X	728,445	7862,854	-19,31642	-54,8258
MS023	PTO - 14	X	X	X	778,419	7972,016	-18,32455	-54,36592
MS024	PTO - 15	X	X	X	595,09	7545,2	-22,1972	-56,07753
MS025	PTO - 16	X	X	X	569,793	7557,796	-22,08461	-56,32347

CAM 001		CAM 002		CAM 003		MS 003		MS 004		MS 005	
	%		%		%		%		%		%
quartzo	69,43	quartzo	68,92	quartzo	48,15	quartzo	63,33	quartzo	64,02	quartzo	53,13
feldspato	2,59	feldspato	4,73	feldspato	6,67	feldspato	6,00	feldspato	5,30	feldspato	10,16
argilominerais	0,00	argilominerais	0,00	argilominerais	0,00	argilominerais	4,00	argilominerais	2,64	argilominerais	7,81
carbonato	2,07	carbonato	6,76	carbonato	15,56	carbonato	0,00	carbonato	0,00	carbonato	0,00
poros	22,80	poros	17,57	poros	26,67	poros	15,33	poros	12,70	poros	14,06
accessórios*	1,04	accessórios*	0,68	accessórios*	0,74	accessórios*	2,67	accessórios*	9,52	accessórios*	1,56
frag. De rochas**	2,07	frag. De rochas**	1,35	frag. De rochas**	2,22	frag. De rochas**	2,67	frag. De rochas**	3,17	frag. De rochas**	1,56
silica amorfa (cimento)	0,00	silica amorfa (cimento)	0,00	silica amorfa (cimento)	0,00	silica amorfa (cimento)	6,00	silica amorfa (cimento)	2,65	silica amorfa (cimento)	11,72

CAM 004		CAM 005		CAM 006		MS 006		MS 007		MS 008	
	%		%		%		%		%		%
quartzo	56,32	quartzo	52,94	quartzo	55,03	quartzo	71,90	quartzo	62,10	quartzo	62,04
feldspato	14,37	feldspato	9,56	feldspato	7,10	feldspato	5,88	feldspato	4,57	feldspato	7,30
argilominerais	10,34	argilominerais	1,47	argilominerais	8,28	argilominerais	0,00	argilominerais	7,19	argilominerais	3,65
carbonato	3,45	carbonato	6,62	carbonato	5,33	carbonato	0,00	carbonato	0,00	carbonato	0,00
poros	9,20	poros	22,06	poros	14,79	poros	9,15	poros	0,00	poros	21,17
accessórios*	0,57	accessórios*	1,47	accessórios*	0,59	accessórios*	3,92	accessórios*	1,31	accessórios*	2,19
frag. De rochas**	3,45	frag. De rochas**	5,88	frag. De rochas**	5,92	frag. De rochas**	2,61	frag. De rochas**	1,31	frag. De rochas**	2,92
silica amorfa (cimento)	2,30	silica amorfa (cimento)	0,00	silica amorfa (cimento)	2,96	silica amorfa (cimento)	6,54	silica amorfa (cimento)	23,52	silica amorfa (cimento)	0,73

CAM 007		CAM 008		CAM 009		MS 009		MS 010		MS 011	
	%		%		%		%		%		%
quartzo	54,63	quartzo	48,43	quartzo	66,67	quartzo	62,00	quartzo	52,88	quartzo	47,44
feldspato	9,26	feldspato	10,69	feldspato	4,90	feldspato	4,00	feldspato	7,00	feldspato	5,11
argilominerais	2,78	argilominerais	2,52	argilominerais	0,00	argilominerais	1,00	argilominerais	13,37	argilominerais	8,76
carbonato	2,78	carbonato	0,63	carbonato	0,00	carbonato	0,00	carbonato	0,00	óxido de ferro (cimento)	16,79
poros	18,52	poros	15,09	poros	27,45	poros	18,00	poros	14,65	poros	16,06
accessórios*	0,93	accessórios*	0,63	accessórios*	0,98	accessórios*	2,00	accessórios*	2,54	accessórios*	2,92
frag. De rochas**	11,11	frag. De rochas**	7,55	frag. De rochas**	0,00	frag. De rochas**	4,00	frag. De rochas**	6,37	frag. De rochas**	0,00
silica amorfa (cimento)	0,00	silica amorfa (cimento)	14,47	silica amorfa (cimento)	0,00	silica amorfa (cimento)	9,00	silica amorfa (cimento)	3,19	silica amorfa (cimento)	2,92

CAM 010		CAM 011		CAM 012		MS 012		MS 013		MS 014	
	%		%		%		%		%		%
quartzo	60,00	quartzo	53,16	quartzo	59,46	quartzo	53,71	quartzo	64,29	quartzo	59,52
feldspato	6,25	feldspato	12,63	feldspato	2,70	feldspato	7,41	feldspato	1,95	feldspato	2,98
argilominerais	4,38	argilominerais	13,68	argilominerais	3,38	argilominerais	8,02	argilominerais	1,95	argilominerais	2,98
carbonato	6,25	carbonato	2,11	carbonato	0,00	carbonato	0,00	carbonato	0,00	carbonato	0,00
poros	22,50	poros	13,68	poros	33,78	poros	11,11	poros	25,97	poros	16,07
accessórios*	0,63	accessórios*	1,58	accessórios*	0,68	accessórios*	4,94	accessórios*	1,95	accessórios*	5,95
frag. De rochas**	0,00	frag. De rochas**	0,53	frag. De rochas**	0,00	frag. De rochas**	0,61	frag. De rochas**	2,59	frag. De rochas**	2,38
silica amorfa (cimento)	0,00	silica amorfa (cimento)	2,63	silica amorfa (cimento)	0,00	silica amorfa (cimento)	14,20	silica amorfa (cimento)	1,30	silica amorfa (cimento)	10,12

CAM 013		CAM 014		CAM 015		MS 015		MS 016		MS 017	
	%		%		%		%		%		%
quartzo	70,11	quartzo	67,80	quartzo	63,16	quartzo	48,03	quartzo	63,48	quartzo	33,03
feldspato	3,45	feldspato	6,21	feldspato	5,79	feldspato	8,55	feldspato	7,78	feldspato	3,57
argilominerais	2,30	argilominerais	4,52	argilominerais	2,63	argilominerais	2,63	argilominerais	7,18	argilominerais	3,57
carbonato	0,00	carbonato	0,00	carbonato	0,00	óxido de ferro (cimento)	3,29	carbonato	0,00	óxido de ferro (cimento)	35,71
poros	22,99	poros	20,90	poros	27,37	poros	11,18	poros	13,17	poros	0,00
accessórios*	0,57	accessórios*	0,56	accessórios*	1,05	accessórios*	2,63	accessórios*	2,40	accessórios*	0,00
frag. De rochas**	0,00	frag. De rochas**	0,00	frag. De rochas**	0,00	frag. De rochas**	10,53	frag. De rochas**	3,59	frag. De rochas**	9,82
silica amorfa (cimento)	0,57	silica amorfa (cimento)	0,00	silica amorfa (cimento)	0,00	silica amorfa (cimento)	13,16	silica amorfa (cimento)	2,40	silica amorfa (cimento)	14,30

CAM 016			CAM 017			CAM 018			MS 018			MS 019			MS 020				
		%			%			%			%			%			%		
quartz	66,67	47,45	quartz	47,48	55,42	quartz	55,42	63,81	quartz	63,81	quartz	48,30	feldspato	9,32	feldspato	4,32	feldspato	4,32	
feldspato	3,92	1,46	feldspato	4,32	4,46	feldspato	4,46	4,76	feldspato	4,76	feldspato	9,32	argilominerais	5,93	argilominerais	2,85	argilominerais	2,85	
argilominerais	27,45	26,28	argilominerais	23,02	3,18	argilominerais	3,18	2,85	argilominerais	2,85	argilominerais	13,56	carbonato	0,00	carbonato	0,00	carbonato	0,00	
carbonato	0,00	0,00	carbonato	0,00	0,00	carbonato	0,00	0,00	carbonato	0,00	carbonato	15,24	poros	12,71	poros	15,24	poros	15,24	
poros	1,31	20,44	poros	24,46	4,46	poros	4,46	15,24	poros	15,24	poros	2,54	accessórios*	3,39	accessórios*	2,54	accessórios*	2,54	
accessórios*	0,65	0,73	accessórios*	0,72	1,91	accessórios*	1,91	1,91	accessórios*	1,91	accessórios*	4,23	frag. De rochas**	3,39	frag. De rochas**	9,52	frag. De rochas**	9,52	
frag. De rochas**	0,00	0,73	frag. De rochas**	0,00	5,73	frag. De rochas**	5,73	9,52	frag. De rochas**	9,52	frag. De rochas**	2,92	silica amorfa (cimento)	4,23	silica amorfa (cimento)	1,91	silica amorfa (cimento)	1,91	
silica amorfa (cimento)	0,00	2,92	silica amorfa (cimento)	0,00	24,84	silica amorfa (cimento)	24,84	0,00	silica amorfa (cimento)	0,00	silica amorfa (cimento)	0,00							

CAM 019			CAM 020			CAM 021			MS 021			MS 022			MS 023				
		%			%			%			%			%			%		
quartz	58,24	58,50	quartz	56,60	56,60	quartz	56,60	50,48	quartz	50,48	quartz	65,18	feldspato	8,15	feldspato	8,15	feldspato	8,15	
feldspato	8,24	6,80	feldspato	4,72	4,72	feldspato	4,72	8,57	feldspato	8,57	feldspato	5,19	argilominerais	5,19	argilominerais	5,19	argilominerais	5,19	
argilominerais	10,99	16,33	argilominerais	2,83	14,15	argilominerais	2,83	0,00	argilominerais	0,00	argilominerais	13,33	carbonato	0,00	carbonato	0,00	carbonato	0,00	
carbonato	1,65	4,08	carbonato	14,15	20,75	carbonato	14,15	6,66	carbonato	6,66	carbonato	5,19	poros	13,33	poros	13,33	poros	13,33	
poros	20,33	14,29	poros	20,75	0,94	poros	20,75	1,90	poros	1,90	poros	2,96	accessórios*	0,00	accessórios*	0,00	accessórios*	0,00	
accessórios*	0,55	0,00	accessórios*	0,94	0,00	accessórios*	0,94	3,82	accessórios*	3,82	accessórios*	0,00	frag. De rochas**	5,19	frag. De rochas**	5,19	frag. De rochas**	5,19	
frag. De rochas**	0,00	0,00	frag. De rochas**	0,00	0,00	frag. De rochas**	0,00	0,00	frag. De rochas**	0,00	frag. De rochas**	2,96	silica amorfa (cimento)	2,96	silica amorfa (cimento)	2,96	silica amorfa (cimento)	2,96	
silica amorfa (cimento)	0,00	0,00	silica amorfa (cimento)	0,00	0,00	silica amorfa (cimento)	0,00		silica amorfa (cimento)		silica amorfa (cimento)								

MS 000			MS 001			MS 002			MS 024			MS 025			MS 026				
		%			%			%			%			%			%		
quartz	59,46	67,43	quartz	53,65	59,21	quartz	59,21	61,03	quartz	61,03	quartz	65,33	feldspato	1,61	feldspato	1,61	feldspato	1,61	
feldspato	8,56	8,57	feldspato	8,61	13,16	feldspato	8,61	11,76	feldspato	11,76	feldspato	0,00	argilominerais	0,00	argilominerais	0,00	argilominerais	0,00	
argilominerais	3,15	4,00	argilominerais	3,31	2,63	argilominerais	3,31	5,88	argilominerais	5,88	argilominerais	4,03	óxido de ferro (cimento)	4,03	óxido de ferro (cimento)	4,03	óxido de ferro (cimento)	4,03	
carbonato	0,00	0,00	carbonato	0,00	0,00	carbonato	0,00	0,00	carbonato	0,00	carbonato	0,00	poros	0,00	poros	0,00	poros	0,00	
poros	0,00	12,58	poros	18,54	14,47	poros	18,54	11,03	poros	11,03	poros	5,64	accessórios*	5,64	accessórios*	5,64	accessórios*	5,64	
accessórios*	3,60	1,71	accessórios*	9,93	3,29	accessórios*	9,93	1,47	accessórios*	1,47	accessórios*	2,42	frag. De rochas**	2,42	frag. De rochas**	2,42	frag. De rochas**	2,42	
frag. De rochas**	6,31	4,00	frag. De rochas**	1,99	3,29	frag. De rochas**	1,99	8,83	frag. De rochas**	8,83	frag. De rochas**	20,97	silica amorfa (cimento)	20,97	silica amorfa (cimento)	20,97	silica amorfa (cimento)	20,97	
silica amorfa (cimento)	18,92	1,71	silica amorfa (cimento)	3,97	3,95	silica amorfa (cimento)	3,97	0,00	silica amorfa (cimento)	0,00	silica amorfa (cimento)								

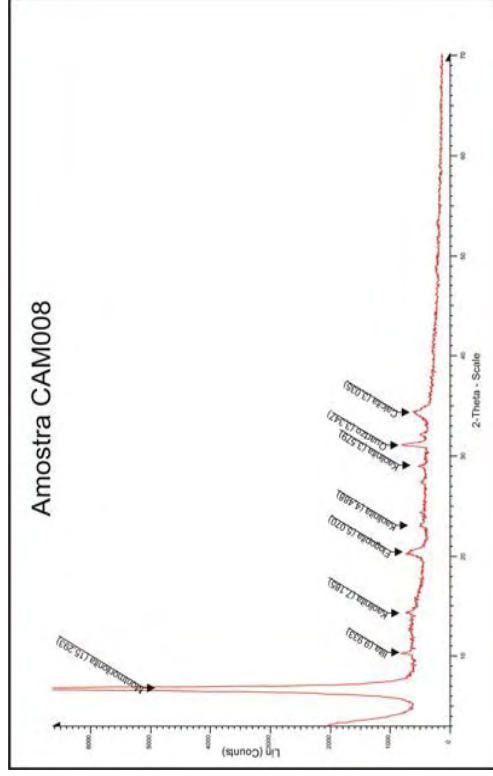
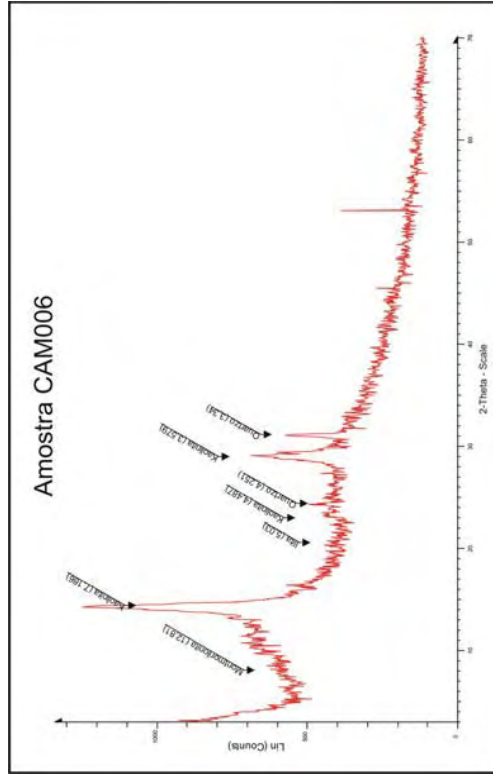
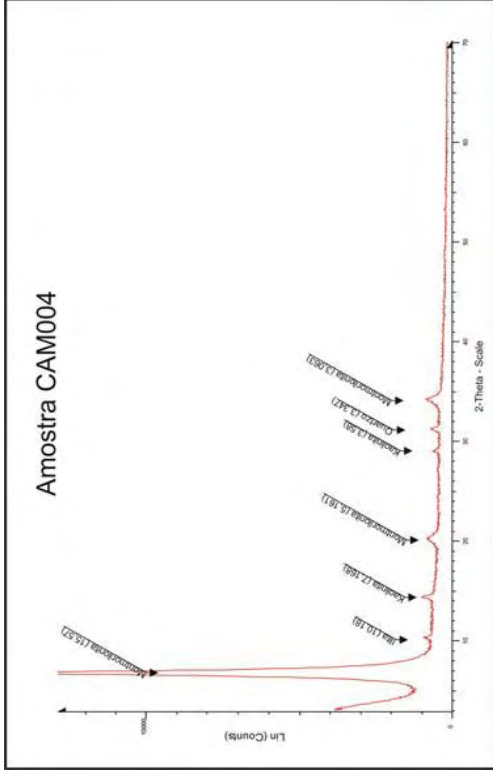
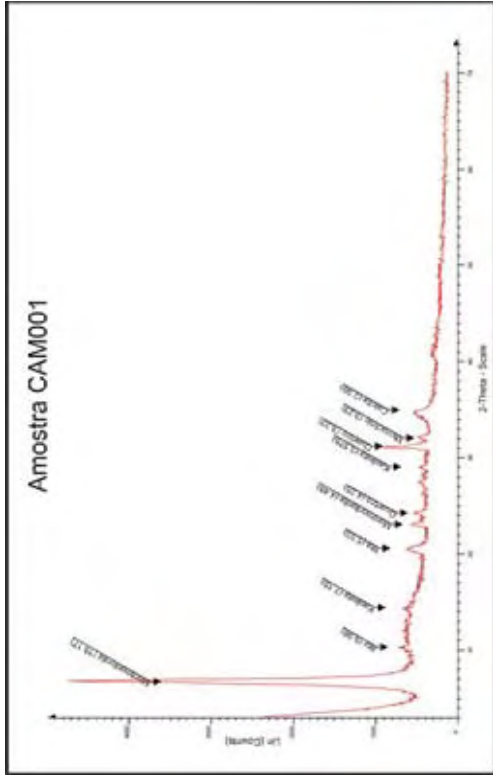
* zircão e turmalina predominantes, raras granadas e frequentes biotita e muscovita)

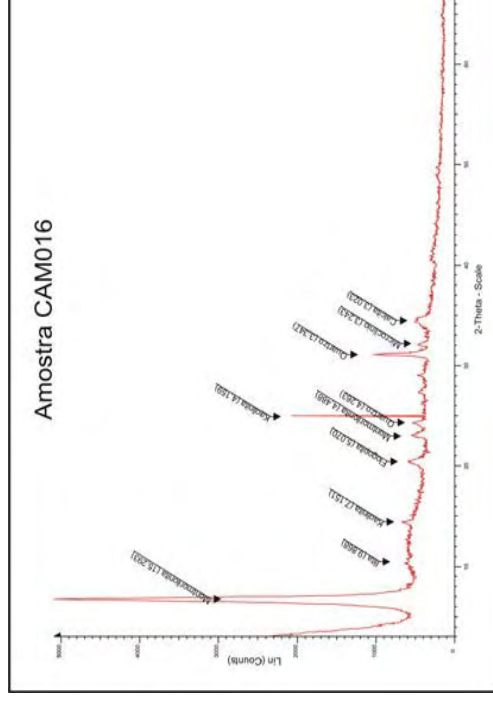
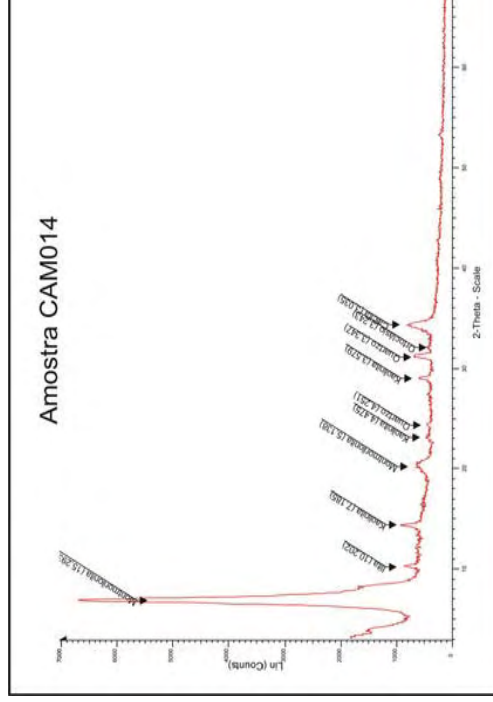
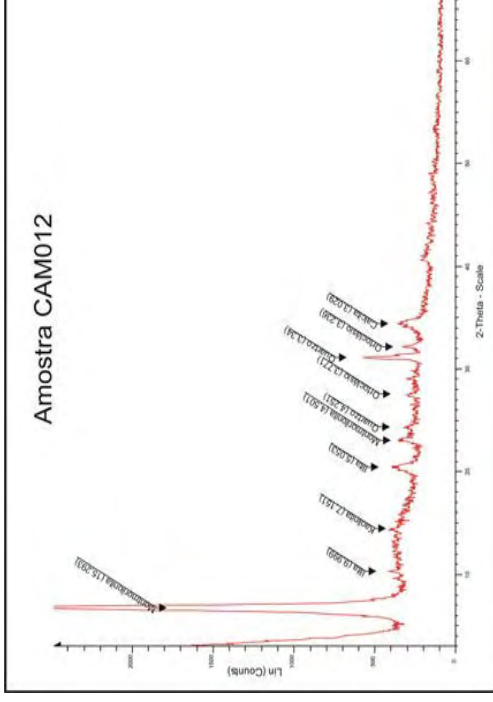
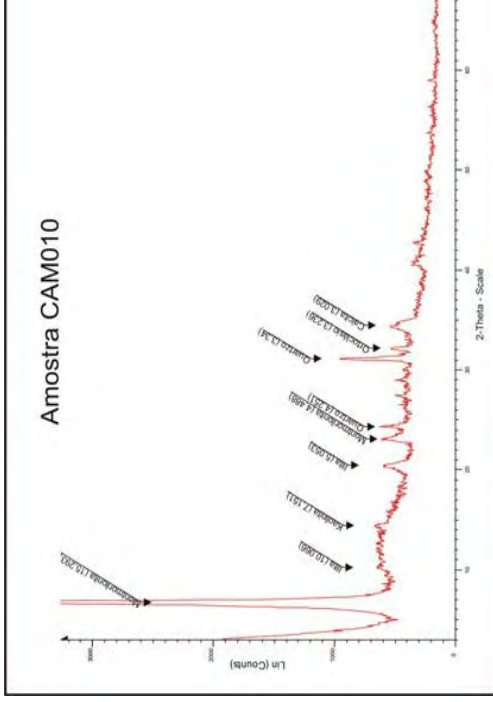
** quartzo (predominante) e vulcânicas em algumas amostras

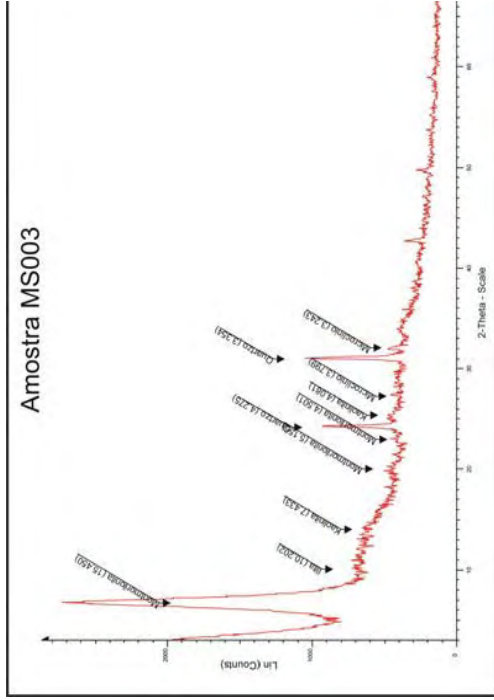
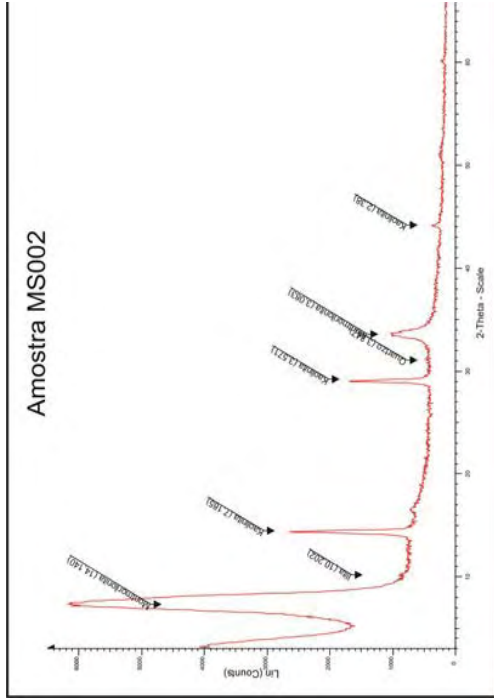
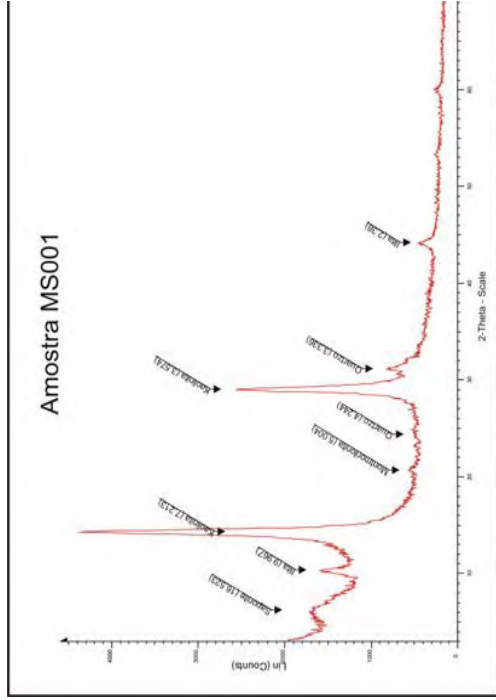
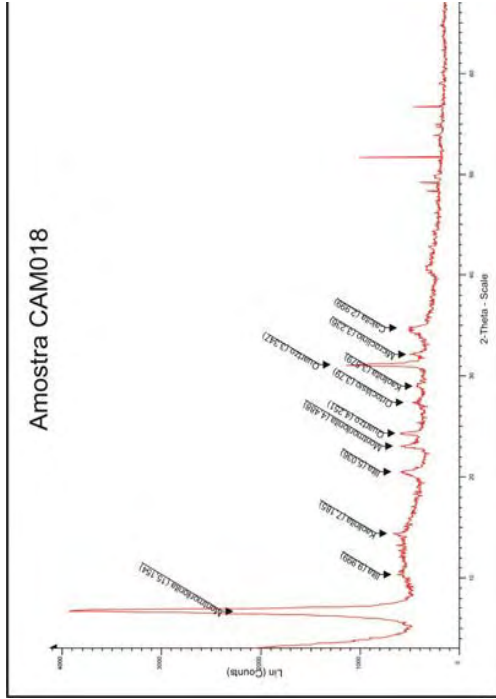
Dados Originais - Análises Químicas Rocha Total

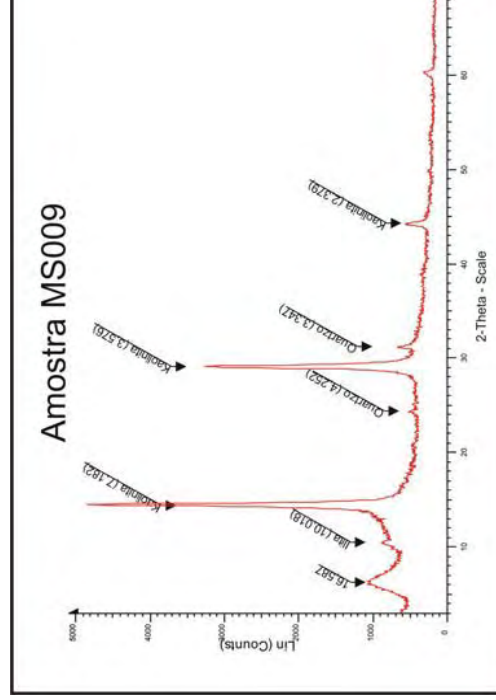
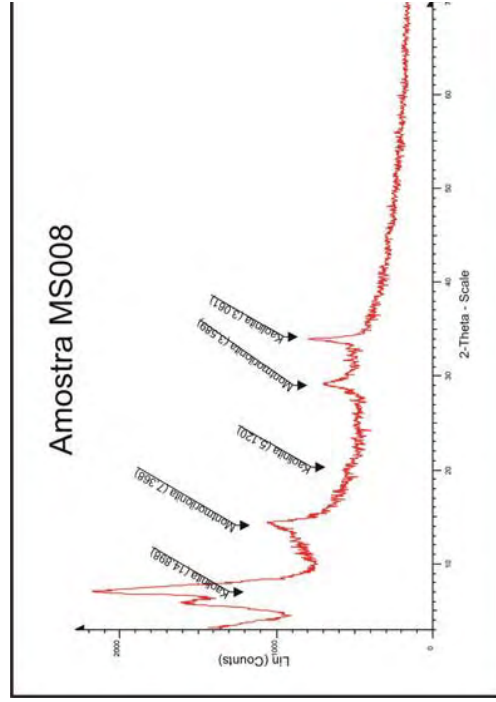
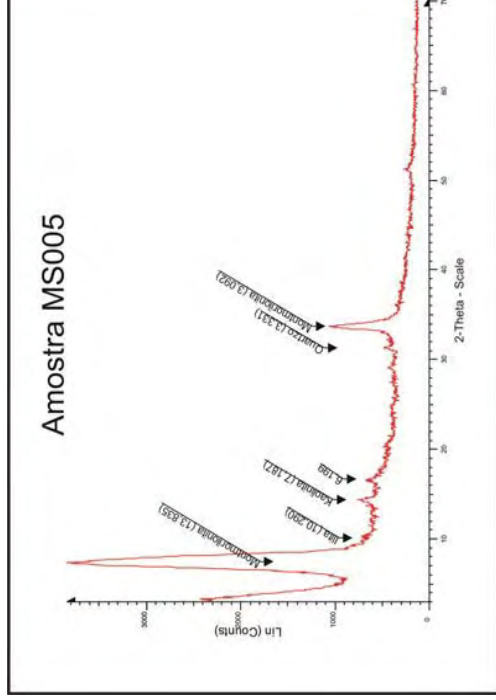
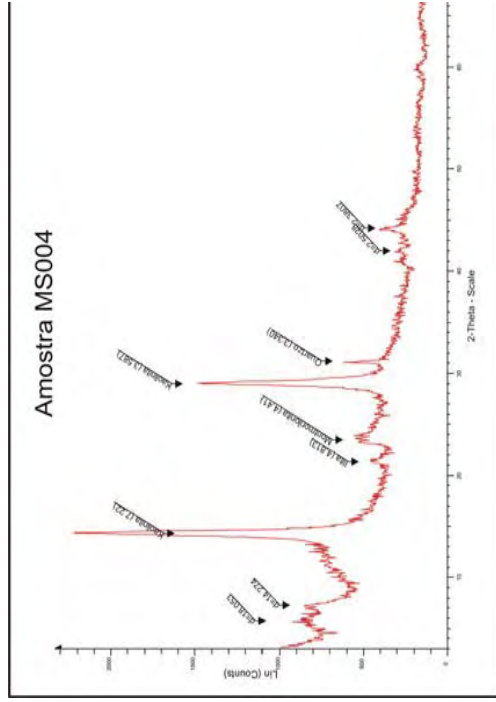
Amostra	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	LOI (%)	Soma	Soma Parcial
CAM004	86,74	0,11	5,43	0,61	0,01	0,66	0,69	0,15	2	0,05	3,85	100,3	96,45
CAM006	74,5	0,09	4,33	0,52	0,01	0,43	8,89	0,13	1,7	0,05	9,56	100,21	90,65
CAM008	81,22	0,12	4,98	0,66	0,02	0,55	3,98	0,15	1,98	0,05	6,48	100,19	93,71
CAM010	85,89	0,18	5,87	0,9	0,01	0,66	0,48	0,16	2,19	0,06	3,74	100,14	96,4
CAM012	86,42	0,14	5,59	0,78	0,01	0,64	0,48	0,15	2,17	0,05	3,78	100,21	96,43
CAM014	86,93	0,14	5,54	0,79	0,01	0,64	0,48	0,16	2,12	0,05	3,34	100,2	96,86
CAM016	80,01	0,1	5	0,6	0,01	0,5	4,93	0,15	1,95	0,05	6,87	100,17	93,3
CAM018	87,76	0,1	5,04	0,56	0,01	0,52	0,35	0,15	2,05	0,05	3,42	100,01	96,59
CAM020	88,45	0,09	5,04	0,51	0,01	0,51	0,37	0,16	2,05	0,05	3,1	100,34	97,24
MS001	94,06	0,13	2,81	0,8	0,01	0,14	0,05	0,09	1,2	0,01	1,01	100,31	99,3
MS002	81,4	0,19	6,39	5,21	0,08	0,77	0,16	0,1	1,5	0,02	4,23	100,05	95,82
MS003	93,24	0,2	2,71	0,97	0,01	0,29	0,07	0,11	1,04	0,01	1,71	100,36	98,65
MS004	89,82	0,55	3,35	2,88	0,02	0,48	0,04	0,08	0,39	0,01	2,65	100,27	97,62
MS005	83	0,42	6,69	1,57	0,01	0,76	0,89	0,16	2,23	0,07	4,4	100,2	95,8
MS008	94,28	0,12	2,44	0,96	0,01	0,13	0,09	0,12	0,65	0,01	1,54	100,35	98,81
MS009	93,48	0,24	3,96	0,67	0,01	0,03	0,03	0,06	0,08	0,01	1,74	100,31	98,57
MS010	87,44	0,28	5,3	1,12	0,03	0,48	0,16	0,14	1,99	0,02	3,16	100,12	96,96
MS011	83,16	0,58	5	3,41	0,02	1,52	0,05	0,09	1,03	0,03	5,31	100,2	94,89
MS012	81,36	0,93	5,75	4,06	0,02	1,45	0,03	0,09	1,11	0,02	5,22	100,04	94,82
MS013	95,31	0,11	1,53	0,8	0,01	0,25	0,12	0,07	0,35	0,01	1,59	100,15	98,56
MS014	87,05	0,57	3,64	3,24	0,03	0,7	0,33	0,08	0,74	0,03	3,63	100,04	96,41
MS015	83,6	0,32	7,16	1,24	0,01	0,76	0,47	0,16	2,46	0,03	4,14	100,35	96,21
MS016	96,3	0,07	2,05	0,52	0	0,01	0,03	0,09	0,49	0,01	0,67	100,24	99,57
MS018	88,66	0,36	5,22	1,71	0,01	0,09	0,04	0,12	2,57	0,04	1,34	100,16	98,82
MS019	95,39	0,1	2,17	0,77	0,01	0,01	0,04	0,09	0,98	0,02	0,57	100,15	99,58
MS020	92,92	0,27	4,01	0,32	0,02	0,01	0,04	0,11	1,53	0,01	1,04	100,28	99,24
MS021	89,92	0,42	5,42	0,72	0,11	0,03	0,04	0,12	2,21	0,02	1,22	100,23	99,01
MS022	88,63	0,26	5,86	0,77	0,01	0,03	0,04	0,14	3,09	0,02	1,19	100,04	98,85
MS023	93,97	0,14	3,12	0,32	0,01	0,13	0,09	0,09	0,78	0,01	1,64	100,3	98,66
MS024	94,77	0,2	2,94	0,66	0,01	0,01	0,04	0,14	0,66	0,01	0,91	100,35	99,44
MS025	90,33	0,13	4,01	1,78	0,01	0,2	0,07	0,1	1,94	0,03	1,7	100,3	98,6

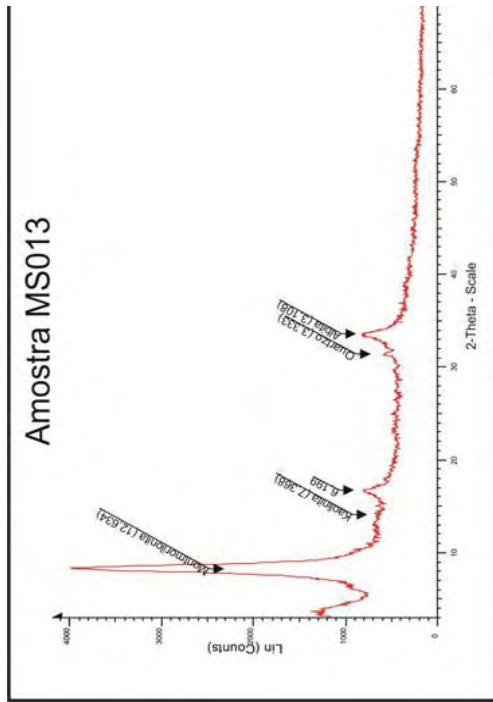
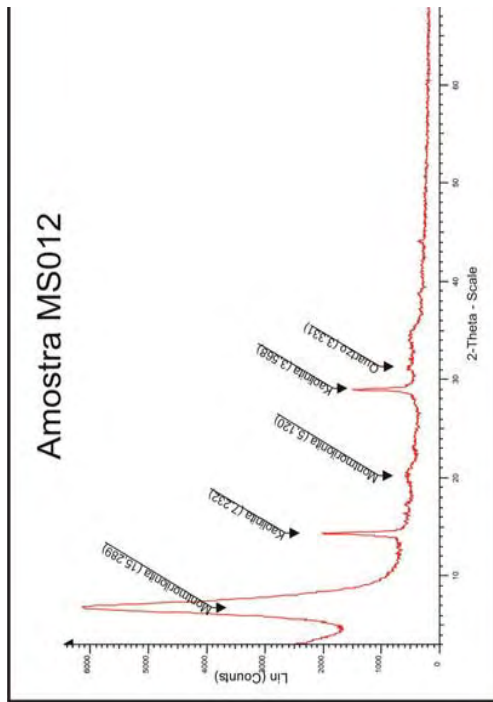
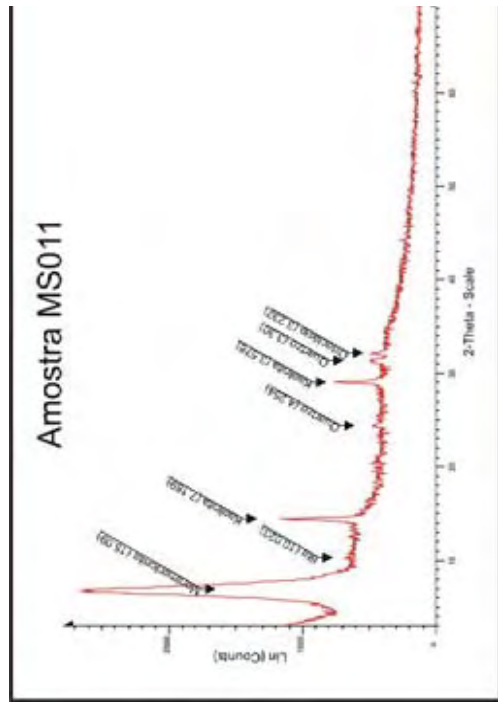
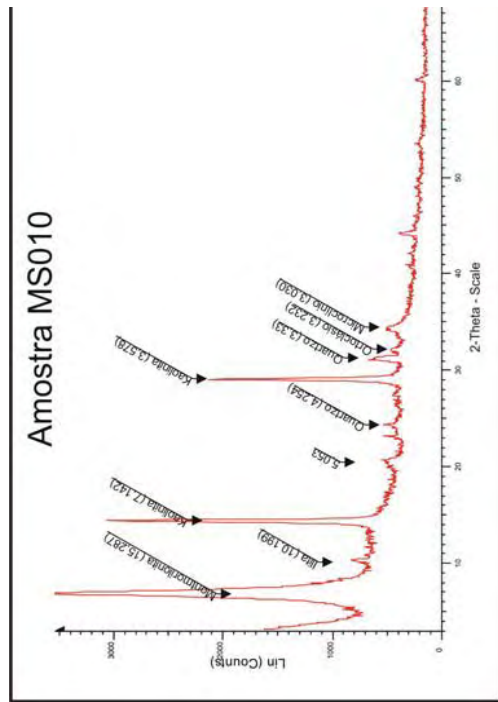
Amostra	Cu (ppm)	Nb (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)	Zn (ppm)	Zr (ppm)	Cr (ppm)	Ba (ppm)	Ni (ppm)
CAM004	16	4	58	70	7	5	61	9	264	2
CAM006	17	5	41	101	9	3	67	7	260	2
CAM008	30	2	49	94	10	2	70	7	363	49
CAM010	25	2	56	85	13	1	83	11	306	1
CAM012	20	3	56	85	8	4	82	8	285	2
CAM014	28	5	54	84	8	3	77	9	289	2
CAM016	18	2	46	100	14	2	72	8	280	15
CAM018	20	2	45	78	18	2	62	5	264	3
CAM020	19	3	49	82	13	1	60	5	260	1
MS001	26	3	29	9	2	1	115	63	103	1
MS002	28	4	37	29	44	3	163	25	410	1
MS003	28	3	27	26	6	4	133	52	180	2
MS004	43	5	10	2	23	4	78	21	97	3
MS005	34	2	58	52	8	5	220	20	332	1
MS008	51	3	13	15	4	3	151	11	162	1
MS009	14	4	12	7	8	2	329	46	32	2
MS010	29	2	54	45	21	2	184	10	420	1
MS011	70	1	18	23	18	3	138	37	300	21
MS012	64	4	27	19	21	2	168	45	362	16
MS013	24	2	7	4	12	1	37	38	91	2
MS014	56	4	3	15	18	1	99	64	213	1
MS015	31	2	57	41	17	1	199	23	386	2
MS016	14	2	13	9	5	3	70	48	72	3
MS018	19	1	47	46	12	4	326	78	305	2
MS019	24	3	27	16	2	3	96	42	109	2
MS020	19	1	35	20	18	2	269	7	208	2
MS021	22	4	44	26	27	2	270	39	705	1
MS022	22	3	49	40	7	2	179	31	287	1
MS023	12	2	18	10	9	3	137	25	117	1
MS024	25	2	12	13	9	3	215	15	140	2
MS025	25	3	26	11	11	2	80	36	137	3

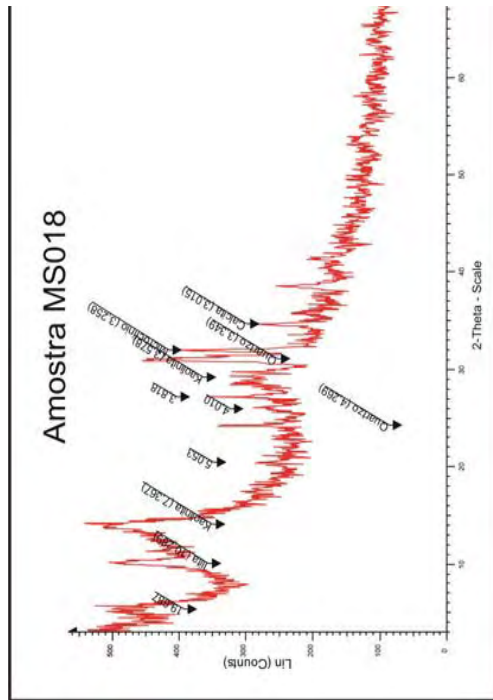
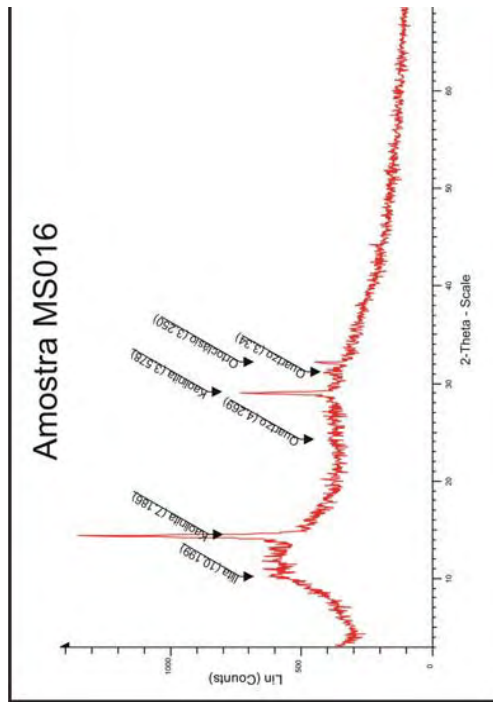
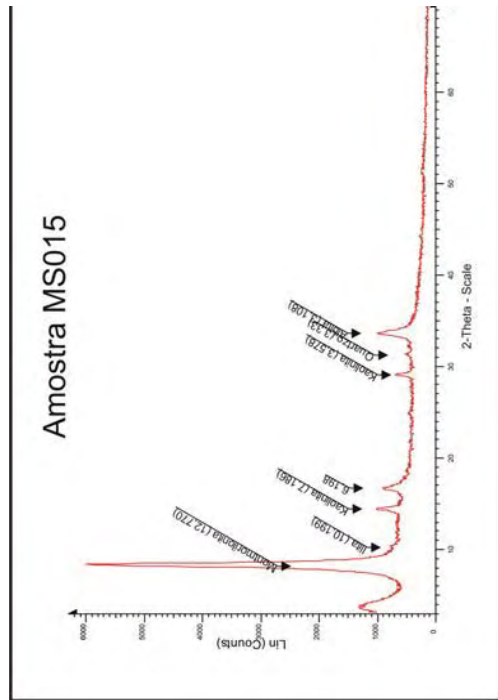
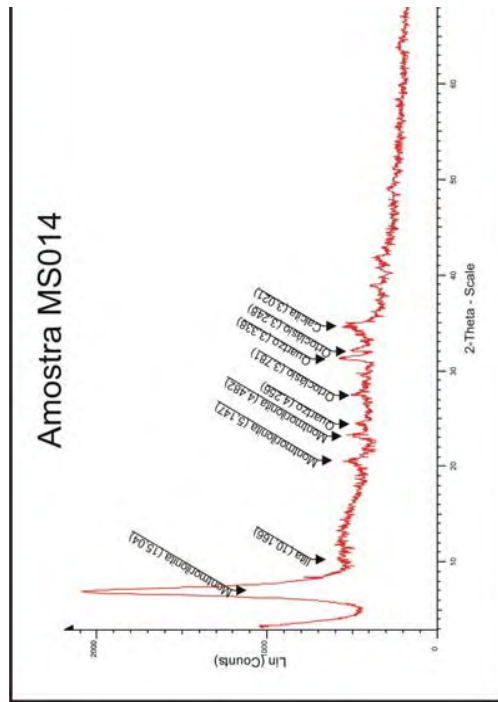


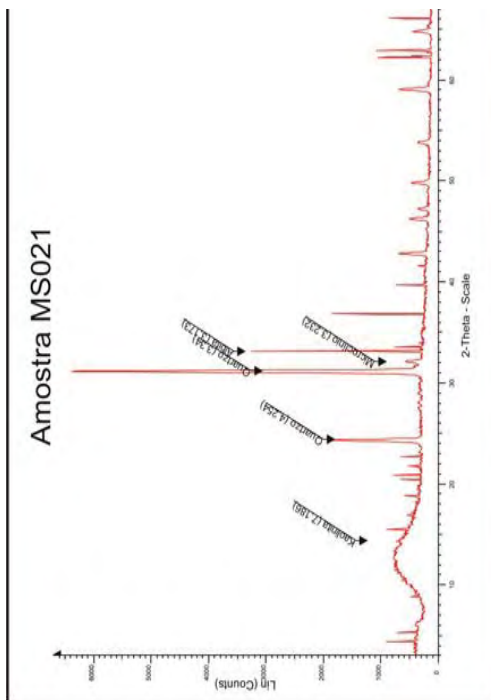
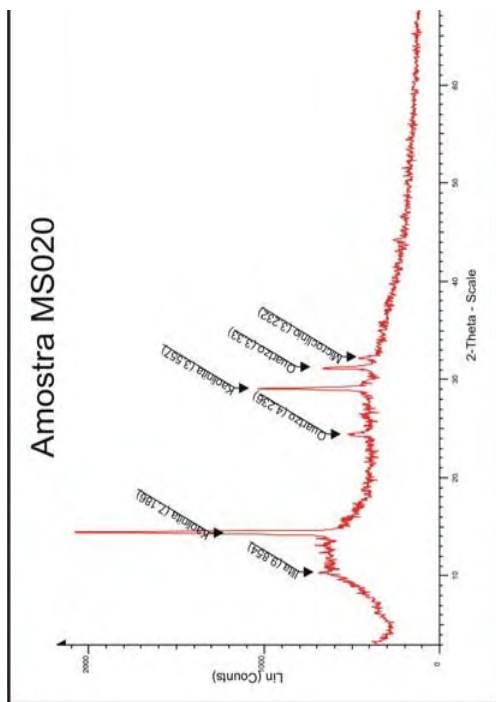
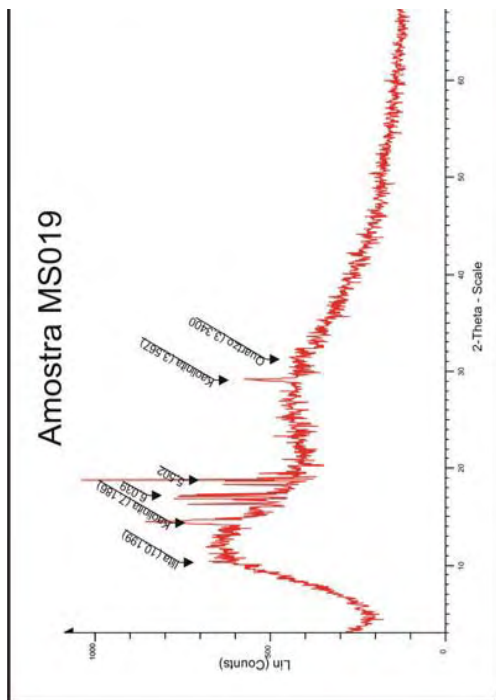












ANEXO 03

Hidroquímica

