



UNICAMP

NÚMERAÇÃO: 160/2011

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DANIEL BERNARDES RAPOSO

**CARACTERIZAÇÃO DO AQUÍFERO ASSOCIADO AO COMPLEXO ALCALINO
CARBONATÍTICO DO BARREIRO, OESTE DE MINAS GERAIS.**

Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da UNICAMP para obtenção do título de Mestre em Geociências, na área de Geologia e Recursos Naturais.

ORIENTADOR: Prof^a. Dr^a. Sueli Yoshinaga Pereira

CAMPINAS / SP

2011

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA POR
CÁSSIA RAQUEL DA SILVA – CRB8/5752 – BIBLIOTECA “CONRADO PASCHOALE” DO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNICAMP

Unidade BCCL
T/UNICAMP
Cutter R182c
V. _____ Ed. _____
Tombo BC 9481
Proc. 169-1000
C _____ D
Preço 11,00
Data 15/10/12
Cód. tit. 847462

R182c Raposo, Daniel Bernardes, 1980-
Caracterização do aquífero associado ao Complexo Alcalino Carbonatítico do Barreiro, oeste de Minas Gerais / Daniel Bernardes Raposo-- Campinas,SP.: [s.n.], 2011.

Orientador: Sueli Yoshinaga Pereira.
Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Aquíferos – Barreiro (MG). 2. Hidrogeologia. 3. Água subterrânea - Qualidade. I. Pereira, Sueli Yoshinaga, 1961- II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para a Biblioteca Digital

Título em inglês: Characterization of the aquifer related to the Barreiro Alkaline Carbonatitic Complex, West of Minas Gerais.

Palavras-chaves em inglês:

Aquífer – Barreiro (MG)

Hydrogeology

Groundwater - quality

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestre em Geociências.

Banca examinadora:

Sueli Yoshinaga Pereira (Presidente)

Jacinta Enzweiler

Reginaldo Antonio Bertolo

Data da defesa: 12-12-2011

Programa de Pós-graduação em Geociências



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTOR: Daniel Bernardes Raposo

"Caracterização do aquífero associado ao Complexo Alcalino Carbonatítico do Barreiro, oeste de Minas Gerais"

ORIENTADORA: Profa. Dra. Sueli Yoshinaga Pereira

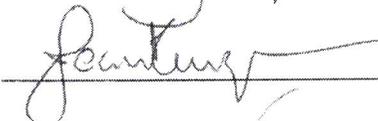
Aprovada em: 12 / 12 / 2011

EXAMINADORES:

Profa. Dra. Sueli Yoshinaga Pereira

Profa. Dra. Jacinta Enzweiler

Prof. Dr. Reginaldo Antonio Bertolo

 - Presidente



Campinas, 12 de dezembro de 2011.

201208074

*Dedico a: Flávia, Bianca, Carolina, Maria Celeste e Luiz Carlos.
Vó Leonor "in memorian".
Obrigado pelo alicerce que me sustenta...*

AGRADECIMENTOS

Obrigado Deus, por ter me dado forças nas madrugadas e finais de semana.

Obrigado Flávia, por ter me enchido de esperança quando eu pensava em desistir, mesmo eu estando ausente em espírito. Obrigado minhas filhas por renovarem a cada dia a minha vontade de ser melhor.

Obrigado a prof^a. Sueli por essa orientação e apoio.

Obrigado aos professores Lilia M. Sant'Agostino e Jorge S. Bittencourt por acreditarem no meu trabalho desde a graduação.

Agradeço a empresa Bunge Fertilizantes, especialmente as pessoas que me autorizaram a dedicar parte do meu tempo a esse projeto: Nelson Shimabukuro, Vicente Lôbo e Marcelo Pereira.

Obrigado Antônio C. Bertachini e Daniel Bertachini pela amizade e troca de experiência.

Obrigado prof. Ian Clark, que gentilmente me passou a lista dos exercícios resolvidos do seu livro.

Obrigado prof. Dr. e grande amigo de turma, Rogério G. Azzone, pela ajuda com a bibliografia.

Aos amigos que fiz e mestres que tive nos locais onde trabalhei: Paulo C. Abrão, Silvio L. Oliveira, Marcelo A. Pereira, Agenor de Faria Jr., Thiago B. Bonás, Tereza Lee, Guilherme Pontes, Julielson Camelo, Hélio Darlan, Felipe Russo, Urquiza de Holanda, Rúbia Borges, Silvânia Braga, Ada Romanel e Júlio C. Santos. Acredito que meu trabalho é um somatório das coisas boas que compartilhei com vocês.

"Só fazemos melhor aquilo que repetidamente insistimos em melhorar. A busca da excelência não deve ser um objetivo, e sim um hábito.", Aristóteles.

"Se você conhece o inimigo e conhece a si mesmo, não precisa temer o resultado de cem batalhas. Se você se conhece mas não conhece o inimigo, para cada vitória ganha sofrerá também uma derrota. Se você não conhece nem o inimigo nem a si mesmo, perderá todas as batalhas.", Sun Tzu.

SÚMULA CURRICULAR DO ALUNO

Daniel Bernardes Raposo.

Graduado em Geociências pela Universidade de São Paulo em dezembro de 2002. Tem trabalhado desde o último ano de graduação como geólogo de recursos minerais, desenvolvendo atividades de mapeamento geológico e geotécnico de minas, descrição de testemunhos de sondagem rotativa, planejamento de sondagens, elaboração de modelos geológicos 3D em softwares (Datamine e Gemcom), cálculo de recursos geológicos e geoestatística. Foi coordenador de Hidrogeologia e Recursos Geológicos na empresa Bunge Fertilizantes em Araxá-MG. Já desenvolveu trabalhos para minas de: fosfato, bauxita, potássio, ouro, prata-chumbo-zinco, grafita e ferro.

Experiência como Geólogo nas seguintes empresas: Bunge Fertilizantes (estagiário), Geoconsultoria (São Paulo-SP), Bunge Fertilizantes (Cajati-SP e Araxá-MG), Mineração Rio do Norte (Oriximiná-PA) e atualmente é contratado do grupo Forbes & Manhattan, e está ligado basicamente a projetos de exploração mineral, mas também colabora nas áreas de hidrogeologia e geotecnia, para projetos ambientais e viabilidade econômica de empreendimentos mineiros.

Atividades Acadêmicas na Universidade de São Paulo:

- 1998: Ingresso no curso de Geologia na USP.
- 1999: Monitor da disciplina: Geologia Geral - Sistema Terra.
- 2000: Projeto de Iniciação Científica como bolsista PIBIC-CNPQ:

Daniel Bernardes Raposo. **A Metodologia U-Pb em Titanitas**. 2001. Iniciação Científica. (Graduando em Geologia). Instituto de Geociências - Departamento de Mineralogia e Geotectônica da USP, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico. Orientador: Prof. Dr. Oswaldo Siga Júnior.

Participação no 8º Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP (Exatas e Engenharia) e XVII Congresso de Iniciação Científica e Tecnológica em Engenharia. São Carlos – 8, 9 e 10 de novembro de 2000.

- 2002: Estágio na empresa Bunge Fertilizantes vinculado à Universidade de São Paulo, durante o último ano do curso de Geologia.

Publicações:

- FERREIRA, T.C.O. 2007. **Avaliação comparativa dos atributos geológicos, mineralógicos, químicos e estruturais de corpos carbonatíticos da mina de apatita de Cajati, SP: implicações no modelo de lavra.** Monografia de Trabalho de Formatura. Orientador: Bittencourt, J.S., Coorientador: Raposo, D.B. Universidade de São Paulo. 49p.
- LEE, T. 2006. **Alteração hidrotermal de carbonatito do setor norte da mina de Cajati, SP: um estudo preliminar.** Monografia de Trabalho de Formatura. Orientador: Bettencourt, J.S., Coorientador: Raposo, D.B. Universidade de São Paulo 51p.
- RAPOSO, D.B., BASEI, M.A.S., SPROESSER, W.M., SIGA JR, O. 2001. **Implantação da Metodologia U/Pb em Titanitas no CPGeo-USP.** *In:* 9º. Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP-SIICUSP, 10 de novembro de 2001. CD-Rom.
- RAPOSO, D.B., BERTACHINI, A.C., PEREIRA, S.Y., BERTACHINI, D.P. 2010. **Aspectos hidrogeológicos associados ao Complexo Carbonatítico do Barreiro e as relações com a atividade mineral.** *In:* VI Congresso Brasileiro de Mina a Céu Aberto. IBRAM. Belo Horizonte-MG. 12p. CD-Rom.
- RAPOSO, D.B. 2002. **Investigação tecnológica em minério carbonatítico de Cajati-SP, utilizado como matéria prima para a produção de foscálcio.** Monografia de Trabalho de Formatura. Orientadora: Sant'Agostino, L.M., Coorientador: Bonás, T.B. Universidade de São Paulo 28p.
- RAPOSO, D.B., PEREIRA, S.Y. 2011. **Caracterização litológica e hidrodinâmica do aquífero associado ao Complexo Alcalino Carbonatítico do Barreiro, oeste de Minas Gerais.** Artigo submetido à Revista de Geociências da UNESP, confirmado recebimento em 07 nov. 2011. 28 p.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Caracterização do aquífero associado ao Complexo Alcalino-Carbonatítico do Barreiro, oeste de Minas Gerais.

RESUMO

O aquífero associado ao Complexo Alcalino Carbonatítico do Barreiro (CACB) foi estudado através da análise de testemunhos de furos de sondagem rotativa em seções geológicas verticais.

O modelo conceitual interpretado é de um aquífero principal, granular e semi-confinado e dois outros, ambos fissurais e confinados, um deles relacionado ao topo da rocha sã e o outro a sistemas de falhas ou fraturas profundas, esse último se manifesta em nascentes mesotermiais e fortemente mineralizadas.

Sistemas de falhas descritas na bibliografia e observadas em afloramentos produziram um sistema anisotrópico. Testes de bombeamento de longa duração indicam que os parâmetros hidrodinâmicos variam de um local para outro, o que mostra que o principal aquífero é heterogêneo. Os diferentes litotipos e a grande variação na espessura do manto de intemperismo interferem diretamente nas características hidrodinâmicas.

A condutividade hidráulica pode variar de 0,17 a 1,0 m/dia, e é maior nas regiões com presença de silexitos. Também foi observado que os poços com as maiores vazões, geramente superiores a 150 m³/h, perfuraram zonas com silexitos.

Análises de hidroquímica mostram que as águas são tipicamente bicarbonatadas cálcio-magnesianas, e juntamente com os dados isotópicos de ¹⁸O, ²H e ¹³C, foi observada a existência de três populações de água subterrânea bem distintas. A primeira população são as águas do aquífero granular típico, que ocorre no interior e na borda sul e sudoeste da intrusão. Essas águas apresentam temperatura média de 22,8 °C e condutividade elétrica média de 159 µS/cm.

A segunda população são as águas associadas a borda oeste da intrusão, com forte interferência do anel de quartzitos fenitizados, que possuem temperatura média de 23,2 °C e condutividade elétrica média de 185 µS/cm.

A terceira população é representada pelas águas mesotermiais, com temperatura média de 31,5 °C e condutividade elétrica média de 5.800 µS/cm.

A circulação das águas mesotermiais pode estar relacionada com sistemas de fraturas profundas, com tempo de residência de cerca de 40 mil anos, conforme obtido em uma análise de ¹⁴C.

Palavras chave: Barreiro, hidrogeologia, hidroquímica.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Characterization of the the aquifer related to the Barreiro Alkaline-Carbonatitic Complex, west of Minas Gerais State.

ABSTRACT

The aquifer related to the Barreiro's Alkaline-Carbonatitic Complex (CACB) was studied by analyses of sample cores and vertical geological sections.

The conceptual model was interpreted as a main aquifer, granular and semi-confined and two others subordinated aquifers, fissural and confined, one of them is related to the top of fresh rock, and the other one is related to the deep fault zones that contains waters strongly mineralized and can be observed in mesothermal springs.

Fault zones are described in the literature and are also observed in outcrops. Those faults produced an anisotropy system over the saprolites. Pumping tests have shown that the hydrodynamic parameters can change from one place to another. This fact indicates that the main aquifer is heterogenous and has a strong interference of the lithotypes.

The range of hydraulic conductivity is from 0.17 to 1.0 m/day, with the highest values in regions with silexites. It has also been observed that the wells with the highest pumping rates, generally higher than 150 m³/h, are also located over silexites zones.

Analyses of hydrochemistry have shown that the waters are typically bicarbonated calcium-magnesian.

The results of ¹⁸O, ²H and ¹³C isotopes have shown three populations of groundwater. The first population is related to the main aquifer within the Carbonatitic Complex, with an average of temperature and electric conductivity of 22.8 °C and 159 μS/cm, respectively.

The second population is represented by the groundwater located on the west border of the CACB, related to the fenitized quartzitic ring, the average temperature and electric conductivity are 23.2 °C and 185 μS/cm, respectively.

The third population is represented by the mesothermal waters that has temperature around 31.5 °C and the electric conductivity up to 5,800 μS/cm.

The mesothermal groundwater may be related to the deep fault zones and has a residence time around fourty thousand years, obtained from one result of ¹⁴C.

Key words: Barreiro, hydrogeology, hydrochemistry.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1. Aspectos Geológicos Gerais.....	5
2.2. Aspectos Hidrogeológicos do Complexo Alcalino-Carbonatítico do Barreiro	8
2.3. Traçadores em Hidrogeologia	9
2.3.1. Isótopos Estáveis (^{18}O e ^2H).....	10
2.3.2. Radioisótopos (^3H e ^{14}C)	12
2.3.3. O Ciclo do Carbono ^{13}C	14
3. MATERIAIS E MÉTODOS	17
3.1. Sondagem Rotativa Diamantada	17
3.2. Mapa potenciométrico.....	19
3.3. Perfuração de Poços Tubulares	20
3.3.1 Método roto-percussivo.....	20
3.3.2. Método percussivo	20
3.4. Ensaio em Poços de Bombeamento	21
3.4.1. Ensaio por etapas.....	21
3.4.2. Ensaio de longa duração em poços	22
3.4.3. Ensaio de recuperação	24
3.4.4. Característica e localização dos poços ensaiados.....	25
3.5. Hidroquímica e Isótopos	28
3.5.1. Metodologia analítica	28
3.5.2. Locais amostrados	29
4. RESULTADOS OBTIDOS.....	33

4.1. Principais Litotipos Interpretados	33
4.2. Aspectos Estruturais	36
4.3. Unidades Hidrogeológicas	37
4.4. Piezometria.....	38
4.5. Parâmetros Hidrodinâmicos	40
4.5.1. Ensaio de bombeamento de longa duração.....	40
4.5.2. Ensaio de bombeamento por etapas	44
4.5.3. Ensaio de recuperação	49
4.6. Hidroquímica.....	51
4.7. Isótopos Estáveis $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$	56
4.8. Radioisótopos de ^3H	58
4.9. Isótopos de $\delta^{13}\text{C}$	59
4.10. Datação da Água por ^{14}C	60
5. DISCUSSÕES E INTERPRETAÇÕES	63
5.1. Modelo conceitual	63
5.2. Parâmetros Hidrodinâmicos	63
5.3. Hidroquímica.....	66
5.4. Isótopos	67
6. CONCLUSÕES.....	69
6.1. Águas do Interior do CACB.....	69
6.2. Águas Associadas aos Quartzitos Fentizados	70
6.3. Águas Mesotermiais	71
7. BIBLIOGRAFIA.....	73
8. ANEXOS.....	77
Anexo 1. Perfis lito-químicos dos furos de sondagem.	77
Anexo 2. Pontos usados na interpretação da superfície piezométrica	84

Anexo 3. Perfil dos poços onde foram realizados testes de bombeamento	87
Anexo 4. Dados do ensaio de bombeamento de longa duração	92
Anexo 5: Resultados dos ensaios de bombeamento por etapas	94
Anexo 6: Resultados dos ensaios de recuperação	97
Anexo 7: Modelo da Planilha elaborada para a correção da atividade inicial de ^{14}C	101

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Localização do CACB (Modificado de DARDENE, 2000).	1
Figura 2.1. Mapa Geológico do CACB (modificado de SILVA <i>et al.</i> , 1979).....	8
Figura 2.2. Rede de drenagens associada ao CACB (Modificado de MDGEO, 2006).	9
Figura 2.3. Origem e distribuição do ^3H na natureza (MOOK <i>et. al.</i> , 2000), que mostra as duas principais fontes de origem do trítio: explosões termo-nucleares e o bombardeamento de átomos de ^{14}N por raios cósmicos. A partir daí o ^3H é incorporado na molécula de água e entra no ciclo hidrogeológico.	13
Figura 2.4. Origem e distribuição do ^{14}C na natureza (MOOK <i>et. al.</i> , 2000), que mostra as três principais fontes de origem do carbono-14: queima de combustíveis fósseis, explosões termo-nucleares e o bombardeamento de átomos de ^{14}N por raios cósmicos. Diferente do ^3H , que é incorporado diretamente pela molécula de água, o ^{14}C precisa ser assimilado pelo solo, quando entra no ciclo do carbono e também no ciclo hidrogeológico.	13
Figura 2.5. Modelo esquemático do fracionamento isotópico do ^{13}C (modificado de CLARK & FRITZ, 1997).....	15
Figura 3.1. Sondagem rotativa na área sudeste da intrusão.....	18
Figura 3.2. Sonda roto-percussiva.....	20
Figura 3.3. Mapa Geológico (modificado de SILVA <i>et al.</i> , 1979) com a localização dos poços.	26
Figura 3.4. Mapa de localização dos pontos de coleta para análises hidroquímicas e isotópicas	30
Figura 4.1. Mapa dos principais litotipos aflorantes (Modificado de SAD & TORRES, 1976).	33
Figura 4.2. Saprolito laranja.	35
Figura 4.3. Saprolito marrom arenoso.....	35
Figura 4.4. Silexitos porosos.	35
Figura 4.5. Silexitos.	35
Figura 4.6. Brechas no saprolito marrom.	35

Figura 4.7. Saprolito verde micáceo.....	35
Figura 4.8. Feições estruturais preservadas em afloramento de canga.....	37
Figura 4.9. Perfil geológico A-B mostrando as principais unidades aquíferas.	37
Figura 4.10. Mapa potenciométrico.	39
Figura 4.11. Equipotenciais antes e depois de iniciado o bombeamento do poço P-1.	44
Figura 4.12. Diagrama de Piper.....	52

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1. Furos de sondagem estudados	19
Tabela 3.2. Aspectos construtivos dos poços de bombeamento.....	27
Tabela 3.3. Perfil litológico dos poços.....	27
Tabela 3.4. Descrição dos pontos coletados para as análises de hidroquímica (HQ) e isótopos.....	31
Tabela 4.1. Parâmetros hidrodinâmicos do principal aquífero.....	43
Tabela 4.2. Resultados dos testes de rebaixamento por etapa.	47
Tabela 4.3. Resumo dos testes de recuperação do nível de água nos poços.....	51
Tabela 4.4. Resultados das análises de hidroquímica.....	53
Tabela 4.5. Resultados das análises de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$	57
Tabela 4.6. Resultados de ^3H	59
Tabela 4.7. Resultados de $\delta^{13}\text{C}$	60
Tabela 4.8. Resultado de ^{14}C	60
Tabela 4.9. Idade da água segundo dois métodos de correção da atividade inicial de ^{14}C	61
Tabela 5.1: Variação dos parâmetros hidroquímicos.	66

ÍNDICE DE GRÁFICOS

Gráfico 4.1. Rebaixamento do nível de água no piezômetro PZ-129.....	40
Gráfico 4.2. Rebaixamento do nível de água no piezômetro PZ-137.....	41
Gráfico 4.3. Rebaixamento do nível de água no piezômetro PZ-130.....	41
Gráfico 4.4. Rebaixamento do nível de água no piezômetro PZ-121.....	42
Gráfico 4.5. Rebaixamento do nível de água no piezômetro PZ-122.....	42
Gráfico 4.6. Rebaixamento do nível de água no piezômetro PZ-117.....	43
Gráfico 4.7. Teste de vazão por etapas no poço P-1.	45

Gráfico 4.8. Teste de vazão por etapas no poço P-2	45
Gráfico 4.9. Teste de vazão por etapas no poço P-3.	45
Gráfico 4.10. Curva característica para o poço P-1.....	46
Gráfico 4.11. Curva característica para o poço P-2.....	47
Gráfico 4.12. Curva característica do poço P-3.....	47
Gráfico 4.13. Ensaio de recuperação do nível de água para o poço P-2.	49
Gráfico 4.14. Ensaio de recuperação do nível de água para o poço P-3.	50
Gráfico 4.15. Ensaio de recuperação do nível de água para o poço P-4.	50
Gráfico 4.16. Ensaio de recuperação do nível de água para o poço P-5	51
Gráfico 4.17. Concentração dos principais cátions, T e pH ao longo de um perfil esquemático SE-NW. .	55
Gráfico 4.18. Concentração do íon bicarbonato, C.E e R.S. ao longo de um perfil esquemático SE-NW. .	55
Gráfico 4.19. Resultados de ^{18}O e ^2H para as precipitações coletadas pela IAEA-GNIP (2010) no aeroporto de Brasília-DF	56
Gráfico 4.20. Resultados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$	57
Gráfico 5.1. Correlação entre a vazão e transmissividade.....	65
Gráfico 5.2. Correlação entre vazão e condutividade hidráulica.....	65

ÍNDICE DE ABREVIACÕES E SÍMBOLOS

4"	polegadas
b	espessura do aquífero
B	coeficiente de perda de carga do poço
CACB	Complexo Alcalino-Carbonatítico do Barreiro
C	coeficiente de perda de carga do aquífero
¹²C	carbono comum, com 6 prótons e 6 nêutrons
¹³C	isótopo de carbono, com 6 prótons e 7 nêutrons
¹⁴C	radioisótopo do carbono, com 6 prótons e 8 nêutrons
°C	graus Célsius.
C.E.	Condutividade Elétrica
COMIG	Companhia Mineradora de Minas Gerais, atualmente CODEMIG
cm/s	centímetros por segundo, medida da velocidade de água subterrânea
DIC	<i>Dissolved Inorganic Carbon</i> , ou Carbono Inorgânico Dissolvido
Eh	Potencial redox
GMWL	<i>Global Mean Water Line</i>
ha	hectares
¹H	hidrogênio comum, com 1 próton
²H	deutério, isótopo do hidrogênio com 1 próton e 1 nêutron
³H	trítio, isótopo instável do hidrogênio com 1 próton e 2 nêutrons
IGAM	Instituto Mineiro de Gestão de Águas
K	condutividade hidráulica
K'	condutividade hidráulica do aquífero
keV	Eletrovolt (sendo 1 keV aproximadamente $1,602 \times 10^{-16}$ joule)
LMWL	<i>Local Mean Water Line</i>
Ma	milhões de anos
m/dia	metros por dia, medida da velocidade de água subterrânea
m²/dia	metro quadrado por dia, medida de transmissividade
MDGEO	Empresa de consultoria em hidrogeologia
m³/h	metro cúbico por hora, medida de vazão de água em poços de bombeamento
m³/h/m	medida de vazão específica, vazão para cada metro de rebaixamento
mg/L	miligrama por litro

meq/L	miliequivalente por litro, peso molecular dividido pela valência do cátion ou ânion
NE	nível de água estático
ND	nível de água dinâmico, durante o bombeamento
n	nêutrons
¹⁶O	molécula de oxigênio mais comum, com 8 prótons e 8 nêutrons
¹⁸O	isótopo do oxigênio, com 8 prótons e 10 nêutrons
p	prótons
pH	potencial hidrogeniônico
ppm	parte por milhão
pmC	<i>percentage of modern carbon</i> , ou porcentagem de carbono moderno
Q	vazão
R.S.	Resíduo seco a 180 °C
UT	unidade de trítio
s	rebaixamento do nível de água
S	coeficiente de armazenamento, adimensional
T	transmissividade
TU	<i>tritium unit</i>
ΔS	rebaixamento do nível de água em uma determinada vazão constante
ΔS₁₀	rebaixamento do nível de água em 1 ciclo logarítmico
μS/cm	microsiemens por centímetro, medida de condutividade
δ	desvio isotópico em relação a uma determinada amostra padrão

1. INTRODUÇÃO

O Complexo Alcalino-Carbonatítico do Barreiro (CACB) está localizado na região do Alto Paranaíba, no oeste do Estado de Minas Gerais.

A Figura 1.1. mostra a localização dessa intrusão dentro do contexto geológico regional.

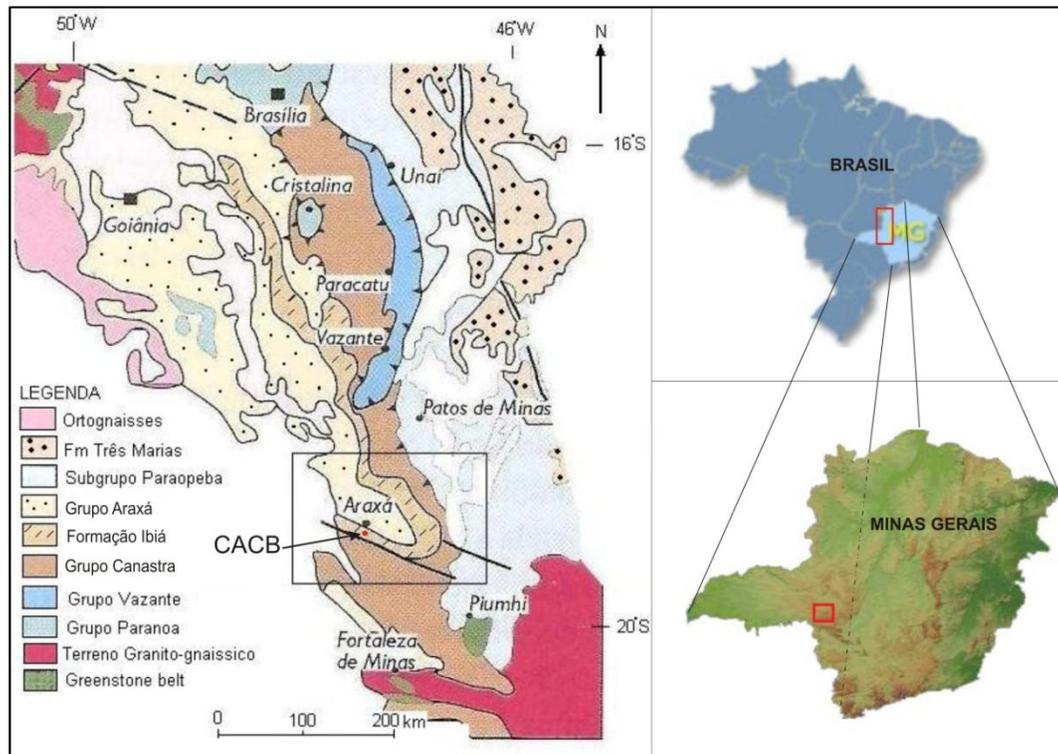


Figura 1.1. Localização do CACB (Modificado de DARDENE, 2000).

A pesquisa geológica na região do Barreiro tem início com o trabalho de campo do geólogo ANDRADE JR. (1925) com a seguinte descrição: "Próximo a propriedade do Sr. Eugênio, a pouca distância do Barreiro, encontrei massas de uma rocha bastante decomposta, resistente, constituída essencialmente de phosphato complexo e barytina". Com as amostras coletadas por Andrade Júnior foi desenvolvido um estudo petrográfico por GUIMARÃES (1925) que descreveu os seguintes minerais como sendo os principais: calcita, dolomita, anfibólio, apatita, mica, barita, além de cerca de 1% de terras raras. Após isso, o governo brasileiro, no intuito de descobrir reservas de urânio, sugeriu o

levantamento aerocintilométrico dos principais focos vulcânicos conhecidos, como: Araxá, Tapira, Serra Negra, Serra do Salitre, no Estado de Minas Gerais e Jacupiranga, Juquiá e Ipanema no Estado de São Paulo e Anitápolis no Estado de Santa Catarina.

Somente em 1955, depois de concluído esse levantamento aéreo que a pesquisa geológica foi retomada em Araxá. Conforme GUIMARÃES (1957) foi cubada uma reserva de 185,73 milhões de toneladas de minério com cerca de 2,5 % de Nb_2O_5 , 0,06 % de ThO_2 e 0,05% U_3O_8 .

Em 1944 foi inaugurado o Grande Hotel Termas de Araxá, com intuito de explorar o potencial das águas mesotermiais e radioativa das fontes localizadas na borda noroeste da intrusão do Barreiro.

A atividade de lavra dos recursos minerais começou na década de 1970. Atualmente são lavrados o nióbio e o fosfato em cavas a céu aberto. Ambas representam a maior mina de nióbio do mundo e uma das reservas de fosfato mais importantes do Brasil.

Durante cerca de 40 anos a atividade turística, que tem como base as águas naturais relacionadas ao carbonatito do Barreiro, tem convivido com a atividade de mineração.

RÚBIO & LORCA (1993) abrem uma discussão muito abrangente sobre o tema da água na mineração. Esses autores descrevem que a atividade mineral invariavelmente muda o gradiente hidráulico e altera o regime de fluxo, que pode ser induzido das rochas ao redor para a escavação, que pode necessitar grande quantidade de bombeamento e criar um extenso e prolongado cone de depressão. Sobre essas circunstâncias podem acontecer repercussões hidrogeológicas, ambientais e econômicas, necessitando que sejam adotadas medidas de estratégia de gerenciamento da água a fim de se reduzir os impactos sócio-econômicos do rebaixamento do nível de água da mina.

A discussão do tema da água na mineração é o que motivou essa pesquisa. Atualmente com a abertura, desenvolvimento e expansão de projetos mineiros por todo o mundo, é um assunto que deve estudado com forte fundamentação técnica.

Essa pesquisa tem o objetivo de entender e discutir os aspectos hidrogeológicos relacionados ao CACB, que durante décadas representa um ponto clássico na geologia brasileira e que desperta interesse de diversos setores da sociedade.

Para tanto foi necessário identificar os principais litotipos, o que foi feito através de testemunhos de sondagem.

A sondagem rotativa foi de extrema importância nessa pesquisa, pois foi possível delimitar as principais unidades litológicas e elaborar o modelo conceitual do aquífero.

Posteriormente foram analisados os resultados de ensaios em poços de bombeamento com objetivo de se conhecer os parâmetros hidrodinâmicos.

Estudos hidroquímicos foram importantes, pois é fato que as rochas deixam sua assinatura nas águas e essa premissa não seria diferente no Barreiro. As águas associadas a anomalias geológicas serão também anomalias e, portanto, podem ter elementos químicos acima de padrões estabelecidos como aceitáveis para consumo diário. Parece um pouco óbvio, contudo, muitas vezes não esse assunto não é tratado dessa forma.

Muitas vezes quando se instala uma atividade mineral, o mais comum é que algumas anomalias sejam atribuídas a atividade de lavra, contudo, é importante que sejam elaborados estudos detalhados, que discorram sobre aspectos mineralógicos, geológicos e hidroquímicos para se possa chegar a alguma conclusão.

As características hidroquímicas observadas no Barreiro são totalmente correlacionáveis com a mineralogia que vem sendo descrita desde a década de 1920. A presença de elementos dissolvidos, principalmente bário e fósforo, são totalmente coerentes com as anomalias mineralógicas de bário (sulfatos e carbonatos) e fosfato.

Por fim é feita uma discussão sobre as características isotópicas das águas com objetivo de identificar diferentes populações de águas.

2. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

Como já citado, os primeiros trabalhos publicados sobre a intrusão do Barreiro são de ANDRADE JR. (1925) e GUIMARÃES (1925), que foram designados pelo Serviço Geológico do Brasil para um trabalho de reconhecimento geológico visando a descoberta de minerais radioativos, visto que já existiam relatos sobre a anomalia radioativa associada a nascente conhecida com Dona Beija.

Após esses dois trabalhos, diversos outros autores deram sua contribuição, principalmente no sentido de entender o manto de intemperismo que se instalou nesse local e também focados em aspectos geotectônicos e estruturais da faixa Brasília. Podem-se destacar os seguintes autores: HASUI & CORDANI (1968), SAD & TORRES (1976), HASUI (1975), ALMEIDA (1983), ISSA FILHO *et al.* (1984), TORRES & GASPAR (1995), SEER (1999) e MORAES *et al.* (2008).

No entanto, no que se refere à hidrogeologia, além dos trabalhos de reconhecimento da década de 1920, foram produzidos outros três trabalhos principais: VIANA *et al.* (1999) e COMIG (2001), onde se pode destacar o importante inventário feito sobre poços de monitoramento e poços tubulares, bem como algumas informações sobre hidroquímica, contudo são trabalhos concentrados na área da Estância Hidromineral do Barreiro. BERTOLO *et al.* (2007) abrem uma discussão sobre uma amostra de água envasada por uma empresa que tem um poço dentro do domínio geológico estudado.

VIANA *et al.* (1999) descrevem de maneira geral o aquífero e o caracterizam em dois tipos: granular e fraturado. São citados alguns valores de condutividade hidráulica (entre 10^{-4} e 10^{-2} cm/s) e valores médios de vazão específica de poços ($7,5 \text{ m}^3/\text{h/m}$), mas esses autores concluem que é somente uma primeira aproximação, sendo necessários maiores estudos para se definir os valores reais.

2.1. Aspectos Geológicos Gerais

Para um completo conhecimento da hidrogeologia desse domínio geológico é importante entender a geologia associada aos Complexos Alcalinos do Alto Paranaíba.

GOMES & COMIN-CHIARAMONTI (2005) descreveram que na Plataforma Sul-Americana os Complexos Alcalinos estão distribuídos ao longo das faixas móveis (ciclo Brasileiro) nas margens intra-cratônicas da Bacia do Paraná sobre seu flanco leste, se estendendo por diversas centenas de quilômetros em dois principais distritos: o primeiro, também referido como Serra do Mar, está claramente na direção de lineamentos nordeste, paralelo ao litoral de São Paulo e Rio de Janeiro.

O segundo lineamento é leste-oeste, onde se encontram as intrusões mais próximas à costa, por exemplo, a de Cabo Frio. As ocorrências mais próximas aos limites da Bacia do Paraná são abundantes nas áreas centrais e sul do país, que podem ser agrupadas em três proeminentes lineamentos com direção noroeste: Rio Verde - Iporá, Alto Paranaíba e Ponta Grossa.

ALMEIDA (1983) coloca os Complexos Alcalinos do oeste mineiro e sul de Goiás como parte do agrupamento de rochas alcalinas da província do Alto Paranaíba e cita que o magmatismo alcalino mesozóico na região sul da Plataforma Sul-Americana realizou-se durante o intenso fenômeno diastrófico, coincidente no tempo com a ruptura primitiva da placa continental, sucedida pela abertura do Oceano Atlântico.

Em escala regional são observadas duas principais direções estruturais que contribuíram para a intrusão e posterior evolução desse domínio geológico. A principal direção estrutural é noroeste (HASUI *et al*, 1975 e ALMEIDA, 1983), que são os lineamentos característicos da Faixa Brasília. A outra direção é nordeste associada a esforços compressivos secundários (SEER, 1999 e MORAES, 2008).

Conforme HASUI & CORDANI (1968), de um modo geral todas essas eruptivas alcalinas situam-se no Cretáceo Superior. A maioria das ocorrências parece estar agrupada em torno de 80 Ma. O carbonatito de Araxá foi datado pelo método K/Ar em biotitas e apresenta idade de 87 Ma. Os complexos de Tapira e Morro das Broas, mais novos, tem idades em torno de 70 Ma.

HASUI *et al*. (1975) descrevem que importantes estruturas noroeste, presentes entre a Bacia do Paraná e o Cráton do São Francisco, estiveram ativas em pelo menos dois episódios no Fanerozóico. No Cretáceo Superior ocorreu o soerguimento do Alto Paranaíba, que em conjunção com fraturamentos oeste-noroeste já existentes, permitiu o advento dos focos de magmatismo alcalino. Movimentos menos intensos posteriores ao fim do Cretáceo permitiram o aparecimento da superfície Pratinha, bem como erosões epirogenéticas.

O CACB é intrusivo nos terrenos Neoproterozóicos do Grupo Ibiá (SEER, 1999). As encaixantes são muscovita-quartzo-clorita xistos com intercalações subordinadas de quartzito (MORAES *et al*, 2008).

RODRIGUES & LIMA (1984) mostraram que no geral as rochas das zonas periféricas dessas intrusões são mais resistentes aos processos intempéricos, o que permite a formação de saliências anelares com soerguimento topográfico em relação às partes centrais e as rochas regionais. Essa é uma característica da região do Alto Paranaíba.

Em termos hidrogeológicos ocorre um domínio interno a essas saliências, que está associado ao manto de intemperismo, e um domínio externo associado às próprias saliências, que se comunica com as rochas da intrusão, tanto com os saprolitos quanto por sistemas de fraturas e falhas profundas, certamente os mesmos sistemas estruturais regionais descritos anteriormente.

Conforme ISSA FILHO *et al.* (1984), três principais litotipos foram estudados em furos de sondagem: carbonatitos, glimeritos (rocha ultramáfica metassomatizada) e uma rocha formada por carbonato, flogopita, apatita e magnetita, denominada de foscoritos. O carbonatito é predominantemente magnésiano. Os glimeritos são formados essencialmente por flogopita e localmente com piroxênio e olivina. Os foscoritos formam uma massa espessa dentro dos carbonatitos.

Conforme KRASNOVA *et al.* (2004) foscoritos são rochas ultramáficas plutônicas composta por apatita, magnetita e um silicato, que pode ser flogopita, forsterita ou diopsídio, e quase sempre ocorrem em associação com carbonatitos. São rochas raras, encontradas em apenas 21 ocorrências ao redor do mundo.

A intrusão gerou uma auréola de fenitização ao redor de todo o CACB, com forma anelar e até 2,5 km de espessura. O efeito do metassomatismo foi suave e é caracterizado, mesmo na zona de contato, por um enxame de veios e lentes formados por Na-anfibólio cortando os quartzitos. Alguns fenitos quartzo-feldspático foram encontrados.

Essas observações somadas a dados recentes de poços indicam que os níveis espessos de foscoritos, quando alterados, formam um solo arenoso composto basicamente por magnetita, apatita.

O perfil típico do manto de alteração foi descrito por SAD & TORRES (1970) como sendo argiloso e com presença de fragmentos duros de silexito e porcentagem variada de magnetita.

TORRES & GASPAR (1995) descreveram o solo como um perfil laterítico com rochas intensamente meteorizadas, compostas por 4 horizontes bem caracterizados, da base para o topo: (1) horizonte saprolítico, tipicamente argiloso com cerca de 120m de espessura; (2) horizonte aluminoso, com espessura de 2,5 m, areno-siltoso; (3) Crosta ferruginosa, centimétrica, endurecida devido à cimentação de óxidos e hidróxidos de ferro com espessura máxima de 30cm e (4) horizonte superior de solo residual, com coloração vermelho escuro, com espessura máxima de 60cm.

A Figura 2.1 apresenta o mapa geológico do CACB.

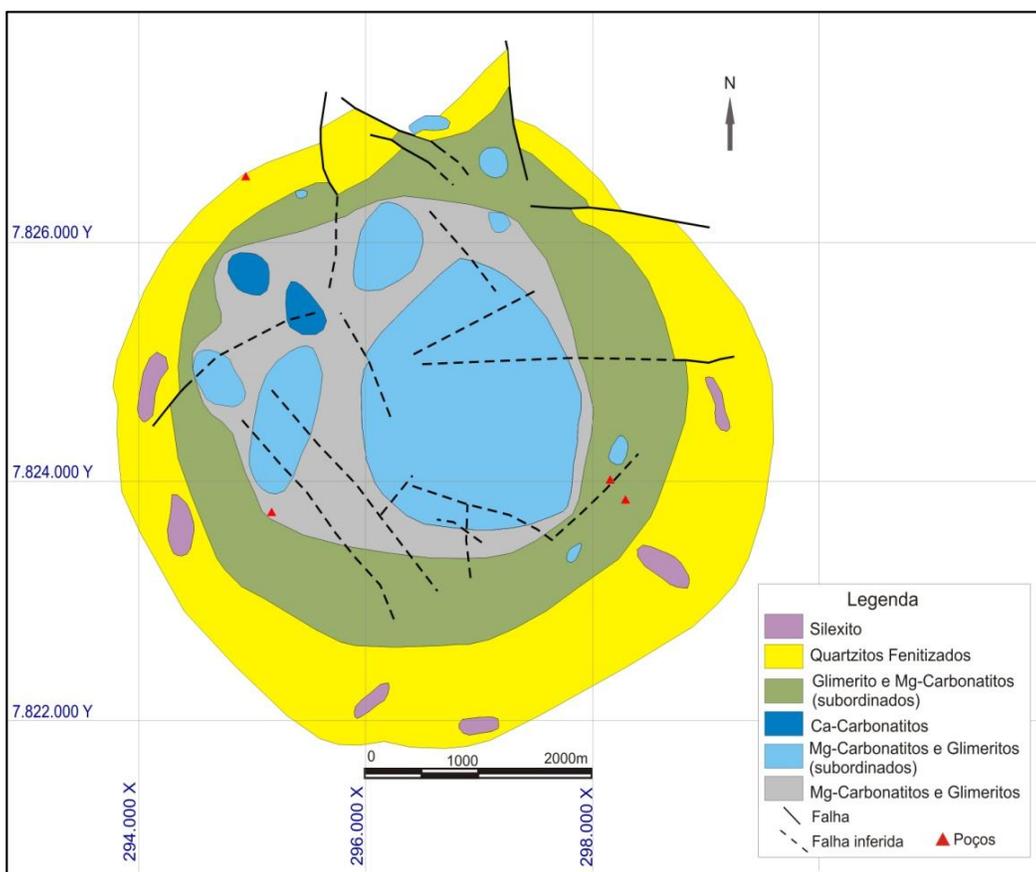


Figura 2.1. Mapa Geológico do CACB (modificado de SILVA *et al.*, 1979)

2.2. Aspectos Hidrogeológicos do Complexo Alcalino-Carbonatítico do Barreiro

O Complexo Alcalino-Carbonatítico do Barreiro está localizado a aproximadamente 6 km ao sul da cidade de Araxá, estado de Minas Gerais. A rede de drenagem é vasta e composta por diversos córregos que tem suas nascentes internas e também nas bordas do domo formado pela intrusão.

A bacia de drenagem interna aos quartzitos fenitizados tem cerca de 1.500 ha e é formada pelos córregos: dos Borges, da Cascatinha, Triffon, Baritina e da Mata, todos afluentes do córrego do Sal, que segue seu curso pela porção norte do domo.

A maior parte dessas drenagens já se encontra modificada pela atividade de mineração, contudo, diversos lagos a jusante das minas recebem a água que nasce nos taludes e garantem a manutenção da vazão do córrego do Sal.

duto cárstico, até as técnicas mais modernas de determinação de isótopos estáveis, como o ^{18}O (oxigênio-18), ^2H (deutério) e também isótopos radiogênicos, tais como o ^3H (trítio) e ^{14}C (carbono-14 ou radiocarbono), dentre outros, têm contribuído sobremaneira na interpretação de sistemas hidrogeológicos, por mais complexos que eles sejam.

A partir do decaimento de alguns isótopos é possível se obter a medida do tempo, assim os denominados radionuclídeos ambientais, tais como ^{14}C e ^3H podem ser utilizados para estimar a idade ou a circulação da água subterrânea (CLARK & FRITZ, 1997).

Esses mesmos autores citam que a composição isotópica da água é modificada por processos meteóricos e, portanto, a recarga de um ambiente particular terá uma assinatura isotópica característica. Essa assinatura, então, serve como um traçador natural para a proveniência da água subterrânea. Por outro lado, radioisótopos decaem, fornecendo o tempo de circulação e assim a renovação, ou seja, o tempo que a água permaneceu desde sua infiltração em determinado sistema subterrâneo até ser coletada em um poço ou em uma nascente.

Tomando como exemplo o elemento oxigênio, a maior parte dos seus átomos tem 8 prótons e 8 nêutrons, contudo, cerca de 0,2% tem 10 nêutrons, sendo chamados de ^{18}O . Além disso, o oxigênio tem 11 isótopos (^{12}O até ^{22}O) embora apenas os isótopos medianos: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O são estáveis. Os demais são radioativos com meia-vida variando de 127 segundos até menos de um femtosegundo (10^{-15} segundos). Já foram identificados cerca de 270 nuclídeos estáveis e mais de 1.700 radionuclídeos (CLARK & FRITZ, 1997).

2.3.1. Isótopos Estáveis (^{18}O e ^2H)

Segundo CUSTÓDIO & LLAMAS (1983), o conteúdo de ^{18}O e ^2H na água natural sofre pequenas oscilações devido ao fracionamento isotópico causado pelas diferenças de propriedade físicas químicas que comunicam as moléculas de água que as contem. A água do mar contem por volta de 320 ppm de H^2HO e cerca de 2.000 ppm de H_2O^{18} .

Nos estudos hidrogeológicos, as variações isotópicas do ^{18}O e ^2H são medidas como desvio isotópico (δ) em relação a uma amostra padrão conhecida como VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*), que seria uma média das precipitações mundiais.

O resultado analítico é então expresso como sendo o desvio isotópico da amostra em relação ao padrão, dividido pelo padrão, conforme a seguinte relação:

$$\delta = \frac{A \text{ amostra} - A \text{ VSMOW}}{(A \text{ VSMOW})} \quad (1)$$

Os resultados, como são muito baixos, são representados em ‰ (per mil), ou seja, quando o resultado da amostra indica $\delta^{18}\text{O} = -10\text{‰}$ indica que a amostra tem 10 por mil ou 1% menos ^{18}O que o padrão VSMOW.

Os resultados do monitoramento da composição isotópica das precipitações ao redor do mundo são armazenados em um banco de dados da Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA-GNIP, 2010).

CRAIG (1961) observou que os resultados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$, quando plotados em um gráfico de distribuição do tipo abscissas e ordenadas, os pontos definem uma reta, sendo mais empobrecidas as amostras oriundas de regiões frias e enriquecidas as amostras de regiões quentes. Outra observação importante é que a água se torna progressivamente enriquecida em $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ durante a evaporação. Desses dados foi possível estabelecer a relação média entre $\delta^{18}\text{O}$ x $\delta^2\text{H}$ como:

$$\delta^2\text{H} = 8,13 \delta^{18}\text{O} + 10,8 \quad (2)$$

A Equação 2 define a reta conhecida como GMWL (*Global Mean Water Line*), ou a linha média das precipitações globais, que é a base para muitos estudos isotópicos.

Além da reta média global, CLARK & FRITZ (1997) citam como importante o uso da reta local, LMWL (*Local Mean Water Line*) em investigações locais e regionais para comparar a água superficial e água subterrânea com as precipitações.

A linha local (LMWL) pode refletir a origem do vapor de água e as conseqüentes modificações por processos secundários de re-evaporação e mistura. Qualquer estudo de detalhe da recarga subterrânea usando $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ deveria atentar para definir a melhor reta local possível.

CHEN *et.al.* (2006) no estudo em áreas próximas às montanhas chinesas observaram uma forte influência da topografia na composição isotópica das amostras. A principal característica observada foi que as amostras dos rios das áreas montanhosas apresentavam os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ acima da reta de precipitações local, mostrando que as águas daqueles rios são menos sujeitas a evaporação ou infiltração mais rápida que as amostras da bacia.

O fracionamento isotópico é de extrema importância na determinação das características da água no ciclo hidrológico. Dois exemplos desse fenômeno são apresentados por MOOK *et al.* (2000): $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ e $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ tem menor pressão de vapor que $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, essa última sendo a molécula de água comumente encontrada na natureza, portanto, aquelas moléculas mais pesadas evaporam com mais dificuldade.

Na maioria das reações químicas as espécies isotópicas leves reagem mais rápido que as pesadas. Por exemplo, o $\text{Ca}^{12}\text{CO}_3$ reage mais rápido em uma solução ácida que o $\text{Ca}^{13}\text{CO}_3$.

Para a presente pesquisa, os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ para elaboração da LMWL estão disponíveis para consulta no site da Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA-GNIP, 2010) para a cidade de Brasília-DF e Rio de Janeiro-RJ, que são as mais próximas da área estudada. Como a cidade da Brasília se aproxima mais em termos geográficos, climáticos e inclusive topográficos da cidade de Araxá-MG, foi considerado ser a curva mais adequada.

2.3.2. Radioisótopos (^3H e ^{14}C)

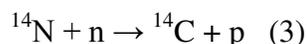
O trítio é produzido nas altas camadas da atmosfera pela reação dos nêutrons gerados pela radiação cósmica sobre o $^{14}\text{N}_7$ (Figura 2.3). Através de mecanismos físico-químicos o trítio é transportado da estratosfera para a troposfera onde se incorpora a umidade atmosférica e chega ao solo na forma de precipitação (CUSTÓDIO & LLAMAS, 1983)

Conforme CLARK & FRITZ (1997), o trítio é provavelmente o radioisótopo mais comumente empregado para identificar a presença de recarga moderna, devido a sua meia vida de 12,43 anos. Ele é diretamente incorporado na molécula de água ($^1\text{H}^3\text{HO}$ ou ^1HTO), sendo assim é o único radioisótopo que de fato mede o tempo de residência da água.

O período entre maio de 1951 até 1976 é conhecido como a era dos testes com bombas termonucleares. Essas explosões inseriram uma grande quantidade de trítio na atmosfera. Essa anomalia antrópica nos valores de trítio é usada para definir o que é denominado de águas modernas.

A concentração de trítio é expressa em TU (*tritium unit*), ou unidade de trítio (UT) onde $1 \text{ UT} = 1 \text{ } ^3\text{H}$ para cada 10^{18} moléculas de ^1H , já que a relação teórica é: $^3\text{H} / ^1\text{H} = 10^{-18}$.

Conforme MOOK *et al.* (2000), a ocorrência natural do isótopo radioativo de carbono (^{14}C) foi pela primeira vez reconhecida em 1946. Ele é formado naturalmente (Figura 2.4) na região de transição entre a estratosfera e troposfera, em torno de 12 km acima da superfície da Terra, pela reação nuclear:



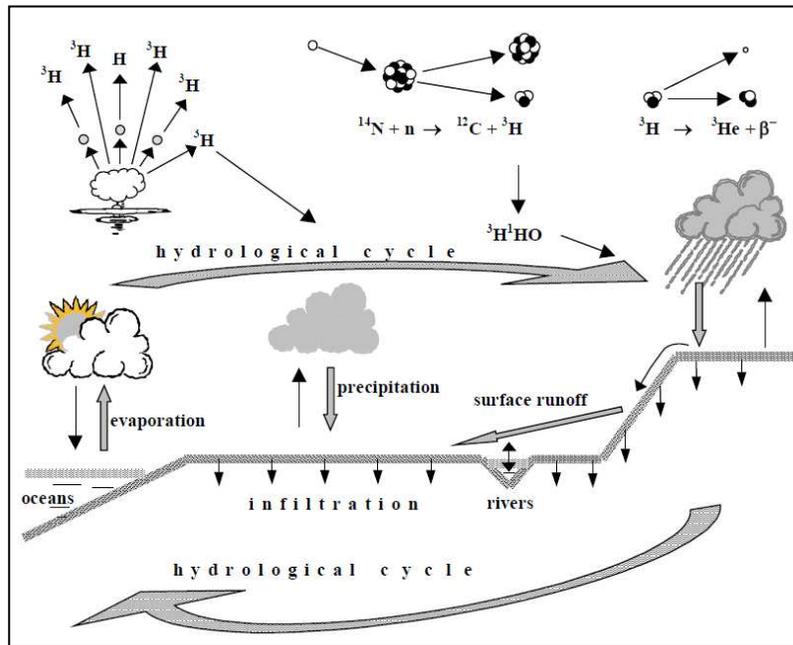


Figura 2.3. Origem e distribuição do ^3H na natureza (MOOK et. al., 2000), que mostra as duas principais fontes de origem do trítio: explosões termo-nucleares e o bombardeamento de átomos de ^{14}N por raios cósmicos. A partir daí o ^3H é incorporado na molécula de água e entra no ciclo hidrogeológico.

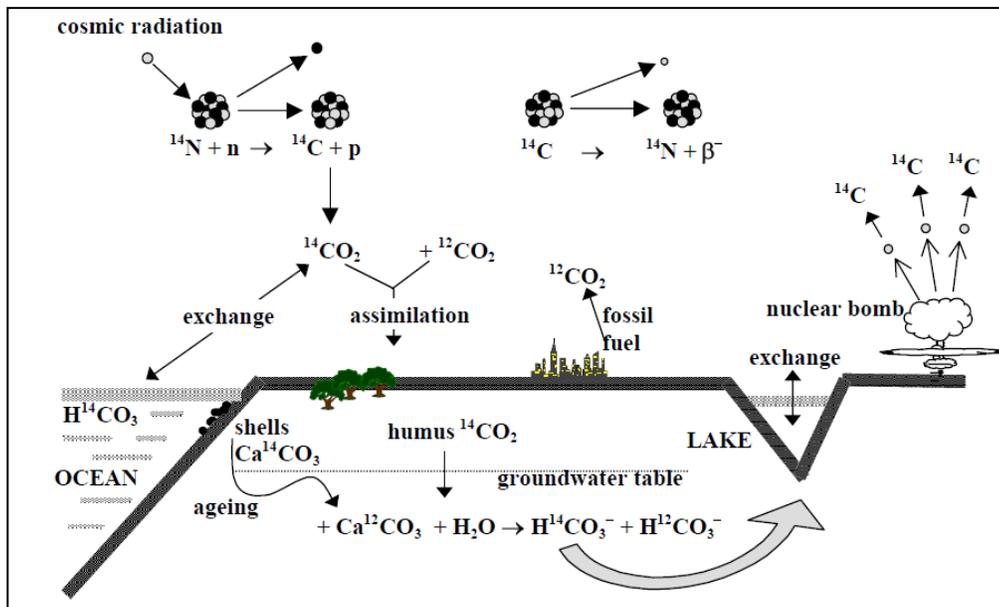


Figura 2.4. Origem e distribuição do ^{14}C na natureza (MOOK et. al., 2000), que mostra as três principais fontes de origem do carbono-14: queima de combustíveis fósseis, explosões termo-nucleares e o bombardeamento de átomos de ^{14}N por raios cósmicos. Diferente do ^3H , que é incorporado diretamente pela molécula de água, o ^{14}C precisa ser assimilado pelo solo, quando entra no ciclo do carbono e também no ciclo hidrogeológico.

Os nêutrons termiais necessários são produzidos por prótons de raios cósmicos de altíssima energia e moléculas da atmosfera. Após a sua geração, o ^{14}C se oxida rapidamente para ^{14}CO e depois para $^{14}\text{CO}_2$ que se mistura ao CO_2 atmosférico.

O ^{14}C decai para ^{14}N com emissão de partículas β^- (156 KeV) com meia vida de 5.730 ± 40 anos. Sua concentração natural é da ordem de $^{14}\text{C} / \text{C} = 10^{-12}$. Assim pode ser aplicado para datar águas muito antigas.

Os resultados analíticos são expressos em termos da concentração ou “atividade de ^{14}C ” em relação ao carbono que cresce naturalmente nas plantas. Atualmente os resultados são dados em relação a um padrão conhecido como Ox2 (ácido oxálico), que teoricamente representa a atividade para o carbono natural em 1950. Os resultados são expressos em pmC (porcentagem de carbono moderno).

As explosões termonucleares após 1951, assim como o ^3H , também contribuíram para o aumento significativo de ^{14}C na atmosfera.

Diferente do ^3H que é incorporado diretamente na molécula de água, o ^{14}C necessita de reações de assimilação e trocas químicas entre carbonatos e húmus no solo para que seja assimilado pela água subterrânea.

2.3.3. O Ciclo do Carbono ^{13}C

Conforme CLARK & FRITZ (1997), o ^{13}C é um excelente traçador da evolução dos carbonatos devido a sua grande variação nos vários reservatórios de carbono.

Da mesma forma que o ^{14}C ele é fixado pela vegetação e posteriormente é incorporado ao carbono inorgânico dissolvido (DIC). Sua análise é também expressa em ‰ em relação a um padrão internacional que representa a calcita presente em um fóssil Cretáceo da Formação *Pee Dee* que ocorre na Carolina do Norte, EUA. Esse padrão é hoje desenvolvido pela Agência Internacional de Energia Atômica em Viena.

A concentração de ^{13}C é uma referência para mapear a origem do carbono, ou seja, se é mineral ou orgânico. Além disso, é útil para corrigir a idade obtida pelas análises de ^{14}C .

Nas regiões com alta latitude, temperadas e florestas tropicais, sua concentração no solo é em média -23 ‰, portanto, cerca de 85 % do nosso ecossistema. Nas demais áreas, sua concentração tende a ser maior, em torno de -9 ‰.

Como a infiltração da água dissolve o CO_2 gasoso, muito desse gás hidrata e dissocia para formar HCO_3^- (bicarbonato) e CO_3^{2-} (carbonato), que geralmente são os principais ânions presentes na água. A

distribuição dessas espécies, conhecidas como DIC é controlada pelo pH. O fracionamento isotópico diferencial ocorre com a reação dessa espécie aquosa e o solo.

O carbono 13 é um excelente traçador da origem do carbono. A geoquímica a ele associada, na condição de equilíbrio na saturação da calcita na maioria dos solos, durante a troca entre carbono e CO_2 , carbono inorgânico e calcita a 25°C , é apresentada na Figura 2.5.

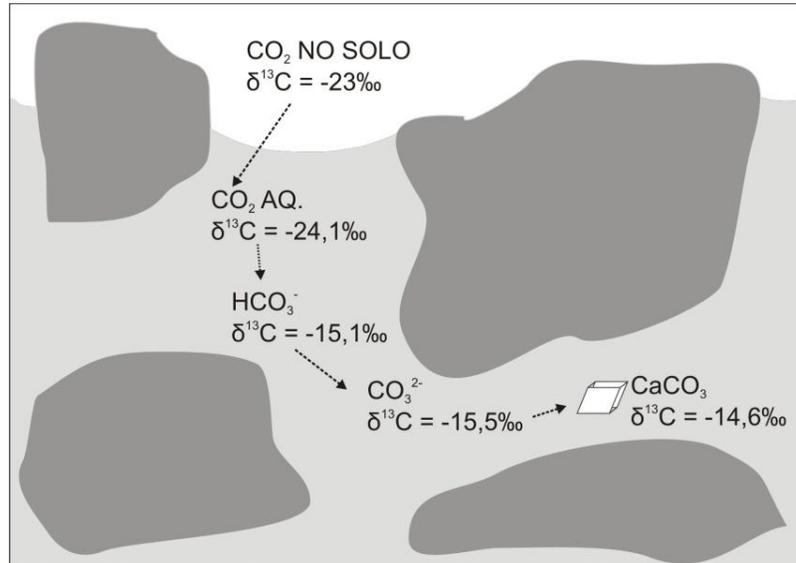


Figura 2.5. Modelo esquemático do fracionamento isotópico do ^{13}C (modificado de CLARK & FRITZ, 1997).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos que direcionaram essa pesquisa estão baseados em, primeiramente estudar as principais unidades aquíferas. Para isso foi feita uma intensa análise de alguns furos de sondagem, em seções verticais, na tentativa de analisar a distribuição dos litotipos presentes no manto de intemperismo.

Posteriormente essas seções foram correlacionadas com dados existentes de poços de bombeamento, bem como com os testes de longa duração. Assim foi possível entender quais são os principais litotipos e sua relação com as unidades aquíferas.

Foi observado que existe uma grande variação na profundidade do topo rochoso que muitas vezes só pode ser explicado por rejeito de falhas. A evidência direta dessas falhas são brechas encontradas em testemunhos de sondagem.

Análises hidroquímica e isótopos forneceram dados que ajudam a entender o fluxo da água subterrânea.

Entre os anos de 2005 e 2010 a empresa de consultoria MDGEO Serviços de Hidrogeologia Ltda. desenvolveu diversos trabalhos, contratada da empresa Bunge Fertilizantes, visando atender exigências do Instituto Mineiro de Gestão das Águas (IGAM) e Estudos de Impacto Ambiental.

As informações relacionadas às análises hidroquímicas e isotópicas, utilizadas nessa pesquisa, já foram apresentadas para o IGAM pela MDGEO (2006 e 2010). Essa pesquisa se baseia nas análises dos dados brutos dos estudos hidroquímicos e isotópicos, já que o autor fazia parte da coordenação de hidrogeologia na época de elaboração dos relatórios apresentados ao IGAM.

As técnicas utilizadas são descritas com mais detalhe nos itens seguintes.

3.1. Sondagem Rotativa Diamantada

Até os dias atuais o principal método direto usado como fonte de dados da pesquisa geológica é a sondagem rotativa diamantada.

Para a interpretação dos litotipos que compõem o aquífero foram analisadas informações de testemunhos de sondagem rotativa diamantada profunda (Figura 3.1).



Figura 3.1. Sondagem rotativa na área sudeste da intrusão.

Trata-se de um método direto de pesquisa geológica que utiliza um equipamento mecânico, conhecido como sonda, que perfura o solo através do movimento de rotação das suas hastes e uma peça cortante em contato com a rocha ou solo.

A finalidade da perfuração é a investigação do subsolo a partir da coleta da amostra do intervalo perfurado, essa amostra é denominada testemunho de sondagem.

A perfuração geralmente começa com 4" em solo e assim que é atingida a rocha diminui para 3". As perfurações podem ser verticais ou inclinadas. Todas as sondagens aqui citadas foram verticais.

Para que ocorra a perfuração é necessário o resfriamento da coroa e limpeza dos detritos, para isso é usada bentonita ou algum polímero artificial misturado com água, costumeiramente conhecido como lama de perfuração.

O procedimento de sondagem consiste em injetar a lama de perfuração por dentro das hastes. Essa lama sai pela coroa, no fundo do furo. Devido à pressão hidráulica, a lama retorna pelo espaço entre a haste e a parede do furo (por fora das hastes), trazendo consigo os detritos de rocha que foram cortados pela coroa. Após passar pela por uma caixa de decantação, a lama é separada das partículas de solo e é reaproveitada.

Em furos com até 60° de inclinação, pode ser possível aproveitá-los para a instalação de piezômetros, que são tubos, geralmente de 1 a 2" inseridos no solo com finalidade de medir do nível de água ou o nível piezométrico.

O testemunho de sondagem é colocado em caixas com a marcação da profundidade, avanço (intervalo linear de cada trecho perfurado em uma manobra da sonda), e o intervalo recuperado de rocha (intervalo obtido dividido pelo intervalo perfurado). O ideal é que a recuperação seja próxima a 100 %, contudo, recuperações acima de 85 % podem ser aceitas. Recuperações muito baixas podem ser indicativas de cavidades ou erros operacionais.

Para essa pesquisa foram estudados com detalhe os testemunhos 6 furos antigos de sondagem rotativa (Tabela 3.1) onde puderam ser observadas as principais feições dos aquíferos.

Tabela 3.1. Furos de sondagem estudados

Furo de sondagem	Profundidade da perfuração (m)
F4VIIQ6	135,10
FDS17	140,05
FDS26	167,55
FDS133	145,20
FDS137	155,10
FDS145	160,00

No Anexo 1 são apresentadas as análises químicas dos principais óxidos, feitas por fluorescência de raios-x em pastilha fundida no Laboratório da empresa Bunge Fertilizantes, juntamente com os perfis de descrição litológica.

A elaboração de seções verticais é uma etapa necessária para a geração de modelos geológicos tridimensionais. Para isso foi utilizado o software GEMCOM, na interpretação dos resultados.

Modelos geológicos representados em 3D foram aplicados por AHMED (2009) para estudar a variabilidade vertical de sedimentos e mostrou que uma interpretação geológica detalhada tem influência substancial na interpretação do comportamento do sistema aquífero.

3.2. Mapa potenciométrico

A observação do nível de água em 53 pontos, que incluem piezômetros e nascentes, foi útil para a elaboração da superfície piezométrica. Todos os pontos estão apresentados como Anexo 2.

Foi utilizada a técnica de interpolação de Laplace para a geração da superfície piezométrica através de uma malha quadrada de 100 m feita no software GEMCOM.

3.3. Perfuração de Poços Tubulares

A perfuração dos poços de bombeamento é feita utilizando três principais técnicas: roto-percussivo, circulação reversa ou percussiva. A maioria dos poços descritos nessa pesquisa foi perfurada através do método roto-percussivo e um poço (P-3) foi perfurado através do método percussivo.

3.3.1 Método roto-percussivo

Esse método é o mais utilizado atualmente dado a maior disponibilidade de sondas e agilidade. É utilizada a força de pistões hidráulicos, brocas tricônicas e bombas de lama potentes para perfurar, conforme pode ser visto na Figura 3.2. A velocidade de perfuração em rochas muito alteradas pode chegar a mais de 50 m por dia.



Figura 3.2. Sonda roto-percussiva.

3.3.2. Método percussivo

Trata-se de um método empregado basicamente em solos e saprolitos. Consiste em utilizar o impacto das hastes contra o solo usando uma grande cunha de aço na ponta ou uma ponteira de vídia. A lama é removida através de um tubo com uma válvula de retenção na ponta.

É um método geralmente usado para situações onde existe perda de lama do poço, ou seja, a lama não retorna pela boca do poço, ou seja, a perfuração não pode continuar, pois não é possível remover os detritos. A perda de lama é uma das principais complicações na perfuração de poços e pode ser causada pela presença de fraturas ou cavidades no solo ou rocha.

O método a percussão é lento, cerca de 7 m por dia, no máximo.

3.4. Ensaio em Poços de Bombeamento

Ensaio em poços de bombeamento são fundamentais para se descobrir os parâmetros hidrodinâmicos do aquífero. A condutividade hidráulica (K), transmissividade (T) e o coeficiente de armazenamento (S) são os principais deles.

3.4.1. Ensaio por etapas

Em cada poço foi feito o teste de bombeamento em 3 ou 4 etapas de 8 horas e posteriormente o teste de vazão máxima.

A partir do teste por etapas, é possível medir a eficiência hidráulica do poço, muito útil para dimensionar com precisão o sistema de bombeamento e também, no futuro, analisar se um poço apresenta um problema de deficiência de bomba ou incrustação de filtros.

Segundo CUSTÓDIO & LLAMAS (1983), na penetração da água no poço o fluxo pode deixar de seguir a lei de Darcy e o movimento da água pode ter perdas de carga. Tudo isso irá proporcionar que o rebaixamento dentro do poço seja maior do que o rebaixamento que teoricamente se deveria observar, que cresce rapidamente com o aumento da vazão. Conhecendo várias vazões e seus rebaixamentos correspondentes pode estabelecer uma fórmula geral para o poço e traçar as curvas características que as relacionem, as quais são de grande utilidade para se chegar às vazões de bombeamento, determinar a eficiência e identificar processos de colmatação e incrustação dos filtros ou da zona filtrante.

O rebaixamento dentro de um poço é a soma do rebaixamento devido a várias causas, como por exemplo: (a) perda de carga do aquífero, que é função do diâmetro do poço e das características do aquífero, (b) não validade da lei de Darcy nas proximidades do poço, que pode ser importante em poços de pequeno diâmetro, (c) perda de carga na penetração da água no poço ou efeito parietal, que pode ser causada por filtros mal projetados ou com aberturas insuficientes, (d) ascensão da água no poço até a bomba e (e) entrada da água na bomba.

RORABAUGH (1953) define sua formulação para o rebaixamento da água em poços considerando duas principais variáveis. A primeira $B.Q$ que representa as perdas de carga devido ao aquífero e varia com o tempo e a segunda $C.Q^n$ devido aos demais fatores e que são independentes do tempo de bombeamento, sendo C definido como coeficiente de perda no poço.

Dessa forma pode-se escrever que:

$$S_p = BQ + CQ^n \quad (4)$$

Para se conhecer B e C é necessário conhecer o rebaixamento para 3 vazões diferentes, pelo menos.

3.4.2. Ensaio de longa duração em poços

Para FETTER (2001), durante o bombeamento da água de um poço ocorre o rebaixamento da carga hidráulica do aquífero e isso irá gerar um cone de rebaixamento ou cone de depressão. Com a observação do cone de rebaixamento no tempo é possível determinar as propriedades hidráulicas de um aquífero.

Conforme CUSTÓDIO & LLAMAS (1983), quando se inicia o bombeamento a vazão constante em um poço ou em qualquer tipo de captação, nos primeiros instantes se extrai a água do armazenamento nos arredores do poço. Em igualdade de outros parâmetros, a velocidade de expansão e extensão do cone é muito mais rápida em um aquífero confinado que em um aquífero livre. O período no qual o rebaixamento vai aumentando se chama regime não permanente ou variável.

Em um aquífero de extensão muito grande, a velocidade do rebaixamento vai diminuindo paulatinamente até alcançar um momento que é tão lento que se pode considerar que o rebaixamento está estabilizado e então se alcançou o regime quase permanente. Os aquíferos semi-confinados recebem uma recarga e quando a mesma se iguala a vazão de bombeada, se estabelece um verdadeiro regime estacionário.

A característica fundamental do regime permanente é que não se toma água do armazenamento do aquífero, pois ele é um mero transmissor da recarga. No regime variável ou transitório o aquífero não apenas transmite a recarga, mas também fornece a água, ao menos em parte, entrando em jogo o coeficiente de armazenamento (S).

Um aquífero em exploração está em regime dinâmico, que pode ser permanente ou variável, conforme a recarga se iguale ou não à vazão extraída.

Para um projeto de rebaixamento de nível de água para uma escavação o ideal é que se mantenha o regime variável até a cota mínima de remoção do material que se pretende extrair. Portanto, o que se busca na fase anterior a lavra são testes de bombeamento de longa duração para analisar o comportamento do aquífero perante as novas condições impostas, em função do rebaixamento do nível de água.

Nessa fase podem ser obtidos os parâmetros hidrogeológicos que servirão como suporte para a fase de planejamento do rebaixamento.

Para a interpretação dos ensaios de bombeamento de longa duração foi aplicada a teoria de HANTUSH (1956) para aquíferos confinados e drenantes (aquíferos semi-confinados), em regime variável e sem armazenamento no aquífero. Esse método é conhecido como “Método do Ponto de Inflexão de Hantush” e foi selecionado por ser o que mais se aplica ao modelo conceitual desenvolvido para a área de estudo.

Trata-se de um método que não necessita das conhecidas “curvas tipo”, que são substituídas pela representação gráfica do rebaixamento versus tempo em uma base semi-logarítmica.

A partir do ponto de rebaixamento máximo $(h_0-h)_{max}$. é traçada uma reta que se ajuste aos pontos para se obter os seguintes parâmetros: (m_i) que é o rebaixamento durante um ciclo logaritmo (ΔS_{10}) , $(h_0-h)_i$ que é o ponto de inflexão e (t_i) referente ao tempo para $(h_0-h)_i$.

Essa solução gráfica pode ser escrita em termos matemáticos da seguinte maneira:

$$m_i = \frac{2.3Q}{4\pi T} \exp \frac{-r}{B} , \quad (5)$$

$$h_0 - h_i = 0.5 h_0 - h_{max} = \frac{Q}{4\pi T} K_0 \frac{r}{B} , \quad (6)$$

As funções $\exp(x)$ e $\exp(x)k_0(x)$ são valores tabulados.

A partir dessa formulação podem ser encontrados os valores de transmissividade e coeficiente de armazenamento e a condutividade hidráulica da camada semi-confinante, através da seguinte relação:

$$T = \frac{QK_0 \frac{r}{B}}{2\pi h_0 - h_{max}} , \quad (7)$$

$$S = \frac{4tiT}{2rB}, \quad (8)$$

$$K' = \frac{Tb}{B^2}, \quad (9)$$

3.4.3. Ensaio de recuperação

No ensaio de recuperação é feita a medida do nível de água até que ele se estabilize após uma condição de bombeamento constante. Talvez seja um dos mais realizados, pois ele geralmente é feito após o teste de vazão do poço, não necessitando de um tempo excessivo de execução, sendo portanto de baixo custo.

A análise da recuperação do nível de água em poços talvez tenha sido um dos primeiros experimentos relacionados a água subterrânea. As análises derivam da lei de Darcy:

$$Q = -KA \frac{dh}{dl} \quad (10)$$

Quem primeiro estudou o rebaixamento do nível de água em poços foi THEIS (1935), que propôs que a vazão ao redor de um poço de bombeamento pode ser obtida a partir da seguinte relação:

$$Q = 2\pi r b K \frac{dh}{dl} \quad (11)$$

Que também pode ser escrito como:

$$Q = 2\pi r T \frac{dh}{dl} \quad (12)$$

Para CUSTÓDIO & LLAMAS (1983) a recuperação de em aquíferos livres e semi-confinados é fácil de formular, mas não é possível de se chegar a nenhuma fórmula simples como representado na Equação 9.

A solução proposta é plotar os resultados obtidos da recuperação do nível de água *versus* o tempo em um Gráfico semi-logarítmico com os eixos representados por $(s' - \log \frac{t+T}{T})$, onde o rebaixamento deve ser medido em um ciclo logarítmico ($\Delta S10$) na porção linear do ajuste dos pontos.

Assim pode-se chegar ao resultado de transmissividade do aquífero por meio da seguinte relação para Q em m³/dia:

$$T = \frac{2.3Q}{4\pi(\Delta S10)} \quad 13$$

Conhecendo a espessura do aquífero pode-se também obter o valor da condutividade hidráulica, já que $T = K * b$.

Nota-se a proximidade da Equação 13 com o primeiro termo da Equação 5, isso evidencia que as soluções matemáticas tanto para rebaixamento, quanto para a recuperação do nível de água são próximas.

3.4.4. Característica e localização dos poços ensaiados.

A Figura 3.3 apresenta a localização dos poços onde foram realizados os ensaios de bombeamento, apenas o poço P-5 não está representado, pois está localizado fora da intrusão a cerca de 2 km para oeste.

As Tabelas 3.2 e 3.3 sintetizam as características construtivas e perfil litológico dos poços ensaiados.

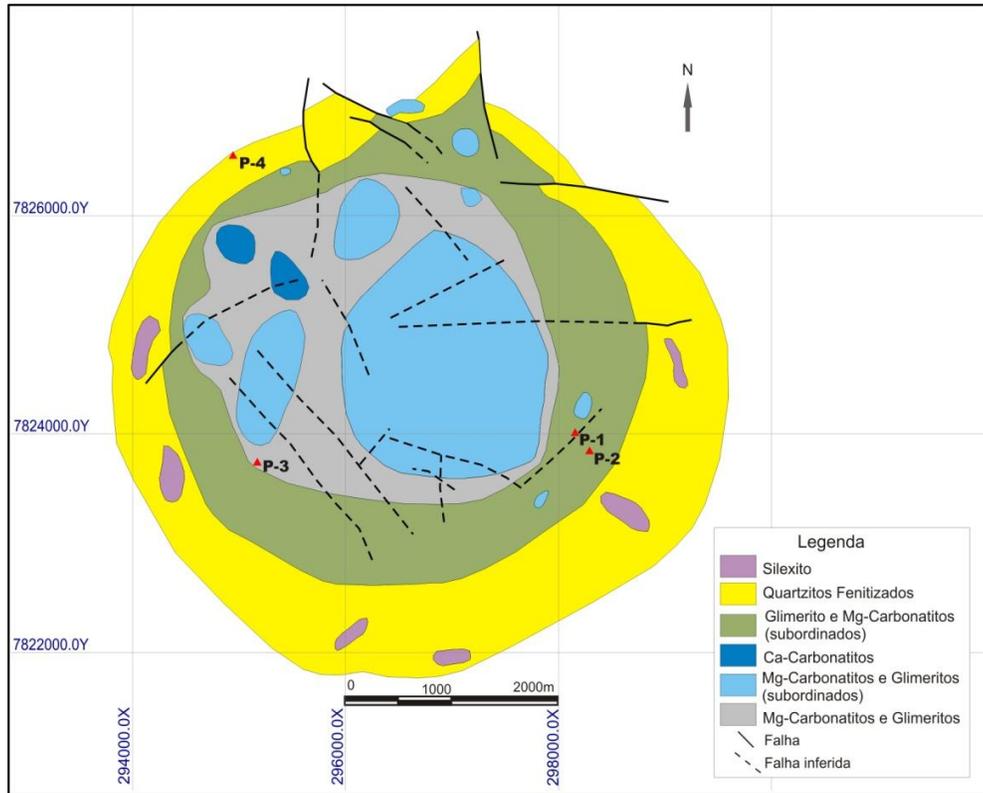


Figura 3.3. Mapa Geológico (modificado de SILVA *et al.*, 1979) com a localização dos poços.

Tabela 3.2. Aspectos construtivos dos poços de bombeamento.

Poço	Profundidade. (m)	Diâmetro (pol.)	Nível estático (prof., m)	Vazão (m ³ /dia)	Filtros (tipo)	Entrada de água (m)
P-1	200	10	11,62	3672	Aço espiralado galvanizado	38,8 a 44,8 51,1 a 63,1 69,5 a 81,5
P-2	163,5	10	41,32	4800 - previsto	Aço espiralado galvanizado	59 a 69 84 a 118 121 a 144,2
P-3	152,4	6	37,72	792	NOLD	39,5 a 44,5 56,5 a 61,5 67,5 a 75
P-4	90,0	6	16,70	492	NOLD	35,5 a 40,5 46,6 a 49
P-5	100,0	6	22,60	278.4	NOLD	53,45 a 55,50 61,50 a 63,55

Tabela 3.3. Perfil litológico dos poços.

Poço	De	Até	Litotipo
P-1	0	16	Solo argiloso
	16	28	Saprolito laranja, siltoso com passagens mais argilosas
	28	150	Saprolito marrom siltoso a arenoso com silexitos
	150	162	Rocha alterada, ocorre saprolito verde micáceo
	162	200	Rocha sã, basicamente glimeritos
P-2	0	3	Solo
	3	15	Canga, basicamente óxido-hidróxido de ferro
	15	154	Saprolito marrom muito arenoso com silexitos
	154	163,5	Rocha sã, basicamente glimeritos
P-3	0	39	Saprolito laranja argilo-siltoso
	39	99	Saprolito marrom siltoso até 56 m passando a arenoso
	99	150	Rocha sã, basicamente carbonatito branco
P-4	0	55	Saprolito de quartzitos
	55	90	Quartzitos fenitizados com fendas até 82 m
P-5	0	62,5	Xistos intemperizados
	62,5	100	Rocha sã - xistos

3.5. Hidroquímica e Isótopos

Para o melhor entendimento do fluxo subterrâneo do aquífero do Barreiro foi realizada uma campanha de análises de hidroquímica, isótopos ambientais e radioativos.

3.5.1. Metodologia analítica

Durante a coleta, no campo, foram feitas as medidas dos parâmetros físico-químicos da água: temperatura, condutividade elétrica, pH e Eh.

Ao todo foram utilizados 3 laboratórios, todos eles acreditados, visando basicamente a especialidade de cada um deles para aquilo que se propunha:

3.5.1.1. Hidroquímica

As amostras para as análises de hidroquímica foram enviadas para o Laboratório Araxá Ambiental.

Para as análises de bicarbonato e cloreto foi utilizado o método de titulação, para nitrito, nitrato, sulfato e as leituras realizadas em um equipamento de espectro-fotômetro modelo DR 2500. Para os metais solúveis foi utilizado o método de absorção atômica e as leituras realizadas em um equipamento VARIAN.

Para a análise de sulfeto a amostra foi preservada em solução de acetato de zinco 2N para cada 100ml de amostra coletada. Foi adicionada solução de hidróxido de sódio 6N até atingir pH maior que 9. Para as análises dos elementos dissolvidos (cálcio, magnésio, sódio, potássio, ferro, manganês), as amostras foram filtradas em campo utilizando uma bomba de vácuo e filtros Millipore® faixa azul (retenção de partículas de até 1 a 2 μm) e preservação com ácido nítrico concentrado. Para o ânion fosfato, foi coletado um frasco separado e a amostra preservada em ácido sulfúrico. Para os demais ânions as amostras não foram filtradas no campo.

3.5.1.2. Trítio

As análises de trítio foram realizadas no Laboratório CDTN (Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear) em Belo Horizonte - MG.

Foram realizadas as análises de trítio pelo método de enriquecimento eletrolítico e contagem em cintilador líquido.

3.5.1.3. Carbono 13 e 14

As análises dos isótopos de carbono foram realizadas no Center for Applied Isotope Studies - University of Georgia, Estados Unidos.

Nesse Laboratório foram feitas análises de ^{18}O , ^2H em um espectrômetro de massa MAT 252, e as análises de ^{13}C e ^{14}C através da extração e conversão do carbono em grafita e leitura com espectrômetro acoplado a um acelerador de partículas modelo CAIS 0.5 MeV.

Todas as 3 alíquotas destinadas a cada um dos laboratórios foram obtidas da mesma população amostral. Os frascos usados para as análises de hidroquímica foram fornecidos pelo Laboratório 1.

Para as análises dos isótopos foram coletados dois frascos de vidro com aproximadamente 1 litro, tomando cuidado para que fossem eliminadas todas as bolhas de ar.

3.5.2. Locais amostrados

A Figura 3.4 apresenta a localização dos pontos de coleta e a Tabela 3.4 apresenta um sumário dos pontos, a sua localização no domínio geológico e os tipos de análises solicitadas: hidroquímica (HQ), oxigênio 18 (^{18}O), deutério (^2H), trítio (^3H), carbono-13 (^{13}C). Em um ponto foi coletada amostra para análise de carbono-14 (^{14}C)

Três amostras foram coletadas de locais denominados Lagos, que são de fato artificiais, utilizados para o controle das águas pluviais e das águas que nascem nas minas e seguem para as cotas mais baixas. Esses pontos são importantes para se definir a reta de evaporação no Gráfico feito para ^{18}O e ^2H .

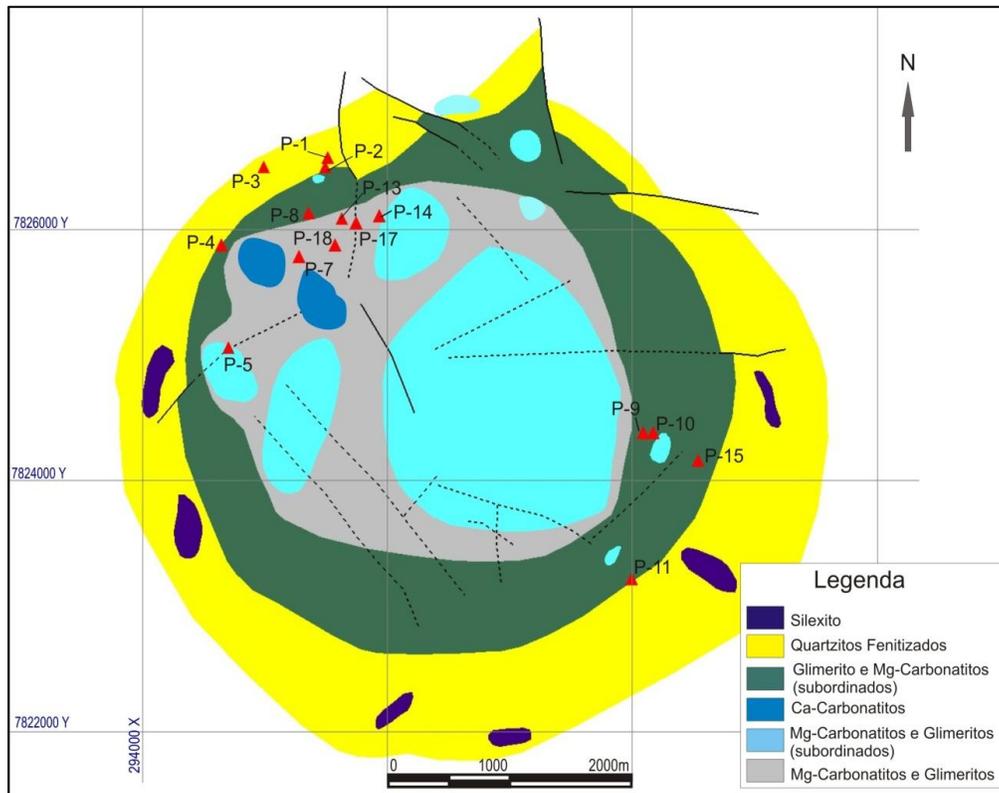


Figura 3.4. Mapa de localização dos pontos de coleta para análises hidroquímicas e isotópicas

Tabela 3.4. Descrição dos pontos coletados para as análises de hidroquímica (HQ) e isótopos.

AMOSTRA	LOCAL	TIPO	FILTROS	LITOTIPOS	ANÁLISES	OBS
P-1	Poço Andrade Jr.	Poço	900	Quarzitos fenitizados	^{13}C , ^2H , ^{18}O , ^3H , HQ, ^{14}C	Poço jorrante com água mesotermal
P-2	Fonte Paulo Cherulli	Nascente	950	Quarzitos fenitizados	^{13}C , ^2H , ^{18}O , ^3H , HQ	Fonte mesotermal
P-3	P-4	Poço	935-915	Quarzitos fenitizados	^{13}C , ^2H , ^{18}O , ^3H , HQ	Rocha encaixante
P-4	BU06A	Poço	976-973	Rocha sã fraturada	^{13}C , ^2H , ^{18}O , ^3H , HQ	Contato saprolito-rocha
P-5	Alto Paulista	Poço	996-912	Quarzitos fenitizados	^{13}C , ^2H , ^{18}O , ^3H , HQ	Solo argilo-siltoso
P-7	LAGO-F	Lago	990	-----	^2H , ^{18}O , HQ	-----
P-8	LAGO-E	Lago	970	-----	^2H , ^{18}O , HQ	-----
P-9	P-1	Poço	1083-963	Saprolito marrom	^{13}C , ^2H , ^{18}O , ^3H , HQ	Solo muito arenoso
P-10	PP02	Poço	1057-957	Saprolito marrom	^{13}C , ^2H , ^{18}O , ^3H , HQ	Solo arenoso
P-11	PP3	Poço	1110-930	Saprolito marrom	^{13}C , ^2H , ^{18}O , ^3H , HQ	Solo argilo-siltoso
P-13	Dona Beija	Nascente	960	Saprolito marrom	^{13}C , ^2H , ^{18}O , ^3H , HQ	Fonte
P-14	LAGO-A	Lago	970	-----	^2H , ^{18}O , HQ	-----
P-15	PAP-7	Poço	1080-1040	Saprolito marrom	^{13}C , ^2H , ^{18}O , ^3H , HQ	Solo arenoso
P-17	BEJA-1	Poço	960	Saprolito marrom	^{13}C , ^2H , ^{18}O , ^3H , HQ	-----
P-18	BEJA-2	Poço	950	Saprolito marrom	^{13}C , ^2H , ^{18}O , ^3H , HQ	-----

4. RESULTADOS OBTIDOS

4.1. Principais Litotipos Interpretados

O perfil litológico foi analisado em furos de sondagem e também em amostras de calha obtidas na perfuração de poços de bombeamento. Com a análise dos testemunhos de sondagem foi possível correlacionar as diferentes unidades hidrogeológicas, e elaborar o modelo conceitual do aquífero associado à intrusão. Os principais litotipos observados são descritos a seguir:

- Solo: horizonte de solo geralmente com concreções ferruginosas e com poucos metros de espessura.
- Diamictitos: localmente ocorre um solo cinza claro com fragmentos centimétricos que pode representar evidências de atividade vulcânica.
- Cangas: cobertura ferruginosa que aflora em diversos locais da intrusão (Figura 4.1). Onde afloram cangas o saprolito é mais arenoso, sendo comum espessos pacotes de silexitos.

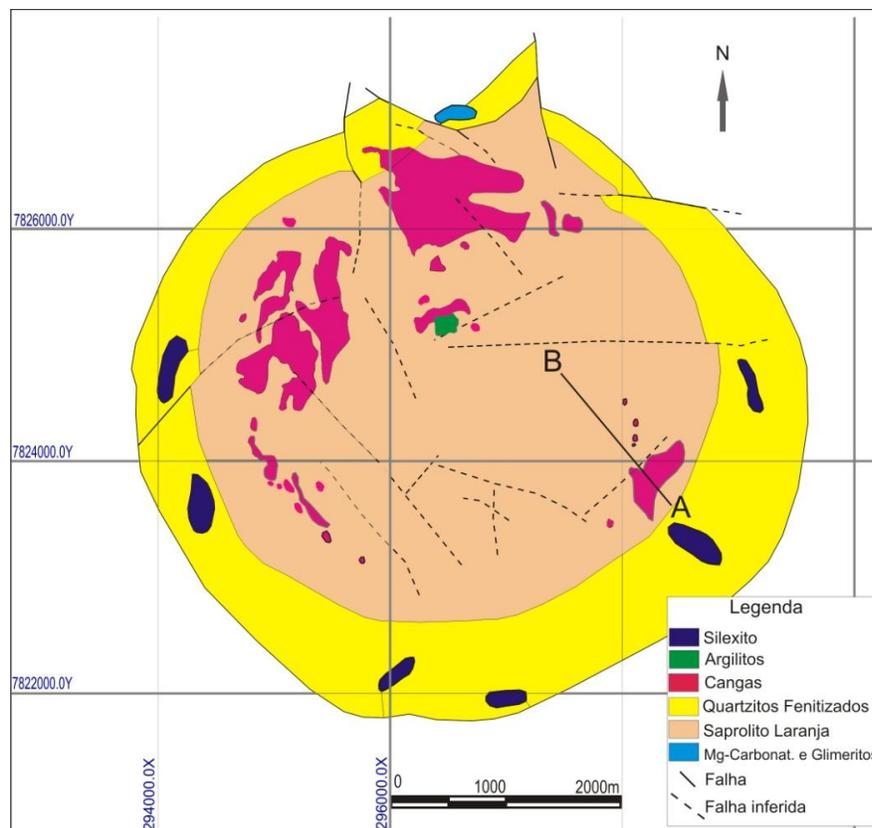


Figura 4.1. Mapa dos principais litotipos aflorantes (Modificado de SAD & TORRES, 1976).

- Saprolito laranja: aquitardo denominado como H-1, argiloso a pouco siltoso, cor vermelha no topo passando a laranja em profundidade (Figura 4.2). Esse saprolito cobre quase toda a porção interna da intrusão, exceto onde afloram manchas de canga. Sua espessura pode variar de poucos metros nas bordas até mais de 100m nas porções centrais.

- Saprolito marrom: horizonte denominado H-2, siltoso, pouco argiloso, com intercalações muito arenosas ricas em magnetita (Figura 4.3), que parecem ser os foscoritos intemperizados. Ocorre silexito intercalado com espessuras que variam de poucos centímetros até 40 m. Trata-se do principal aquífero em termos de fornecimento de água, devido aos pacotes arenosos e silexitos. Os poços perfurados em regiões com grande espessura de silexito apresentam vazões maiores. Dentro dos pacotes de saprolito marrom são encontrados silexitos que apresentam alta porosidade (Figuras 4.4 e 4.5).

Também são comuns intervalos com presença de brechas, de origem ainda não estudadas com mais detalhes, mas se acredita que sejam estruturais que também apresentam alta porosidade (Figura 4.6).

- Saprolito verde, micáceo: aquíclode denominado como H-3. Trata-se de um saprolito argiloso, que ocorre logo acima da rocha sã (Figura 4.7).

- Rocha carbonatítica fraturada: rocha sã muito fraturada que forma o aquífero fissural com cerca de 20 m de espessura abaixo do horizonte H-3. Trata-se de um aquífero pouco expressivo que possui o nível piezométrico em condição de artesianismo, localmente jorrante.

- Quartzitos fenitizados alterados: horizonte arenoso com cerca de 60 m de espessura que aflora nas bordas da intrusão. Trata-se de um aquífero livre e uma importante zona de recarga, abastecendo tanto o CACB quanto as drenagens que nascem nas cabeceiras do domo e seguem em direção a rocha encaixante. O nível de água está em torno de 50 m de profundidade.

- Quartzitos fenitizados não alterados: aquífero fissural associado aos sistemas de falhas e fraturas profundas. Na área norte da intrusão ocorre uma fonte mesotermal denominada Andrade Júnior, com temperatura em torno de 31°C, junto a uma dessas falhas.

- Xistos alterados: aquífero associado ao manto de alteração dos xistos e quartzitos do Grupo Ibiá. Sua espessura pode variar de poucos metros até cerca de 60 m.

Em termos hidrogeológicos, a intrusão é um sistema aquífero complexo e isolado, cercado por rochas metamórficas com permeabilidade muito baixa.

A partir da interpretação dos principais litotipos, o modelo conceitual aponta para um aquífero principal que é granular, representado pelo saprolito marrom, semi-confinado (H-2) pelo saprolito

laranja (H-1) e um aquífero fraturado, confinado, de menor expressão, no topo da rocha sã (carbonatitos e glimeritos), logo abaixo do saprolito verde (H-3).



Figura 4.2. Saprolito laranja.



Figura 4.3. Saprolito marrom arenoso.



Figura 4.4. Silexitos porosos.



Figura 4.5. Silexitos.



Figura 4.6. Brechas no saprolito marrom.



Figura 4.7. Saprolito verde micáceo.

4.2. Aspectos Estruturais

Existem poucos afloramentos de rocha fresca, contudo, pode ser observado em afloramentos de cangas a presença de fraturas. É um fato interessante observar essa característica tão bem marcada em rochas que representam um produto avançado do intemperismo e acredita-se que sejam evidências de movimentos epirogenéticos citados na literatura.

A Figura 4.8 mostra algumas feições estruturais preservadas nas cangas. As duas direções marcadas são as mesmas descritas como as principais estruturas regionais: noroeste e nordeste.

Essas afloramentos mostram a importância dos dois domínios estruturais e indicam que eles atuaram posteriormente a intrusão, favorecendo a percolação da água por caminhos preferenciais e a formação do espesso manto de intemperismo que se instalou.

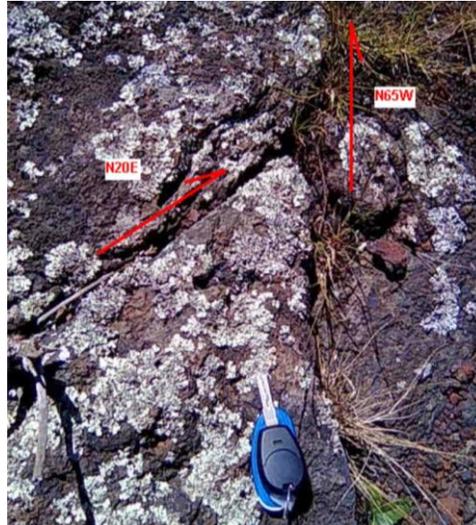


Figura 4.8. Feições estruturais preservadas em afloramento de canga.

4.3. Unidades Hidrogeológicas

Através da interpretação de informações de sondagem rotativa em seções verticais é possível identificar duas principais unidades hidrogeológicas.

A Figura 4.9 apresenta uma seção geológica vertical, cujo traço em planta está representado na Figura 4.1.

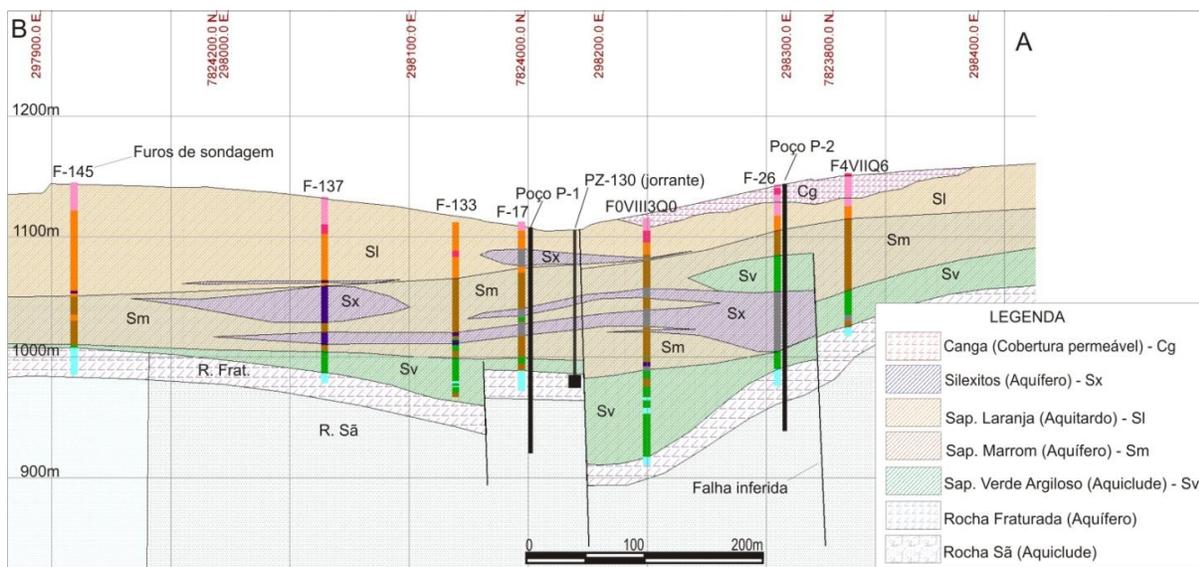


Figura 4.9. Perfil geológico A-B mostrando as principais unidades aquíferas.

Primeiramente é notável o espesso manto de intemperismo, que geralmente é acima de 100 m de espessura. Dentro desse manto intempérico é que se desenvolveram as principais unidades aquíferas.

A primeira unidade aquífera está relacionada ao saprolito marrom, que tem como característica ser mais arenoso e com intercalações de silexitos e brechas. Trata-se de um aquífero semi-confinado pelo saprolito laranja.

No Anexo 1 são apresentados os perfis lito-químicos dos furos da Figura 4.9, com análises realizadas através de fluorescência de raios-X em pastilhas fundidas, realizadas pela própria mineradora de fosfato. Neles pode-se notar uma forte relação entre o P_2O_5 , Fe_2O_3 e SiO_2 e a presença de brechas e silexitos.

Um dos primeiros resultados obtidos a partir dessa interpretação foi a correlação das boas vazões encontradas para os poços de bombeamento P-1 com a existência das intercalações de silexitos. Com isso a sugestão foi colocar o poço P-2 junto ao furo de sondagem F-26, já que nesse local ocorre uma espessura de aproximadamente 40 m de silexitos. As boas vazões foram confirmadas.

A segunda unidade está relacionada com a rocha sã fraturada. Trata-se de um aquífero confinado e localmente jorrante, como observado no piezômetro PZ-130.

Um terceiro aquífero está associado ao domínio dos quartzitos fenitizados em que estão associadas as nascentes mesotermiais encontradas na Estância Hidromineral do Barreiro.

Essas águas mesotermiais podem estar associadas a um sistema de circulação profundo, pois possuem temperaturas na ordem de 36 °C e sabe-se da presença de falhas e fraturas profundas nesse domínio geológico. O estudo isotópico contribuiu para o melhor entendimento desse aquífero.

4.4. Piezometria

A partir da informação de 53 pontos de nível de água (Anexo 2) relacionados ao aquífero semi-confinado foi possível elaborar o mapa potenciométrico do CACB, que é apresentado na Figura 4.10.

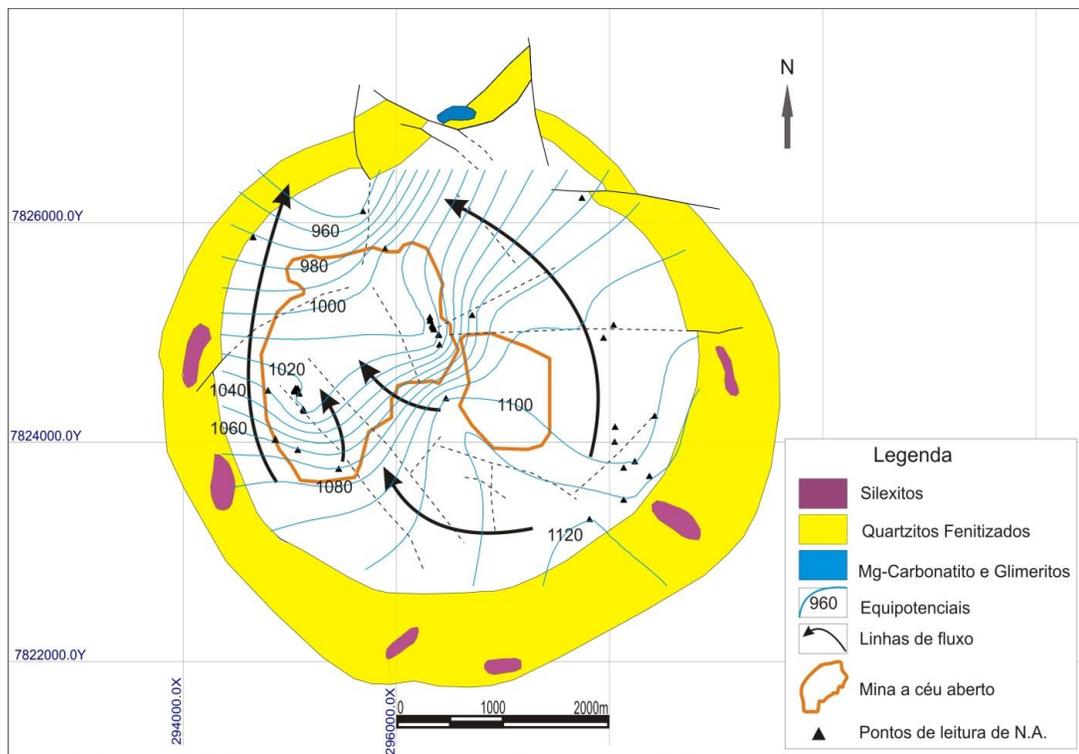


Figura 4.10. Mapa potenciométrico.

Pode-se observar que o fluxo subterrâneo associado ao principal aquífero segue de sul-sudeste para norte-noroeste, na direção do parque de águas do Barreiro.

Os pontos de água considerados na elaboração da superfície piezométrica representam o nível de água dinâmico, já que existem diversos poços de bombeamento dentro da intrusão.

Além do nível de água de piezômetros, foram consideradas informações de diversas nascentes mapeadas na mina de fosfato, localizada a esquerda da Figura 4.10. Essa mina conta com um sistema de canaletas escavadas na base dos taludes para conduzir a água para lagos artificiais, que contribuem para o fluxo subterrâneo.

4.5. Parâmetros Hidrodinâmicos

Nos poços tubulares profundos foram feitos testes de bombeamento. O perfil construtivo e litológico desses poços é apresentado no Anexo 3.

4.5.1. Ensaio de bombeamento de longa duração

No poço P1 foram feitos ensaios de bombeamento de longa duração com a observação do rebaixamento em vários piezômetros localizados a diferentes distâncias.

Os Gráficos 4.1 até 4.6 mostram a evolução do rebaixamento (s) em relação ao tempo (t) para cada ponto de leitura. Os dados completos podem ser encontrados no Anexo 4.

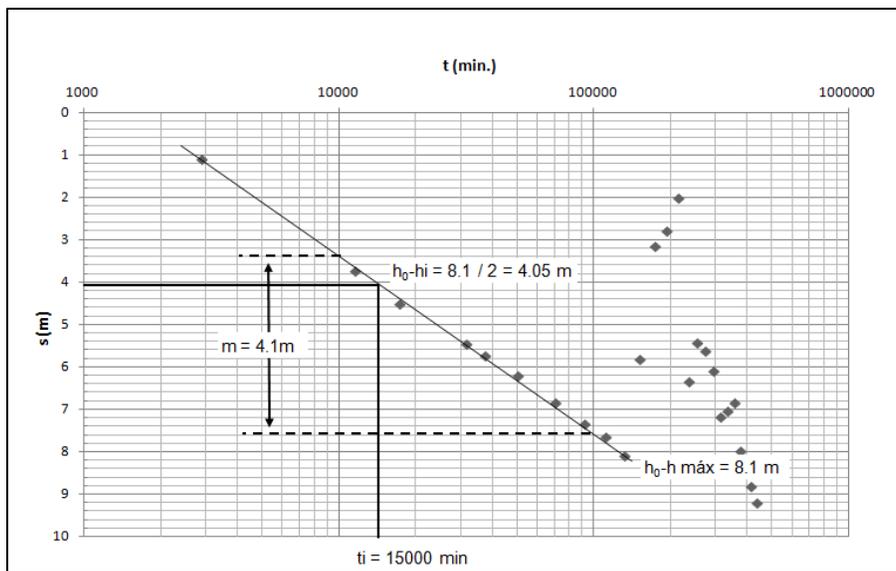


Gráfico 4.1. Rebaixamento do nível de água no piezômetro PZ-129.

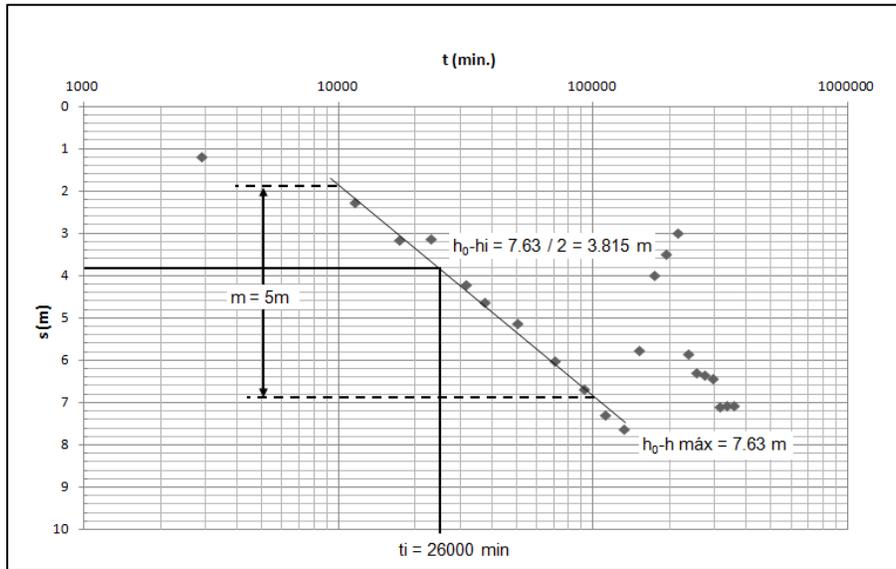


Gráfico 4.2. Rebaixamento do nível de água no piezômetro PZ-137.

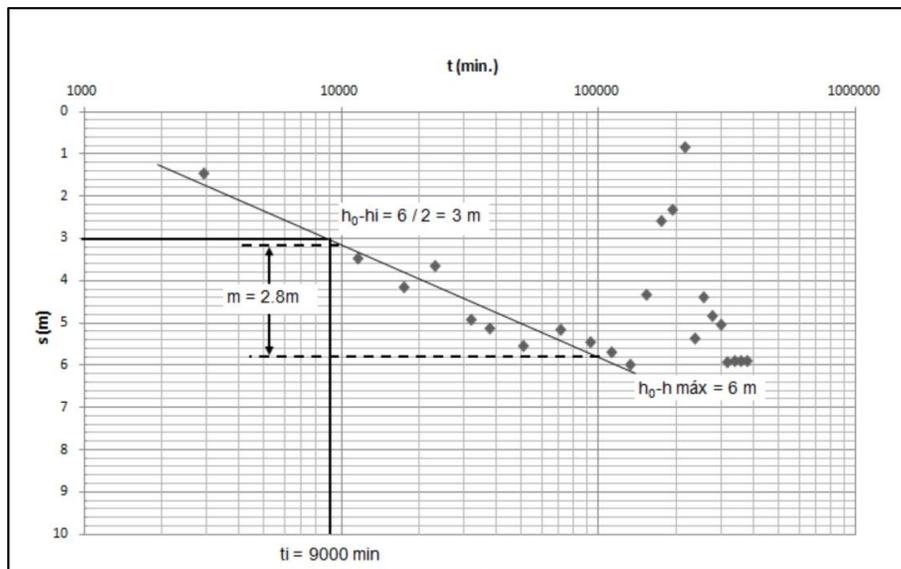


Gráfico 4.3. Rebaixamento do nível de água no piezômetro PZ-130.

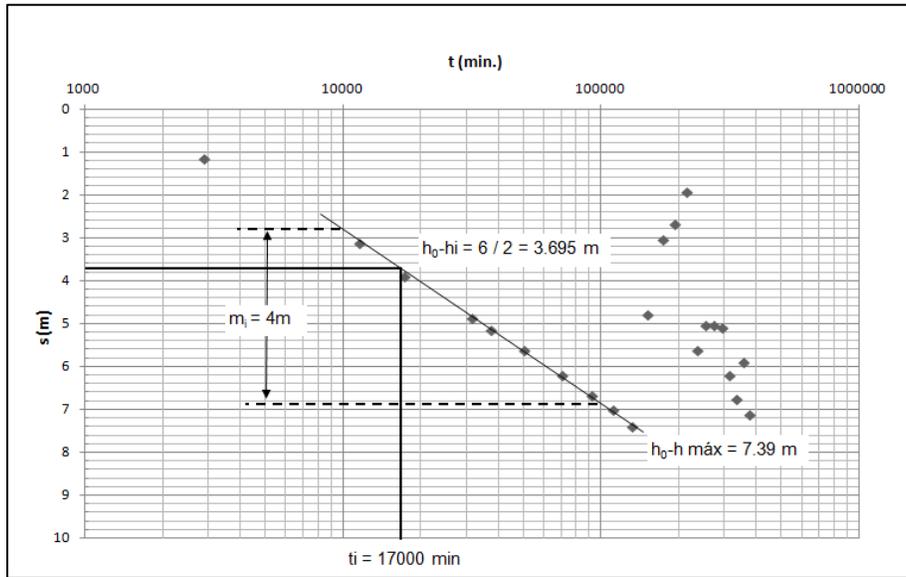


Gráfico 4.4. Rebaixamento do nível de água no piezômetro PZ-121.

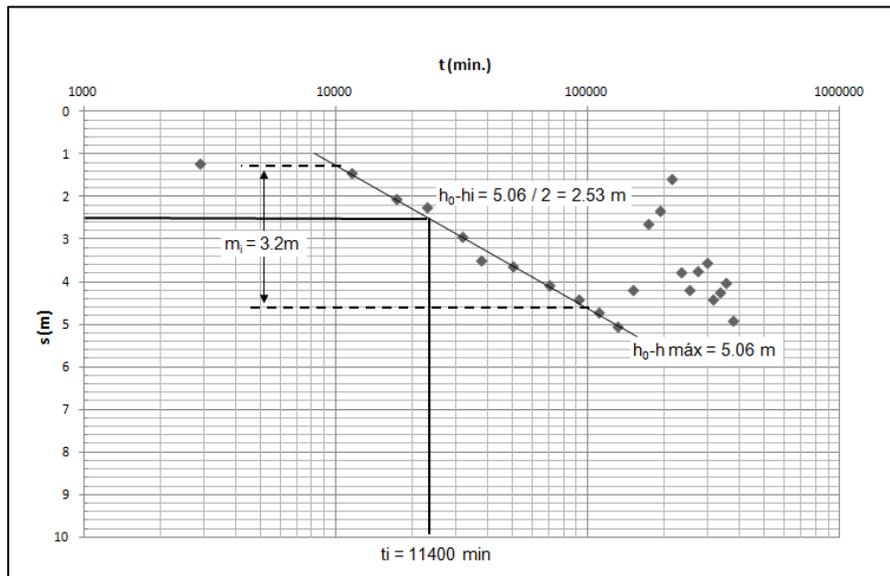


Gráfico 4.5. Rebaixamento do nível de água no piezômetro PZ-122.

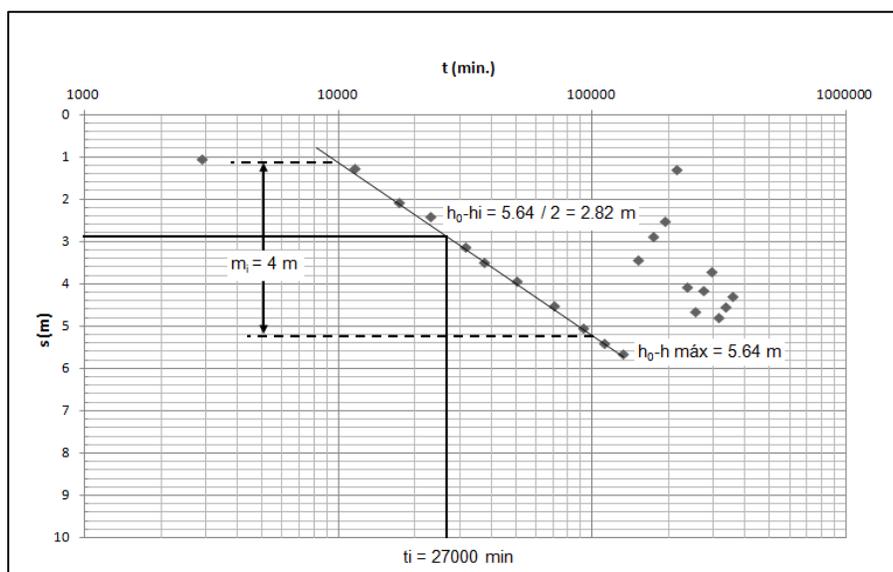


Gráfico 4.6. Rebaixamento do nível de água no piezômetro PZ-117.

A interpretação das propriedades hidrodinâmicas do principal aquífero, relacionado ao saprolito marrom, foi feita com base no método de HANTUSH (1956) para aquíferos semi-confinados, conforme exemplo apresentado em FETTER (2001). Os resultados são apresentados na Tabela 4.1.

Tabela 4.1. Parâmetros hidrodinâmicos do principal aquífero.

Método do Ponto de Inflexão de Hantush - poço P-1							
Poço observação	PZ-129	PZ-137	PZ-130	PZ-121	PZ-122	PZ-117	MÉDIA
Distância do poço (m)	76	86	157	225	277	300	-----
Rebaixamento (m)	8,1	7,6	6,0	7,4	5,1	5,6	-----
T (m ² /d)	137,5	95,3	210,1	134,9	150,6	110,2	139,8
K (m/d)	0,9	0,7	1,4	0,9	1,0	0,8	1,0
S	0,09	0,16	0,02	0,01	0,01	0,04	0,05
K' (m/d)	0,012	0,025	0,012	0,002	0,002	0,003	0,01

Pode-se observar uma grande diferença entre os parâmetros obtidos, principalmente para T.

A Figura 4.11 mostra a situação do cone de rebaixamento provocado pelo bombeamento de longa duração no poço P1. Pode ser observado que não ocorre uma forma circular típica de aquíferos homogêneos e isotrópicos.

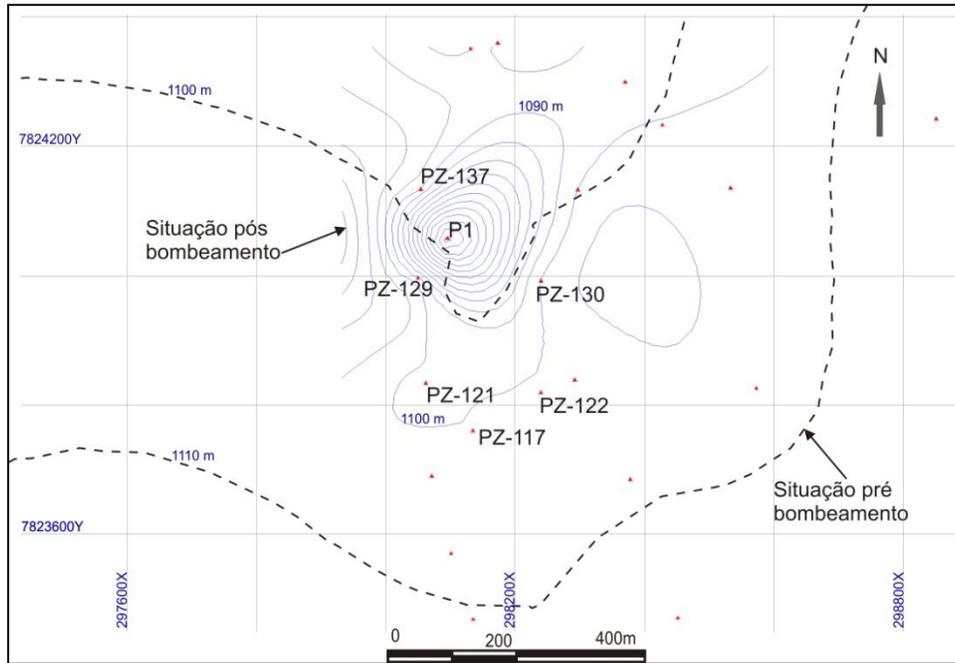


Figura 4.11. Equipotenciais antes e depois de iniciado o bombeamento do poço P-1.

4.5.2. Ensaio de bombeamento por etapas

Nos poços P-1, P-2 e P-3 foram feitos teste de vazão por etapas também conhecido como ensaio de bombeamento escalonado. Os resultados estão tabulados no Anexo 5 e foram representados nos Gráficos 4.7 a 4.9.

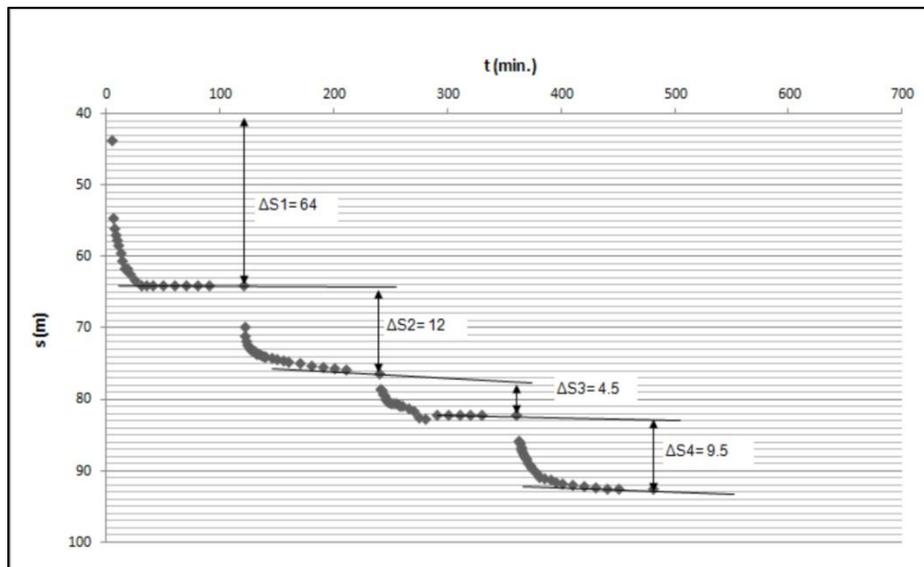


Gráfico 4.7. Teste de vazão por etapas no poço P-1.

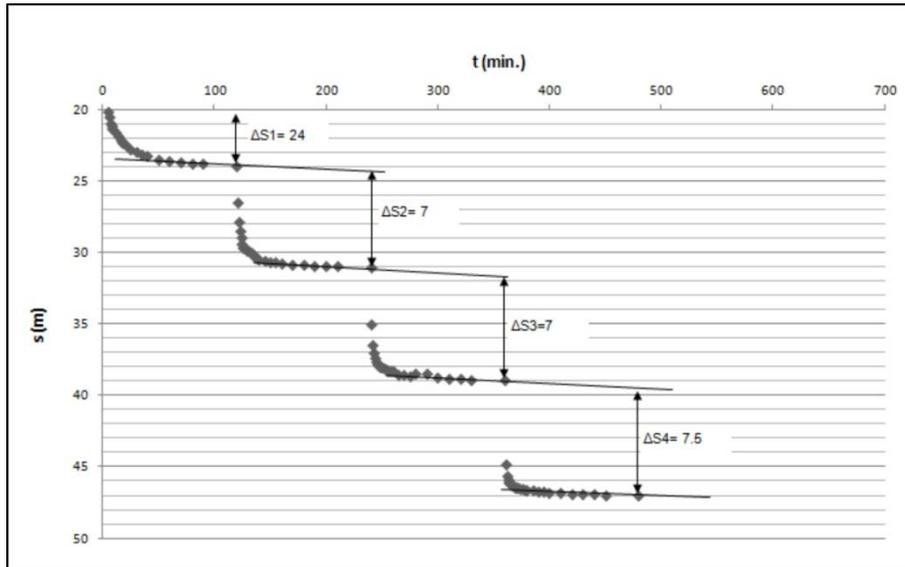


Gráfico 4.8. Teste de vazão por etapas no poço P-2

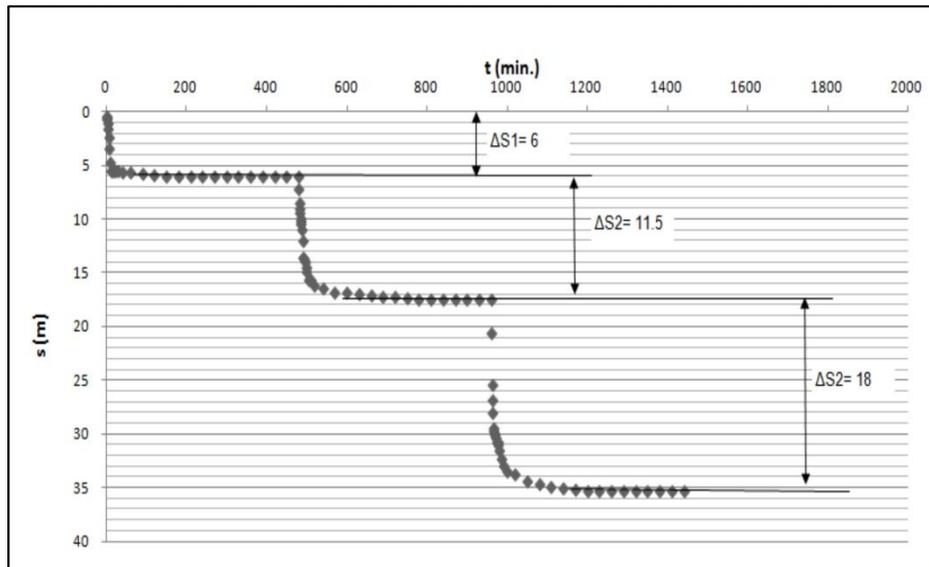


Gráfico 4.9. Teste de vazão por etapas no poço P-3.

A partir dos dados obtidos no foi feito o tratamento gráfico a fim de se obter as perdas de carga e a equação dos poços.

Para a análise gráfica do rebaixamento causado pelo bombeamento versus a cada etapa de vazão, fez-se a opção pelo ajuste polinomial proposto por SHEKHAR (2006) conforme apresentado nos Gráficos 4.10 a 4.12 e Tabela 4.2.

Todos os ajustes ficaram com correlação acima de 95 %.

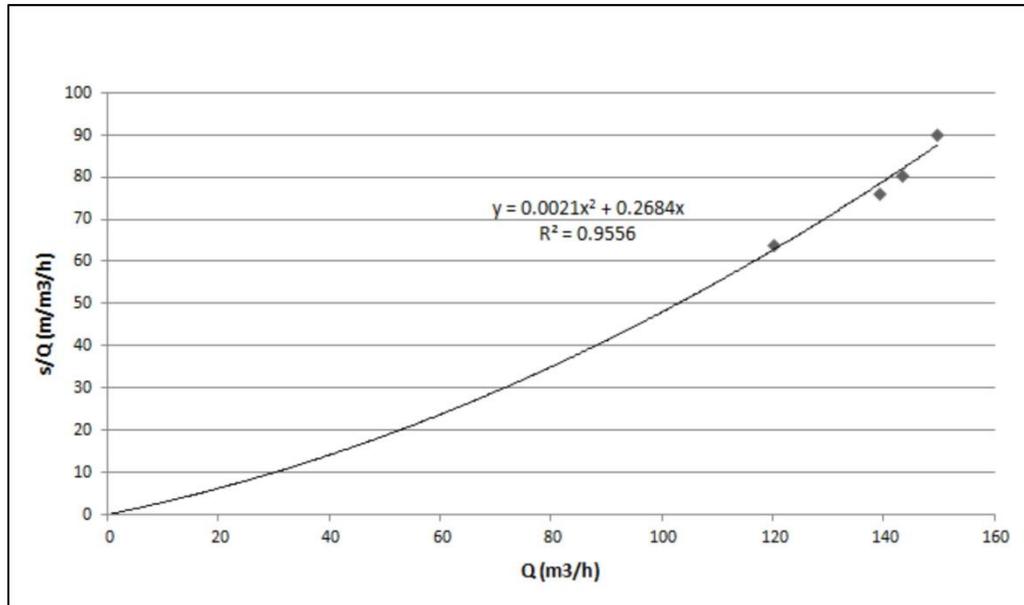


Gráfico 4.10. Curva característica para o poço P-1.

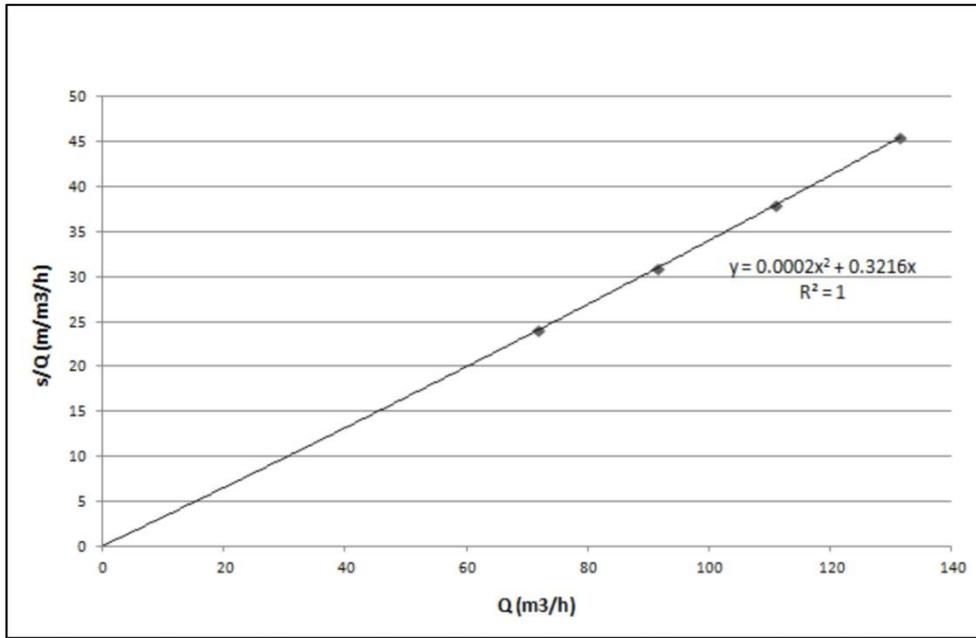


Gráfico 4.11. Curva característica para o poço P-2.

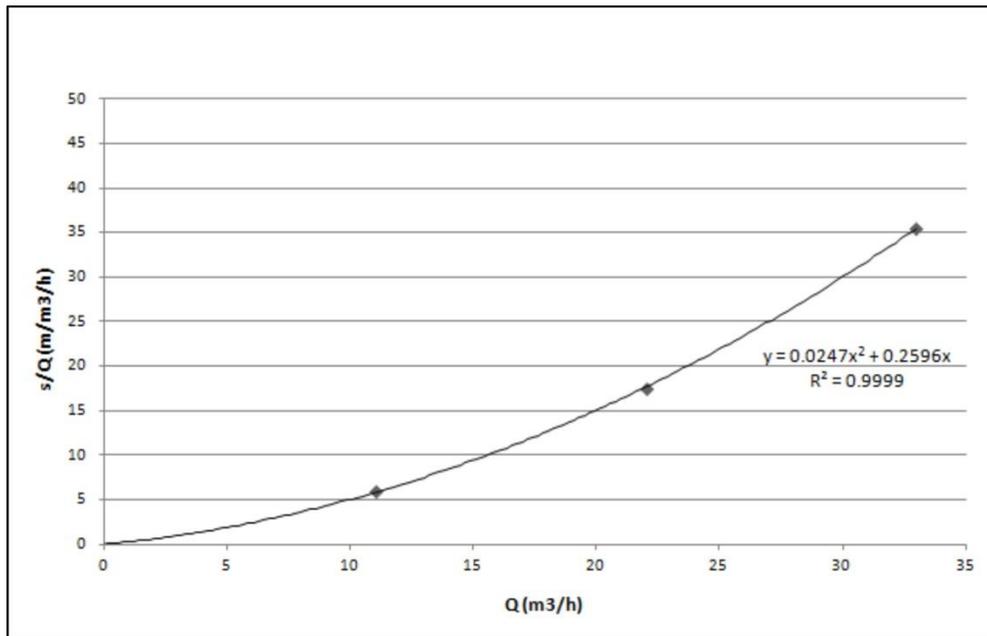


Gráfico 4.12. Curva característica do poço P-3.

Tabela 4.2. Resultados dos testes de rebaixamento por etapa.

Poço / Etapa	Vazão, Q (m ³ /h)	Rebaixamento observado, s (m)	Coefficiente de perda do poço (C)	Coefficiente de perda da formação (B)
P1 / 1	120,0	64,0	0,0021	0,2684
P1 / 2	139,2	76,0	0,0021	0,2684
P1 / 3	143,3	80,5	0,0021	0,2684
P1 / 4	149,6	90,0	0,0021	0,2684
P2 / 1	71,7	24	0,0002	0,3216
P2 / 2	91,5	31	0,0002	0,3216
P2 / 3	111,1	38	0,0002	0,3216
P2 / 4	131,5	45,5	0,0002	0,3216
P3 / 1	11,0	6,0	0,0247	0,2596
P3 / 2	22,0	17,5	0,0247	0,2596
P3 / 3	33,0	35,5	0,0247	0,2596

Tabela 4.2. Continuação: Resultados dos testes de rebaixamento por etapa.

Poço / Etapa	BQ	CQ ²	Rebaixamento calculado (BQ+CQ ²)	Eficiência do Poço $BQ/(BQ+CQ^2)*100, \%$
P1 / 1	32,2	30,2	62,4	52
P1 / 2	37,4	40,7	78,1	48
P1 / 3	38,5	43,1	81,6	47
P1 / 4	40,2	47,0	87,2	46
P2 / 1	23,1	1,0	24,1	96
P2 / 2	29,4	1,7	31,1	95
P2 / 3	35,7	2,5	38,2	94
P2 / 4	42,3	3,5	45,7	92
P3 / 1	2,9	3,0	5,8	49
P3 / 2	5,7	12,0	17,7	32
P3 / 3	8,6	26,9	35,5	24

4.5.3. Ensaio de recuperação

Na ausência de poços de observação, os ensaios de recuperação do nível de água em poços de bombeamento podem fornecer uma boa aproximação da transmissividade (T) e da condutividade hidráulica (K) a partir da fórmula da aproximação de Jacob (CUSTÓDIO & LLAMAS, 1983).

Após o bombeamento de um poço a vazão constante, o bombeamento é interrompido e a recuperação do nível de água é medida até que o nível inicial seja restabelecido.

Os Gráficos 4.13 ao 4.16 mostram como os dados da recuperação do nível de água podem ser representados. Após cessar o bombeamento, é medido o nível de água até que ele atinja a condição inicial. O valor de ΔS_{10} representa o rebaixamento residual em um ciclo logarítmico.

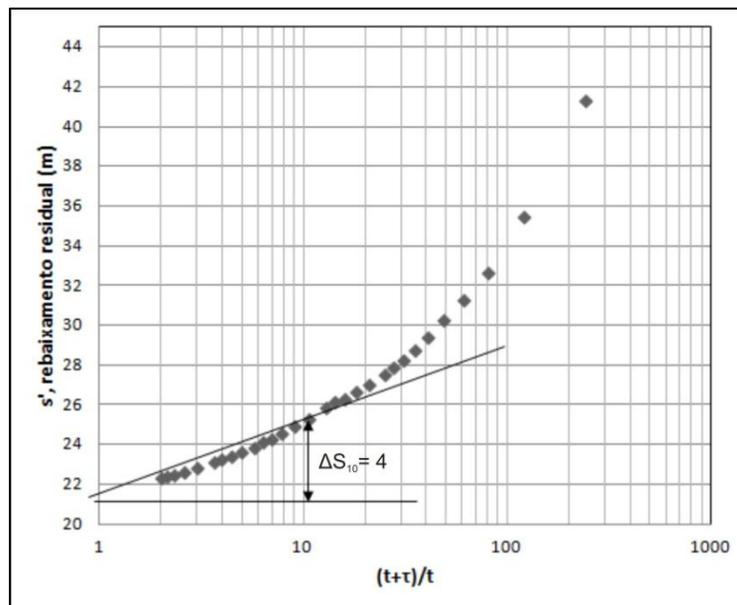


Gráfico 4.13. Ensaio de recuperação do nível de água para o poço P-2.

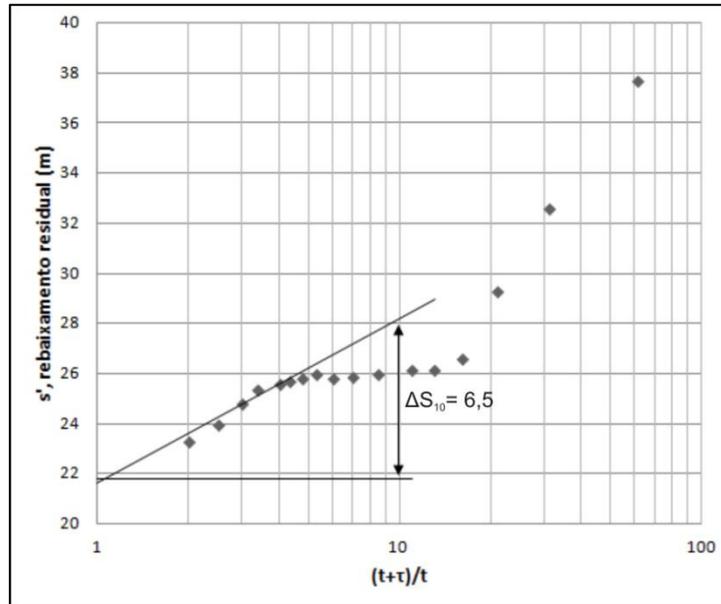


Gráfico 4.14. Ensaio de recuperação do nível de água para o poço P-3.

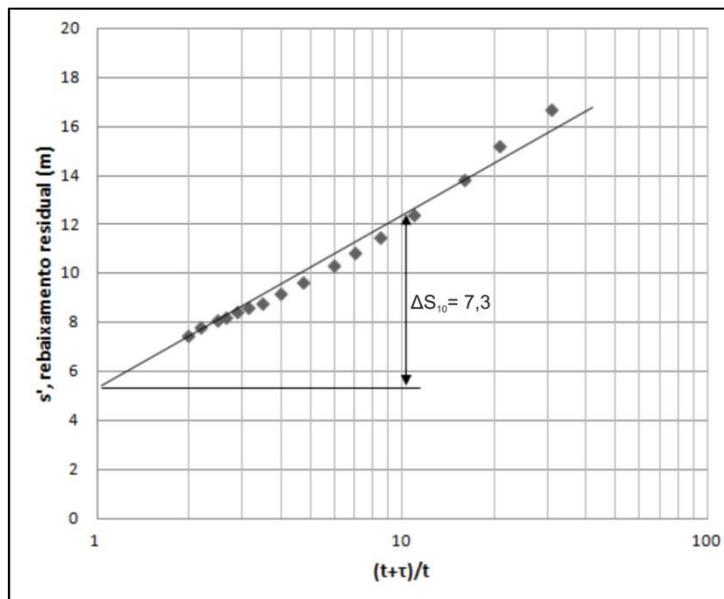


Gráfico 4.15. Ensaio de recuperação do nível de água para o poço P-4.

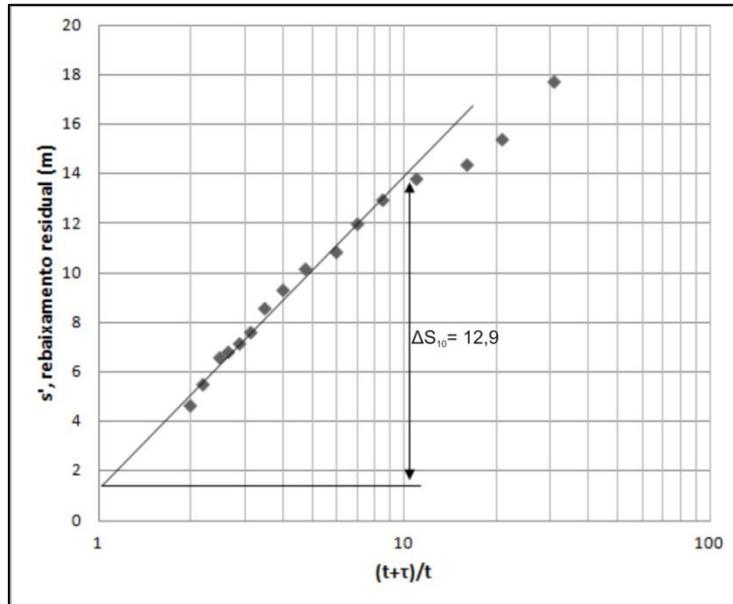


Gráfico 4.16. Ensaio de recuperação do nível de água para o poço P-5

A Tabela 4.3 apresenta os valores calculados para a transmissividade (T) e condutividade hidráulica (K) através do ensaio de recuperação do nível de água.

Tabela 4.3. Resumo dos testes de recuperação do nível de água nos poços.

Poço	Vazão, Q (m^3/dia)	ΔS_{10}	Transmissividade, T (m^2/dia)	Condutividade hidráulica, K (m/dia)
P2	3113	4,0	142,4	1,17
P3	792	6,5	22,3	0,47
P4	492	7,3	12,3	0,17
P5	278	12,9	3,9	0,005

4.6. Hidroquímica

Os resultados das análises hidroquímicas são apresentados na Tabela 4.4. As águas são tipicamente bicarbonatadas cálcio-magnesianas, com exceção das águas mesotermiais, que são bicarbonatadas sódicas, apesar do forte cheiro de enxofre e elevada concentração de sulfato (Figura 4.12).

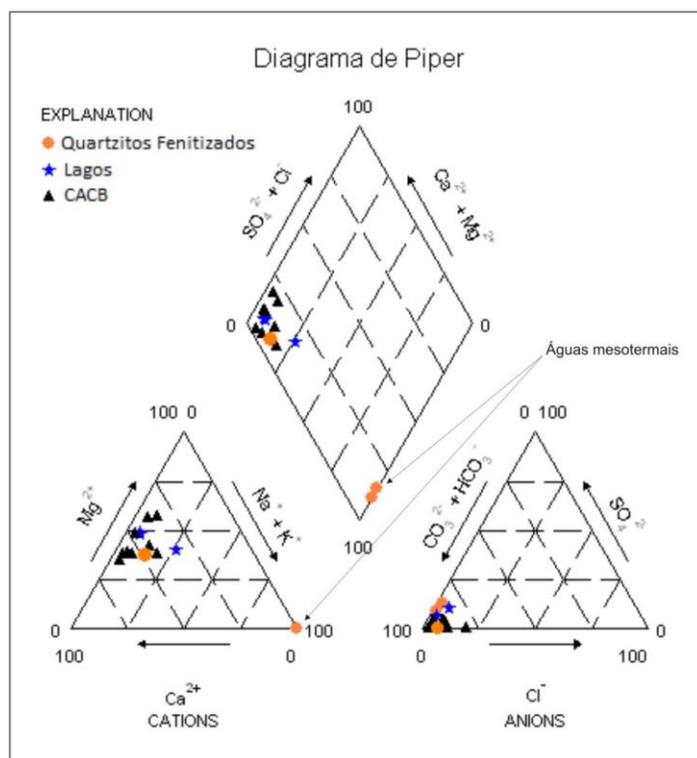


Figura 4.12. Diagrama de Piper.

O erro padrão das análises ficou entre 1,49 e 6,43% com média de 4,62%. Na análise do erro foi utilizado o balanço iônico descrito por CUSTÓDIO & LLAMAS (1983), que leva em consideração a condutividade elétrica, todas as análises ficaram abaixo do máximo permitido, portanto, podem ser aceitas.

As águas coletadas nos pontos P-1 e P-2 são as águas mesotermais. O ponto P-1 é a água do poço conhecido como Andrade Júnior e o ponto P-2 é a fonte Paulo Cherulli. Pode-se notar que são águas fortemente mineralizadas, com condutividade elétrica maior que 5.800 $\mu\text{S}/\text{cm}$, temperatura entre 31 e 32 °C, mais de 3.000 mg/L de bicarbonato e 400 mg/L de sulfato. Uma das principais características é seu forte cheiro de enxofre.

Os resultados de bicarbonato foram obtidos a partir da alcalinidade total. Para a amostra referente ao ponto P-2, foi analisado o carbonato, já que o pH é próximo de 10.

A Tabela 3.4, apresentada no item anterior, contém a descrição dos pontos de coleta.

Tabela 4.4. Resultados das análises de hidroquímica.

AMOSTRA	P -1	P -2	P -3	P -7	P -8	P -14	P -4	
Local	Quartzitos Fenitizados			Lagos			CACB	
Cota da coleta / filtros (m)	950-900	950	935-915	990	975	975	976-973	
Local no CACB	NNW	NNW	NNW	NNW	NNW	NNW	NW	
T ar(°C)	20,5	28	28,4	25,9	24,1	28,7	28,5	
T água (°C)	31,1	31,8	23	22,2	22,6	23,3	24,2	
pH	8,1	9,77	7,45	6,32	5,89	7,48	7,76	
Eh	-173	-241	184	49	109	119	116	
CE (µS/cm)	5830	5810	179	145	144	169	152	
Res. Seco a 180°C (mg/L)	3496	3360	104	70	62	90	116	
Principais cátions (mg/L)								
Cálcio	Ca ²⁺	0,43	0,41	14,32	10,56	10	6,25	8,23
Magnésio	Mg ²⁺	0,08	0,09	6,48	6,75	6,66	4,56	4,39
Sódio	Na ⁺	1364,3	1360	1,7	0,5	< 0,5	4,14	1,8
Potássio	K ⁺	160,55	156,4	5,5	2,38	2,67	2,62	4,18
Ferro	Fe ²⁺	0,04	0,04	0,02	0,05	0,07	0,03	0,03
Manganês	Mn ²⁺	0,008	0,008	0,008	< 0,008	< 0,008	0,03	0,01
Bário	Ba ²⁺	0,12	0,13	0,57	0,69	0,79	1,12	0,54
∑ cátions (meq/L)	63,46	63,16	1,47	1,33	1,31	1,20	63,46	
Principais ânions (mg/L)								
Bicarbonato	HCO ₃ ⁻	3367,2	3416	97,6	81,74	79,3	53,68	85,4
Carbonato	CO ₃ ²⁻	---	2,46	---	---	---	---	---
Cloreto	Cl ⁻	65	65	4	1,5	1,5	2,5	1,5
Sulfato	SO ₄ ²⁻	418	426	< 2	4,36	4,25	5,32	2,97
Nitrato	NO ₃ ⁻	2,8	2,2	0,1	< 0,01	< 0,01	0,3	0,2
Nitrito	NO ₂ ⁻	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Fosfato	PO ₄ ³⁻	1,92	1,95	0,12	0,76	0,91	0,42	0,88
Sulfeto	S ²⁻	0,73	0,007	< 0,002	< 0,002	< 0,002	0,01	< 0,002
Fluoreto	F ⁻	7,48	7,31	0,4	0,24	0,29	0,23	0,7
∑ ânions (meq/L)	65,38	65,70	1,64	1,50	1,47	1,11	65,38	
BALANÇO IÔNICO (%)	1,49	1,97	5,33	5,86	5,73	3,52	1,49	
MÁXIMO PERMITIDO (CUSTÓDIO & LLAMAS, 1983)	4	4	10	10	10	10	10	

AMOSTRA	P -5	P -9	P-10	P -11	P -13	P -15	P -17	P -18	
Local	CACB								
Cota da coleta / filtros (m)	996-	1083-963	1057-957	1110-930	960	1080-1040	960	950	
Local no CACB	NW	SE	SE	SE	NNW	SE	NNW	NNW	
T ar(°C)	32,8	25	24,8	27,5	21,6	26,7	31,8	32,5	
T água (°C)	22,3	22,7	23,7	22,1	22,6	22,2	23,6	22,8	
pH	7,92	6,76	5,73	6,53	6,36	6,64	7,49	7,11	
Eh	138	169	171	76	141	178	106	121	
CE (µS/cm)	225	188	177	71	158	235	161	120	
Res. Seco a 180°C (mg/L)	136	108	110	52	102	162	10	6	
Principais cátions (mg/L)									
Cálcio	Ca ²⁺	20,45	9,84	20,72	6,87	6,75	19,8	11,32	12,7
Magnésio	Mg ²⁺	8,63	8,74	7,98	2,93	6,9	12,12	6,42	4,31
Sódio	Na ⁺	0,65	0,91	0,5	0,34	0,95	0,96	2,88	< 0,5
Potássio	K ⁺	2,82	1,6	1,67	1,47	2,23	2,14	2,29	1,45
Ferro	Fe ²⁺	0,02	0,01	0,03	< 0,01	0,02	0,1	0,04	0,03
Manganês	Mn ²⁺	< 0,008	0,008	0,008	< 0,008	< 0,008	0,008	< 0,008	< 0,008
Bário	Ba ²⁺	1,51	1,13	0,81	1,07	1,36	1,21	1,68	0,59
∑ cátions (meq/L)		1,48	2,14	2,06	1,77	0,67	1,45	2,11	1,46
Principais ânions (mg/l)									
Bicarbonato	HCO ₃ ⁻	139,08	103,7	103,7	39,04	86,62	109,8	82,96	62,22
Cloreto	Cl ⁻	2	6,5	4,5	5,5	2,5	16	4,5	4,3
Sulfato	SO ₄ ²⁻	< 2	2,04	3,65	< 2	< 2	< 2	2,56	< 2
Nitrato	NO ₃ ⁻	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2
Nitrito	NO ₂ ⁻	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Fosfato	PO ₄ ³⁻	0,88	0,39	0,33	0,52	1	0,33	0,85	2,66
Sulfeto	S ²⁻	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002
Fluoreto	F ⁻	0,22	0,23	0,19	1,45	0,29	0,43	0,42	0,44
∑ ânions (meq/L)		1,63	2,39	1,98	1,94	0,75	1,60	2,39	1,64
BALANÇO IÔNICO (%)		4,74	5,61	2,19	4,77	6,09	5,09	6,08	5,98
MÁXIMO PERMITIDO (CUSTÓDIO & LLAMAS, 1983)		8	10	10	10	10	8	10	10

Os Gráficos 4.17 e 4.18 representam o perfil hidroquímico no sentido: sudeste para noroeste. Em termos topográficos as maiores elevações estão no sul-sudeste e as drenagens seguem sentido noroeste. Em termos geológicos o manto de intemperismo torna-se menos espesso de sudeste para noroeste. Em termos hidrogeológicos, esse é o sentido do fluxo subterrâneo.

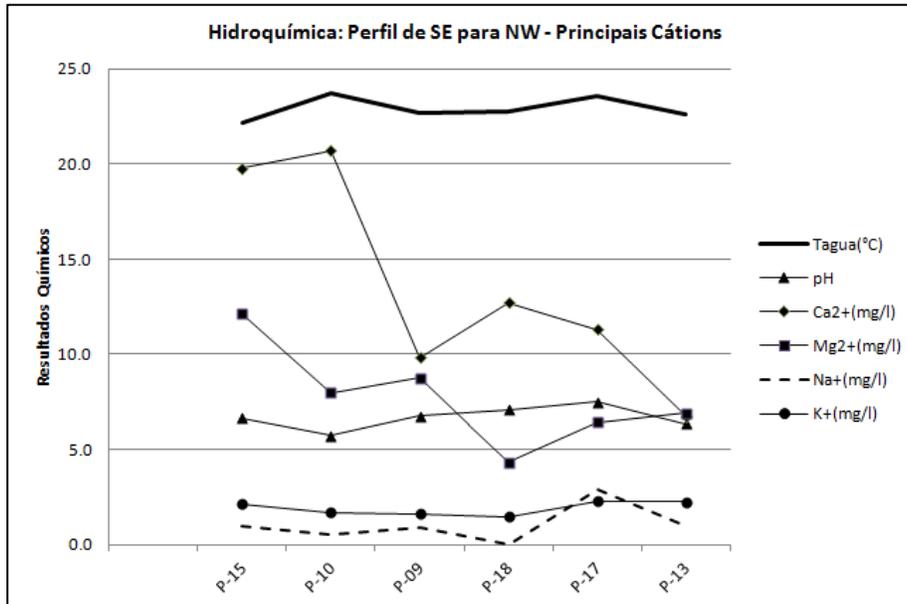


Gráfico 4.17. Concentração dos principais cátions, T e pH ao longo de um perfil esquemático SE-NW.

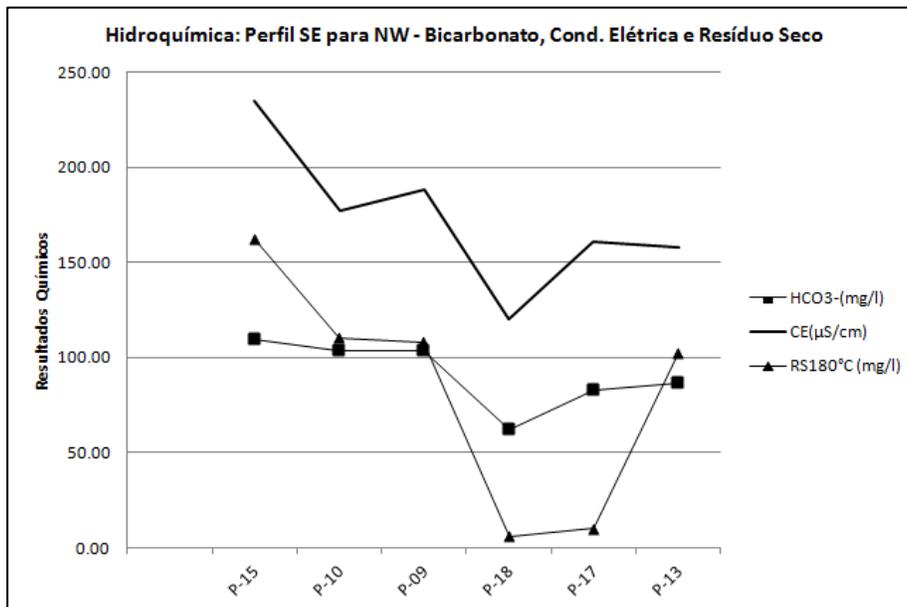


Gráfico 4.18. Concentração do íon bicarbonato, C.E e R.S. ao longo de um perfil esquemático SE-NW.

A tendência hidroquímica mostra que existe uma queda nas concentrações do íon cálcio e magnésio e C.E. no sentido noroeste, que é o sentido do fluxo subterrâneo. Como o Ca^{2+} e Mg^{2+} são os principais íons, eles afetam de forma direta a C.E.

Esse comportamento atípico pode estar relacionado com a composição do carbonatito em diferentes setores do CACB, que varia tanto ao ponto de existir uma jazida de nióbio ao lado de uma jazida de fosfato.

4.7. Isótopos Estáveis $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$.

Para a região de estudo existem informações de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ no banco de dados da IAEA-GNIP (2010). Trata-se de uma série de dados descontínuos coletados no aeroporto de Brasília-DF, que apesar de ocorrer um intervalo de 7 anos sem coleta, mostra uma boa correlação linear (Gráfico 4.19).

Esses dados permitem traçar uma reta local (LMWL) que pode ser comparada com a linha mundial dos isótopos presentes da precipitação (GMWL) e com os resultados analíticos das amostras coletadas nesse estudo.

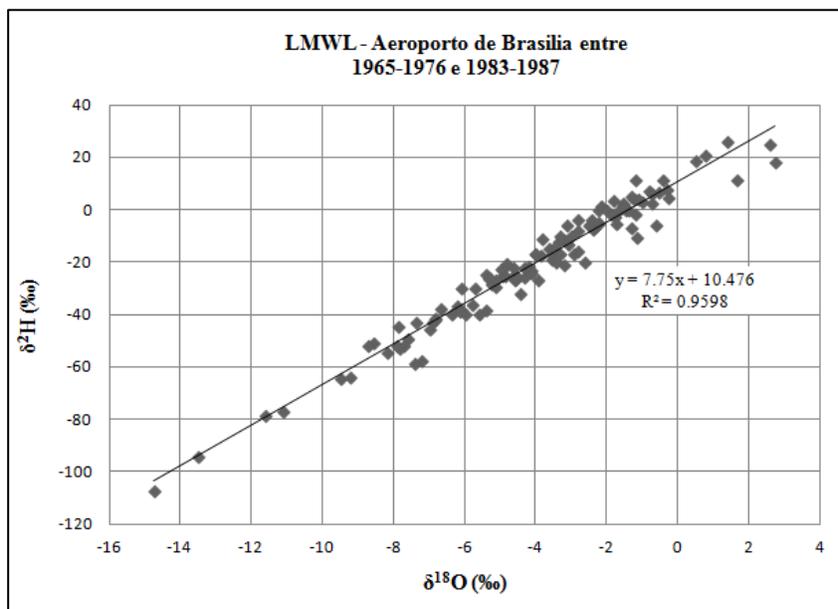


Gráfico 4.19. Resultados de ^{18}O e ^2H para as precipitações coletadas pela IAEA-GNIP (2010) no aeroporto de Brasília-DF

A Tabela 4.5 apresenta os resultados das análises desses isótopos e o Gráfico 4.20 mostra a dispersão dos dados e o comportamento das amostras juntamente com as retas global, local, bem como a linha de evaporação que contém os resultados dos lagos.

Tabela 4.5. Resultados das análises de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$.

PONTO	UGAMS# (n°.identificação)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ incert. (\pm)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ incert. (\pm)
P-1	5250	-10,2	0,1	-69,1	1,8
P-2	5251	-9,1	0,2	-66,7	0,7
P-3	5252	-8,3	0,1	-46,4	0,2
P-4	5253	-7,8	0,2	-45,8	1,1
P-5	5254	-9,0	0,1	-54,9	1,6
P-7	5256	-5,2	0,3	-40,5	0,2
P-8	5257	-7,1	0,5	-42,9	2,0
P-9	5258	-6,7	0,4	-53,8	1,6
P-10	5259	-7,5	0,3	-50,6	0,8
P-11	5260	-7,5	0,1	-53,7	1,5
P-13	5262	-7,0	0,2	-49,3	1,0
P-14	5263	-6,1	0,2	-42,0	1,3
P-15	5264	-7,2	0,1	-51,8	1,2
P-17	5266	-7,4	0,1	-52,0	1,2
P-18	5267	-6,9	0,4	-53,7	0,4

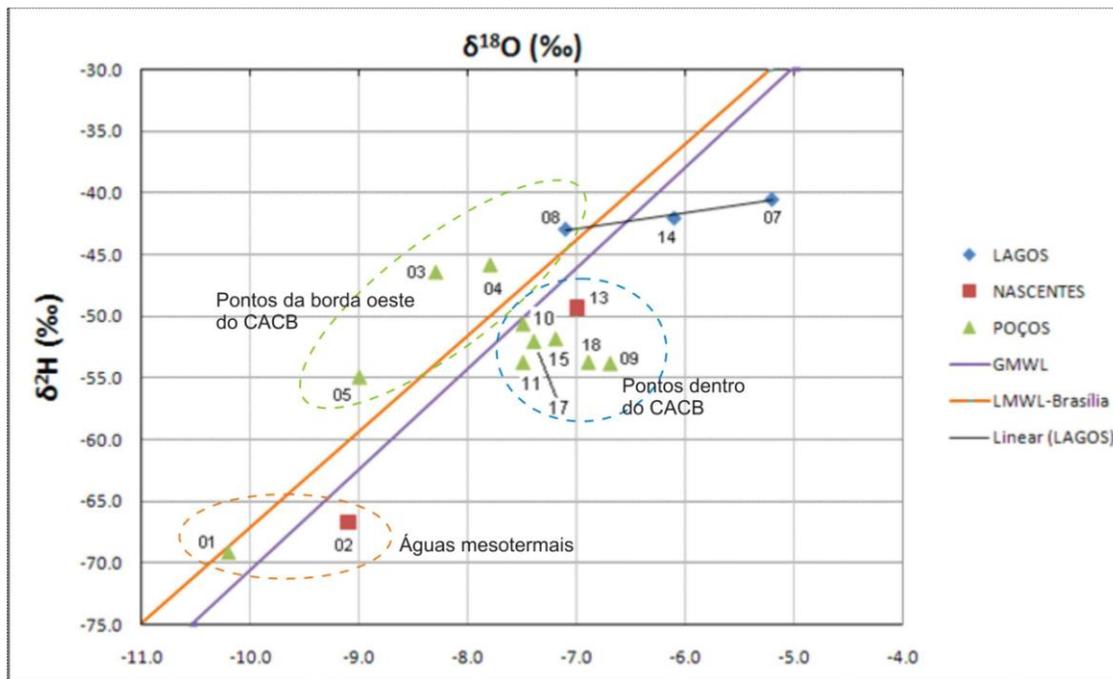


Gráfico 4.20. Resultados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$.

É clara a presença de 4 populações de águas. A primeira referente às águas mesotermais, representadas pelos pontos P-1 e P-2.

A segunda população formada pelos pontos P-3, P-4 e P-5, está deslocada um pouco acima da reta local, e são águas provenientes da borda oeste da intrusão, já com forte interferência dos quartzitos fenitizados.

A terceira população é representada por uma nuvem de 7 pontos (quase metade da população) próximos ao centro do gráfico, deslocados um pouco para a direita das retas global e local, que são interpretados como as águas típicas do aquífero granular associado ao manto de alteração do CACB.

A quarta população representa a linha de evaporação, representando as amostras coletadas dos lagos, localizados na região noroeste e norte dentro da intrusão. Essa reta é muito importante para analisar se algum poço ou nascente contém água dos lagos, o que não ocorre em nenhum caso observado.

4.8. Radioisótopos de ^3H

As análises de trítio, em termos qualitativos (Tabela 4.6), mostram que as águas do CACB são relativamente antigas, com os resultados ocupando uma faixa muito estreita de valores, entre 0,47 e 0,71, o que permite classificá-las como águas sub-modernas, ou seja, sua recarga foi anterior a 1952. Para dois poços do setor sudeste (P-9 e P-10), os resultados obtidos foram abaixo do limite de detecção ($\text{LD} < 0,2 \text{ UT}$), o que indica que são águas antigas só possíveis de serem datadas pelo método ^{14}C .

As águas associadas aos pontos P-3 e P-4 sugerem mistura entre águas modernas (entre 5 a 10 anos) e sub-modernas.

O erro associado a essas análises é apresentado como 0,02 a 0,03 UT.

As águas mesotermais, como eram de se esperar, retornaram valores de trítio abaixo do limite de detecção, indicando águas muito antigas.

Tabela 4.6. Resultados de ^3H .

PONTO	^3H	TIPO	GEOLOGIA	Classe de CLARK E FRITZ
P-1	< 0,2	Poço	Quarzitos fenitizados	Sub-moderna
P-2	< 0,2	Nascente	Quarzitos fenitizados	Sub-moderna
P-3	1,68	Poço	Xistos e quartzitos	Mistura
P-4	1,67	Poço Monit.	CACB	Mistura
P-5	0,62	Poço	CACB	Sub-moderna
P-7	---	Lago	---	---
P-8	---	Lago	---	---
P-9	< 0,2	Poço	CACB	Sub-moderna
P-10	< 0,2	Poço	CACB	Sub-moderna
P-11	0,47	Poço	CACB	Sub-moderna
P-13	0,76	Nascente	CACB	Sub-moderna
P-14	---	Lago	---	---
P-15	0,50	Poço	CACB	Sub-moderna
P-17	0,71	Poço	CACB	Sub-moderna
P-18	0,63	Poço	CACB	Sub-moderna

4.9. Isótopos de $\delta^{13}\text{C}$.

Em virtude da grande quantidade de calcita no sistema carbonatítico, pode ser apropriado considerar que a água nesse aquífero esteja em equilíbrio com a saturação desse mineral, assim é esperado que o $\delta^{13}\text{C}$ de origem biogênica seja menor que -12, que seria teoricamente o ponto de saturação da calcita. É o que acontece na maioria dos resultados obtidos (Tabela 4.7).

Tabela 4.7. Resultados de $\delta^{13}\text{C}$.

PONTO	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	TIPO
P-1	-9.0	Poço
P-2	-7.4	Nascente
P-3	-15.9	Poço
P-4	-14.6	Poço Monitoramento
P-5	-5.9	Poço
P-7	-9.8	Lago
P-8	-10.2	Lago
P-9	-14.0	Poço
P-10	-13.6	Poço
P-11	-17.3	Poço
P-13	-14.2	Nascente
P-14	-10.6	Lago
P-15	-15.4	Poço
P-17	-13.7	Poço
P-18	-15.0	Poço

Para os pontos: 1, 2 e 5 e para as amostras dos lagos, foram obtidos valores de $\delta^{13}\text{C}$ maiores que -12‰, o que indica que o carbono tem origem mineral.

4.10. Datação da Água por ^{14}C

O poço denominado Andrade Júnior (P-1) tem 54 m de profundidade e capta água do aquífero fraturado associado a um sistema de falhamentos norte-sul que tem início dentro do CACB e avança para os quartzitos e também para o xisto do embasamento.

Com a finalidade de saber a idade dessa água mesotermal foi feita uma análise de ^{14}C , apresentada na Tabela 4.8.

Tabela 4.8. Resultado de ^{14}C .

PONTO	UGAMS# (n°.identificação)	^{14}C (pmC)	incerteza (\pm)	TIPO
P-1	5250	0,3	0,04	Poço jorrante com 54 m de profundidade

Conforme CLARK & FRITZ (1997), considerando uma meia vida de 5.730 anos para o ^{14}C , o tempo de residência no aquífero, ou seja, o tempo que levou desde a infiltração até a coleta dessa água, pode ser calculado através da seguinte relação:

$$t = \{-8.267 * \ln (a/a_0^{14}\text{C})\} \quad (14)$$

Essa metodologia permite cálculos precisos até cerca de 10 meias vidas ou cerca de 50.000 anos.

Em função da necessidade de se conhecer a atividade inicial de ^{14}C ($a_0^{14}\text{C}$), diversos modelos de correção foram propostos ao longo do tempo para se calcular o tempo de residência da água subterrânea.

Para o caso apresentado foi utilizado o modelo de Fontes - Garnier (FONTES & GARNIER, 1979), que determina a contribuição de ^{14}C livre na matriz carbonática. Esse modelo foi escolhido, pois os cátions e ânions que podem influenciar na correção do tempo de residência da água ocorrem em grande quantidade nesse sistema geoquímico. Para efeito de comparação foi também feito o cálculo da idade pelo método do modelo de mistura (PEARSON, 1965).

Para os cálculos foi utilizado o software Microsoft Excel-2010, e a planilha foi calibrada através dos cálculos existentes no livro de CLARK & FRITZ (1997). Os resultados são apresentados na Tabela 4.9.

Os parâmetros utilizados para o cálculo, bem como o exemplo da Planilha elaborada podem ser vistos no Anexo 7.

Tabela 4.9. Idade da água segundo dois métodos de correção da atividade inicial de ^{14}C .

^{14}C (pmC)	Idade ^{14}C calculada a partir do Modelo de Mistura (anos)	Idade ^{14}C calculada a partir do Modelo de Fontes-Garnier (anos)
0,3	40.250 - 42.468	36.947 - 39.165

Foram apresentados os dados a idade considerando cada um dos métodos de correção da atividade inicial de ^{14}C e a incerteza reportada para o resultado de ^{14}C .

Pode ser observada uma diferença de 8 % entre os métodos de correção, que é pouco, porém, para águas mais novas, por exemplo, que tenham cerca de 20 pmC, a diferença entre os dois métodos pode ser de até 50%.

Isso mostra o quanto é importante que seja escolhido o método de correção mais apropriado. Nesse caso, como a água em questão é fortemente mineralizada, o modelo de Fontes-Garnier que considera o sistema geoquímico como um todo, certamente é o mais adequado.

5. DISCUSSÕES E INTERPRETAÇÕES

5.1. Modelo conceitual

O mapa potenciométrico (Figura 4.10) indica que a recarga ocorre basicamente no setor sul-sudeste do CACB e o fluxo subterrâneo do principal aquífero segue de sudeste para noroeste.

Obviamente que as estruturas geradas pelas escavações das duas minas existentes no interior do CACB, que ocorrem desde a década de 1970, também contribuem com a recarga atual, contudo, não foram encontradas águas recentes em poços profundos, apenas mistura, conforme mostram os resultados de trítio (Tabela 4.6).

O domo carbonatítico incluindo o anel de quartzitos fenitizados representa um aquífero isolado das rochas encaixantes, não recebendo água de fora, pelo contrário, devido a existência de várias nascentes centrífugas na borda externa dos quartzitos (Figura 2.2), o domo carbonatítico contribui com a recarga dessas nascentes.

As descrições dos litotipos mostram que o principal aquífero é semi-confinado, contudo dois aquíferos subordinados também estão associados ao CACB, um deles no topo da rocha sã e o outro relacionado a um sistema de fraturas ou falhas profundas, com águas mesotermiais.

5.2. Parâmetros Hidrodinâmicos

A interpretação dos ensaios de bombeamento em poços mostraram que se trata de um aquífero complexo, com muita variação dos parâmetros hidrodinâmicos de um lugar para outro, contudo, a geologia mostra que existe uma forte correlação entre os parâmetros obtidos com os litotipos interpretados

Os poços perfurados dentro do CACB apresentam uma grande variação na vazão, mas o que se pode notar é que nos locais onde ocorrem pacotes espessos de sillexitos, como ocorre nos poços P-1 e P-2, as vazões obtidas são quase 4 vezes maiores que nos demais locais da intrusão.

O poço P-4, perfurado nos quartzitos fenitizados apresenta uma vazão menor que os poços da intrusão, e o poço P-5, perfurado na encaixante, apresenta uma vazão baixa. Estas baixas vazões podem ser causadas pela pequena espessura desses aquíferos

A transmissividade média é de $140 \text{ m}^2/\text{dia}$ e a condutividade hidráulica, $1 \text{ m}/\text{dia}$ nos poços P-1 e P-2. A proximidade dos dois valores é explicada por estarem no mesmo contexto litológico.

O poço P-3, apesar de possuir um perfil com cerca de 50 metros de solo arenoso, apresenta valores de transmissividades da ordem de 6,5 vezes menor e a condutividade hidráulica a metade, em comparação aos locais onde ocorrem silexitos.

O ensaio de bombeamento de longa duração realizado no poço P1 mostrou um cone de depressão suavemente anisotrópico, o que era de se esperar, já que diversas falhas podem ser interpretadas nos perfis verticais e também nos mapas geológicos. Tais falhas podem originar saprolitos com características físicas diferentes.

A grande variação na espessura e granulometria dos saprolitos e também dos parâmetros hidrodinâmicos indicam que se trata de um aquífero heterogêneo.

Os ensaios escalonados mostraram que a perda de carga do poço não é diretamente proporcional ao desempenho do poço, sendo que ele é menor no poço P-3 do que no poço P-2, com diâmetros de 6" e 10", respectivamente, ou seja, o poço P-3 poderia ter um diâmetro maior que sua vazão provavelmente seria a mesma. Nesse caso, pode-se ver que a perda de carga da formação geológica foi fator determinante na vazão do poço.

Outro fato observado é que o principal aquífero, correlacionado com o saprolito marrom, é granular e semi-confinado. Sua camada semi-confinante, saprolito laranja, tem condutividade hidráulica de 0,01 m/dia em média.

O coeficiente de armazenamento do principal aquífero é de 0,05 e a condutividade hidráulica varia entre 0,47 e 1,4 m/dia.

Outro fato importante é que os aquíferos associados ao CACB são isolados dos xistos encaixantes, com baixíssima condutividade hidráulica (0,005 m/dia).

O Mapa de drenagens (Figura 2.2) e potenciométrico (Figura 4.10) mostram que a água infiltra sobre a borda sul, sudeste e sudoeste do domo carbonatítico e segue o fluxo subterrâneo sentido norte-noroeste, sentido a estância hidromineral do Barreiro. O CACB também contribui com a rede de drenagens regional, já que existem várias nascentes na sua borda do tipo centrífuga. O anel de quartzitos fenitizados serve, portanto, como um divisor de água subterrânea.

Foi observado que a transmissividade tem uma relação linear com a vazão dos poços (Gráfico 5.1). Por outro lado, o ajuste polinomial é mais adequado na correlação entre a vazão e a condutividade hidráulica (Gráfico 5.2).

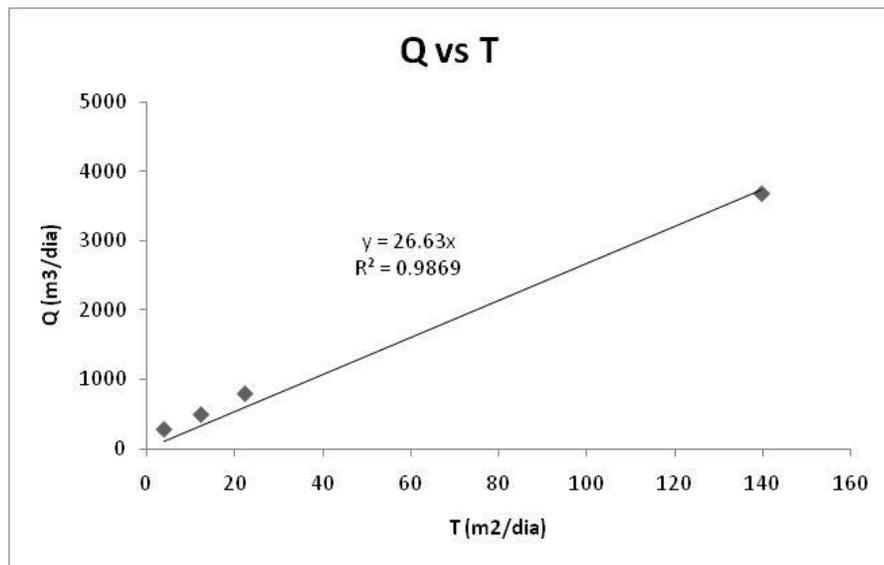


Gráfico 5.1. Correlação entre a vazão e transmissividade

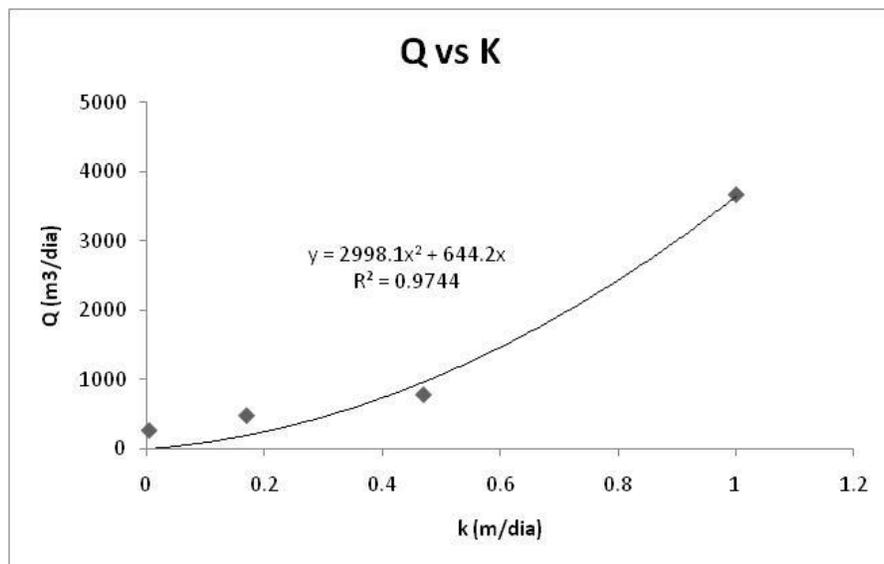


Gráfico 5.2. Correlação entre vazão e condutividade hidráulica

O poço P-2 não foi considerado nos estudos de correlação, pois ele não estava em operação até a elaboração desse artigo, optou-se em considerar a vazão real dos poços e não a vazão de teste.

5.3. Hidroquímica

As águas do CACB tem concentração de bicarbonato entre 39 a 139 mg/L, semelhante com o que foi obtido por Viana *et. al.* (1999) que obtiveram 17,08 a 134,80 mg/L. As águas mesotermiais são fortemente mineralizadas, com condutividade elétrica em torno de 5.800 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Os resultados mais significativos são apresentados na Tabela 5.1:

Tabela 5.1: Variação dos parâmetros hidroquímicos.

Parâmetros	Resultados		VIANA <i>et al.</i>	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
Fosfato	0,33	2,66	0,13	3,00
Fluoreto	0,19	1,45	0,10	0,37
Cálcio	6,70	20,70	7,79	26,81
Magnésio	2,90	12,10	0,26	9,07
Sódio	2,80	8,90	0,51	5,79
Sulfato	3,60	11,20	0,00	1,90
Cloreto	1,50	16,00	0,48	22,11
Bário	0,12	1,68	0,50	2,03
C.E.	71	235	71,30	228

Os teores de fosfato, fluoreto e cloreto podem ser explicados pela alta concentração de diversos minerais de fosfato manto de intemperismo. Para os cátions cálcio e magnésio, é de se esperar que em rochas carbonatíticas, onde a mineralogia principal é calcita e dolomita, que eles estejam presentes em grandes quantidades razoáveis.

Uma questão importante é a presença de bário com resultados até 1,68 mg/L nas águas coletadas, que mostra que essa intrusão representa uma anomalia hidrogeoquímica para esse elemento. TOYODA *et al.* (1994) apresentam teores de bário de 1.590 e 1.490 ppm, para duas amostras de rocha coletadas no CACB.

TRAVESSA *et. al.* (2000) analisaram diversas amostras de rocha total de carbonatitos do CACB e chegaram a valores de até 4,67 % de BaO e até 17,4 % de P₂O₅, os mesmos também descreveram bário-calcitas que chegam a ter entre 42-53% de BaO na sua composição mineralógica.

BERTOLO *et al.* (2007) destacam a presença de concentrações elevadas de Ba (0,43 mg/L) para as águas, e atribuem a isso a dissolução de barita em veios na rocha encaixante.

Desde o início da pesquisa hidrogeológica nessa região, diferentes autores descrevem a presença de minerais ricos em bário, portanto, é de se esperar que as águas também mostrem essa anomalia.

Por fim o sódio, que pode ter origem do contato da água com os minerais originados da alteração metassomática, estudada com detalhe por ISSA FILHO *et al.* (1984), devido a presença de fissuras preenchidas com anfibólios sódicos (arfvedsonita), calcita, feldspato alcalino, piroxênio sódico, apatita e quartzo.

5.4. Isótopos

A relação $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ mostra que as águas mesotermiais diferem substancialmente das demais águas. Para a amostra P-5, um poço na borda oeste da intrusão, é possível que ele contenha parte de suas águas vindas desse do mesmo sistema profundo que alimenta as fontes mesotermiais. Esse fato pode ser evidenciado por três outros fatores: (1) Na reta $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ esse ponto está localizado entre a população daquelas águas mesotermiais e os pontos típicos do aquífero granular; (2) os resultados de trítio mostram que são águas sub-modernas, ou seja, possuem águas antigas na sua composição e (3) os valores de ^{13}C indica origem mineral apenas para essas três amostras.

Tudo indica que existe um sistema de circulação profundo, condicionado por falhas no setor oeste do domo. DEMÉNY *et al.* (1998) mostraram que a composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatitos não alterados e não contaminados é de -6,7 ‰. TOYODA *et al.* (1994) apresentam resultados de $\delta^{13}\text{C}$ para duas amostras do CACB: -6,1 e -6,3 ‰. Por se tratar de amostras de rocha, os resultados dos pontos P-1, P-2 e P-5 parecem estar em equilíbrio com o sistema.

Para o caso onde das amostras que estão localizadas acima da linha média global no gráfico de $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$. CHEN *et al.* (2006) sugerem que se tratam de casos raros que podem estar associados a infiltração rápida, o que é coerente com o solo mais arenoso associado aos quartzitos fenitizados da porção oeste.

A reta de evaporação é bem marcada e mostra de forma clara que nenhuma das águas subterrâneas amostradas possui água dos lagos como origem da sua recarga.

O resultado de ^{14}C confirma que a fonte Andrade Júnior é uma água extremamente antiga, com cerca de 40 mil anos.

6. CONCLUSÕES

Com a análise de dados litológicos de sondagem rotativa, ensaios de bombeamento em poços e análises hidroquímicas e isotópicas foi possível analisar de forma abrangente o aquífero associado ao CACB. Portanto, os objetivos foram alcançados.

O principal aquífero está associado ao profundo manto de intemperismo, é granular e semi-confinado e está associado ao litotipo saprolito marrom arenoso. É observado que as altas vazões obtidas em poços tubulares estão relacionadas a zonas com presença de silexitos dentro desse saprolito.

Aspectos estruturais, como falhas e fraturas mostram que existe uma anisotropia. Além disso, a grande variação na espessura do aquífero, que pode ser observada nos perfis de furos de sondagem, e a ampla variação na condutividade hidráulica e transmissividade, indicam que se trata de um aquífero heterogêneo.

A partir dos resultados de hidroquímica e isótopos, pode-se concluir que existem três populações de água subterrânea: as águas associadas ao aquífero granular, semi-confinado, que ocorrem no interior do complexo carbonatítico. Uma segunda população representada pelas águas associadas à borda oeste do complexo, com forte interferência do metassomatismo manifestado pelo anel de quartzitos fenitizados e uma terceira população, formada pelas águas mesotermiais.

As principais características de cada população são descritas a seguir.

6.1. Águas do Interior do CACB

São essencialmente bicarbonatadas cálcio-magnesianas, condutividade elétrica média de 159 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e temperatura na ordem de 22,8°C. Como íons menores podem ser destacados o fosfato com 0,87 mg/L, o fluoreto com 0,49 mg/L em média e o bário com média de 1,10 mg/L. Os dois primeiros elementos ocorrem na estrutura da apatita e o segundo na barita, minerais presentes em grande quantidade no manto de intemperismo.

Tratam-se de águas sub-modernas, com resultados de trítio menores que 0,76 podendo ocorrer águas muito antigas, pois em dois pontos (P-9 e P-10), onde foram coletadas amostras de poços profundos, os resultados de trítio ficaram abaixo do limite de detecção, que é 0,2 TU.

As águas dos poços localizados no sudeste são mais mineralizadas que as águas dos pontos localizados no norte-noroeste, contudo, os poços do sudeste são mais profundos, sendo assim, coletam

águas mais profundas, com maior tempo de residência. Isso mostra que as águas mais antigas se tornam mais mineralizadas com o tempo.

Os poços com maior profundidade, que estão localizados no setor sudeste, são os pontos com menor concentração de trítio dessa população, o que mostra que são relativamente mais antigas.

Os resultados de carbono-13 indicam que todas as águas dessa população possuem origem biogênica.

6.2. Águas Associadas aos Quartzitos Fenitizados

As águas associadas ao anel de quartzitos fenitizados são também bicarbonatadas cálcio-magnesianas com a condutividade elétrica média de 185 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e temperatura na ordem de 23,2°C. Como íons menores podem ser destacados o fosfato com 0,63 mg/L, fluoreto com 0,44 mg/L, sódio com 1,38 mg/L, potássio com 4,17 mg/L em média e o bário com 0,87 mg/L em média.

Apesar de termos apenas três amostras (pontos P-3, P-4 e P-5), suas características são muito comuns. A amostra P-5 está dentro do domínio geológico da intrusão, contudo, tem características das águas da borda oeste da intrusão.

Acredita-se que a maior concentração de sódio e potássio provém das espécies minerais associadas ao metassomatismo e o bário, conforme já mencionado, de minerais como a bário-calcita e barita.

Em termos isotópicos, a principal característica dessa população é que os pontos são plotados a esquerda da linha global (GMWL) e local (LMWL) no gráfico $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$. Isso mostra que essas águas possuem uma evolução totalmente diferente das demais, inclusive a água coletada no ponto 05 que está dentro do complexo carbonatítico, mas que geologicamente em uma área sobre influência do metassomatismo e isso reflete nos resultados dos isótopos.

São águas mais recentes, exceto para a amostra P-5, onde há sugestão de mistura, observado nos dados de trítio. Os resultados de carbono-13 sugerem origem biogênica para as amostras P-3 e P-4 e tipicamente mineral para a água da amostra P-5, muito parecido com que acontece com a população seguinte.

6.3. Águas Mesotermais

As águas mesotermais do complexo carbonatítico do Barreiro são representadas pelas amostras dos pontos P-1 e P-2, que são o poço Andrade Júnior e a nascente Paulo Cherulli, respectivamente.

São águas bicarbonatadas sódicas fortemente mineralizadas, com a condutividade elétrica média de 5800 $\mu\text{S/cm}$, temperatura na ordem de 31,5°C e resíduo seco a 180°C em torno de 3.400 mg/L. Como íons menores podem ser destacados o fosfato com 1,9 mg/L, fluoreto com 7,4 mg/L, potássio com 160 mg/L, sulfato com 420 mg/L em média, o bário em torno de 0,13 mg/L e o baixo conteúdo de cálcio e magnésio, bem como o cheiro forte de enxofre.

São águas empobrecidas em $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$, localizadas nos pontos mais inferiores do Gráfico 4.20 e com tempo de residência de cerca de 40 mil anos.

7. BIBLIOGRAFIA

- AHMED, A. A. 2009. **Using lithologic modeling techniques for aquifer characterization and groundwater flow modeling of the Sohag area, Egypt.** Hydrogeology Journal, v. 17, n. 5, p. 1189-1201.
- ALMEIDA, F. M. 1983. **Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana.** Rev. Bras. de Geociências, v.13, p. 139-158.
- ANDRADE JÚNIOR, J. F. 1925. **Reconhecimento geológico dos arredores de Araxá e outros pontos de ocorrência de águas minerais.** Ministério da Agricultura, Indústria e Comercio - Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. bol. n.9 - Contribuições à Geologia Econômica. Rio de Janeiro, p. 65-77.
- BERTOLO, R., HIRATA, R., FERNANDES, A. 1997. **Hidrogeoquímica das águas minerais envasadas no Brasil.** Rev. Bras. Geociências, v. 27, n. 3, p. 515-529.
- CHEN, Z., NIE, Z., ZHANG, G., WAN, L., SHEN, J. 2006. **Environmental isotopic study on the recharge and residence time of groundwater in the Heihe River Basin, northwestern China.** Hydrogeology Journal, v. 14, p. 1635-1651.
- CLARK, I., FRITZ, P. 1997. **Environmental Isotopes in Hydrogeology.** Lewis Publisher, 311p.
- COMIG. 2001. **Projeto Hidroambiental da Estância Hidromineral do Barreiro de Araxá.** Belo Horizonte-MG. Companhia Mineradora de Minas Gerais. Relatório Técnico, 76 p.
- CRAIG, H. 1961. **Isotopic variation in meteoric waters.** Science. v. 133, p. 1702-1703.
- CUSTÓDIO, E., LLAMAS, M. R. 1983. **Hidrologia Subterranea.** Barcelona Ediciones Omega, 2350 p.
- DARDENE, M.A. 2000. **The Brasilia Fold Belt.** In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J. TOMAS FILHO, A., CAMPOS, D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South America. Proceedings of the 31^o International Geological Congress. Rio de Janeiro. p. 231-263.
- DEMÉNY, A., AHJAD, A., CASILLAS, R., & VENNEMANN, T. W. 1998. **Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Island, Spain): a C, O, H Isotope study.** Lithos, v. 44, p. 101-115.
- FETTER, C. W. 2001. **Applied Hydrogeology.** Prentice Hall, 4th ed., 598 p.
- FONTES, J. C., GARNIER, J. M. 1979. **Determination of the initial 14-C activity of total dissolved carbon: A review of existing models and a new approach.** Water Res. Research, v. 15, p. 399-413.

- GOMES, C. B., COMIN-CHIARAMONTI, P. 2005. **An Introduction to the Alkaline and Alkaline-Carbonatitic magmatism around the Paraná Basin.** In: GOMES, C. B., & COMIN-CHIARAMONTI, P. (eds.) Mesozoic to Cenozoic Magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo: Editora da USP: FAPESP. 749 p.
- GUIMARÃES, D. 1925. **Estudo de algumas rochas relacionadas com as fontes minerais de Araxá e outras.** Ministério da Indústria e Comércio - Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. Bol. no.9 - Contribuições a Geologia Econômica. Rio de Janeiro. p. 79-98.
- GUIMARÃES, D. 1957. **Relatório sobre a jazida de pirocloro do Barreiro, Araxá, Minas Gerais.** DNPM/DFPM- Boletim no. 103. Belo Horizonte. 87 p.
- HANTUSH, M. S. 1956. **Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers.** Transactions, American Geophysical Union, v. 37. p. 702-714.
- HASUI, Y., CORDANI, U. G. 1968. **Idades potássio-argônio de rochas eruptivas mesozóicas do oeste mineiro e sul de Goiás.** In: 22º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte. Anais. p. 139-143.
- HASUI, Y., SADOWSKI, G. R., SUGUIU, K., FUCK, G. F. 1975. **The phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais State.** Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 47, p. 431-438.
- IAEA-GNIP. 2010. Global Network of Isotopes in Precipitation. **Water Resources Program - Brasilia Airport - Yearly Means.** Disponível em <<http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS/resources/gnip.html>>. Acesso em 12 mar. 2010.
- ISSA FILHO, A., LIMA, P. S., & SOUZA, O. M. 1984. Aspectos da Geologia do Complexo Carbonatítico do Barreiro, Araxá, MG, Brasil. In: Rodrigues, C. S., Lima, P. S. (eds.) Complexos Carbonatíticos do Brasil: Geologia. São Paulo, CBMM , p. 20-44.
- KRASNOVA, N. I., PETROV, T. G., BALASGANKAYA, E. G., GARCIA, D., MOUTTE, J., ZAITSEV, A. N. 2004. **Introduction to phoscorites: occurrences, composition, nomenclature and petrogenesis.** In: WALL, F., ZAITSEV, A.N. (eds.) Phoscorites and carbonatites from Mantle to Mine: the key example of the Kola Alkaline Province . Black Bear Press. Cambridge. UK. 498 p.
- MDGEO. 2010. **Caracterização Isotópica do Complexo Carbonatítico do Barreiro.** Relatório Técnico apresentado ao IGAM (Instituto Mineiro de Gestão de Águas). REL_BUN_021_2010 . MDGEO Serviços de Hidrogeologia Ltda.: 52 p.
- MDGEO. 2006. **Projeto do rebaixamento do nível d'água da mina F4 - Fase I. Bunge Fertilizantes S.A. Araxá. MG.** Relatório Técnico apresentado ao IGAM (Instituto Mineiro de Gestão de Águas). REL_BUN_001_06 . MDGEO Serviços de Geologia Ltda.: 136 p.

- MOOK, H. G., MEIJER, H. J., ROZANSKI, K., FROEHLICH, K., GEYH, M., SEILER, K. P. 2000. **Environmental Isotopes in hydrogeological cycle-Principles and applications**. UNESCO-IAEA. v. 1 Disponível em <www.naweb.iaea.org/napc/ih> Acesso em 19 set. 2010. 266 p.
- MORAES, L. C., SEER, H. J., BENTO, J. H. B., LEAL, C. F., MADEIRA, M. R. 2008. **Análises geométrica do alojamento de magmas no entorno do Complexo Alcalino-Carbonatítico do Barreiro, Araxá, Minas Gerais, por meio da atitude espacial de fraturas e diques**. In: IV Simpósio de vulcanismo e ambientes associados, Foz do Iguaçu, PR. Anais. CD-Rom.
- PEARSON, F. J. 1965. **Use of C-13/C-12 ratios to correct radiocarbon ages of material initially diluted by limestone**. In: Proceedings of the 6th International Conference on Radiocarbon and Tritium Dating Washington: Pulman. p. 357.
- RAPOSO, D.B., BERTACHINI, A.C., PEREIRA, S.Y., BERTACHINI, D.P. 2010. **Aspectos hidrogeológicos associados ao Complexo Carbonatítico do Barreiro e as relações com a atividade mineral**. In: 6º Congresso Brasileiro de Mina a Céu Aberto. IBRAM. Belo Horizonte - MG. 12 p.
- RODRIGUES, C. S., LIMA, P. S. 1994. **Carbonatitic Complexes of Brazil**. In: Rodrigues, C. S., & Lima, P. S Carbonatitic Complexes of Brazil: Geology . São Paulo: CBMM. p. 1-17.
- RORABAUGH, M.J. 1953. **Graphical and theoretical analysis of step-drawdown tests of artesian well**. Proc. Am. Soc. Civil Eng. v.79, n.23.
- RUBIO, R.F., LORCA, D.F. 1993. Mine Water Drainage. Mine Water and the Environment, v. 12. p. 107-130.
- SAD, G.J.H., TORRES, N. 1976. **Geology and mineral resources of the Barreiro Complex, Araxá, Brazil**. In: Simpósio Internacional de Carbonatitos. Poços de Caldas, Brasil. 1976.
- SEER, H. J. 1999. **Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma de Araxá, Minas Gerais**. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. 267 p.
- SHEKHAR, S. 2006. **An approach to interpretation of step drowdown tests**. Hydrogeology Journal, v. 14, p. 1018-1027.
- SILVA, A. B., MARCHETTO, M., SOUZA, O. M. 1979. **Geologia do Complexo Carbonatítico de Araxá (Barreiro), MG**. Mineração e Metalurgia, v. 415, p. 14-18.
- THEIS, C. V. 1935. **The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage**. Trans. Am. Geophys. Un. v. 16, p. 519-524.
- TORRES, M. C., GASPAR, J. C. 1995. **Geoquímica do manto de intemperismo da mina de fosfato do Complexo Alcalino-Carbonatítico do Barreiro, Araxá-MG**. In: 5º Congresso Brasileiro de Geoquímica e III Congresso de Geoquímica dos países de língua portuguesa. Niterói, RJ. Resumos expandidos.

- TOYODA, K., HORIUCHI, H., TOKONAMI, M. 1994. **Dupal anomaly of Brazilian carbonatites: Geochemical correlations with hotspots in South Atlantic and implications for the mantle source.** Earth and Planetary Science Letters. v. 126, p. 315-331.
- TRAVESSA, G., GOMES, C.B., BROTZU, P., BURAGLINI, N., MORBIDELLI, L. PRINCIPATO, M.S., RONCA, S., RUBERTI, E. 2000. **Petrography and mineral chemistry of carbonatites and mica-rich rocks from the Araxá complex (Alto Paranaíba Province, Brazil).** An. Acad. Bras. Ci. v. 73, n. 1, p. 71-98.
- VIANA, H. S., DAVIS, E. G., BEATO, D. C., CABRAL, J. L. 1999. **Projeto Araxá: Estudo Geoambiental das Fontes Hidrominerais.** Belo Horizonte. COMIG/CPRM. 125 p.

8. ANEXOS

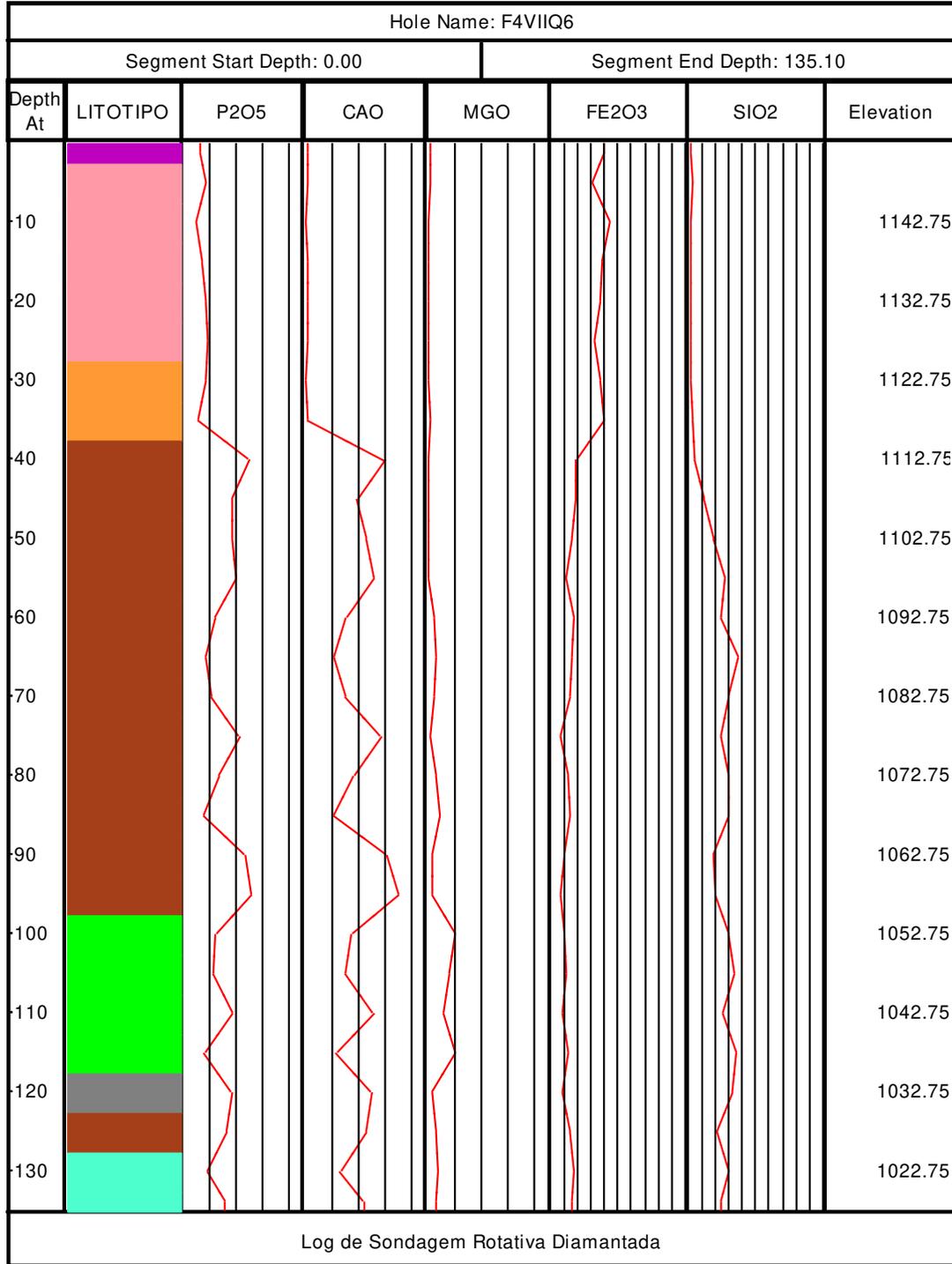
Anexo 1. Perfis lito-químicos dos furos de sondagem.

São apresentados os perfis litoquímicos dos furos de sondagem apresentados na seção geológica vertical do Capítulo 4 (Figura 4.1). As barras verticais representam intervalos de 10%, com aumento do teor para a direita.

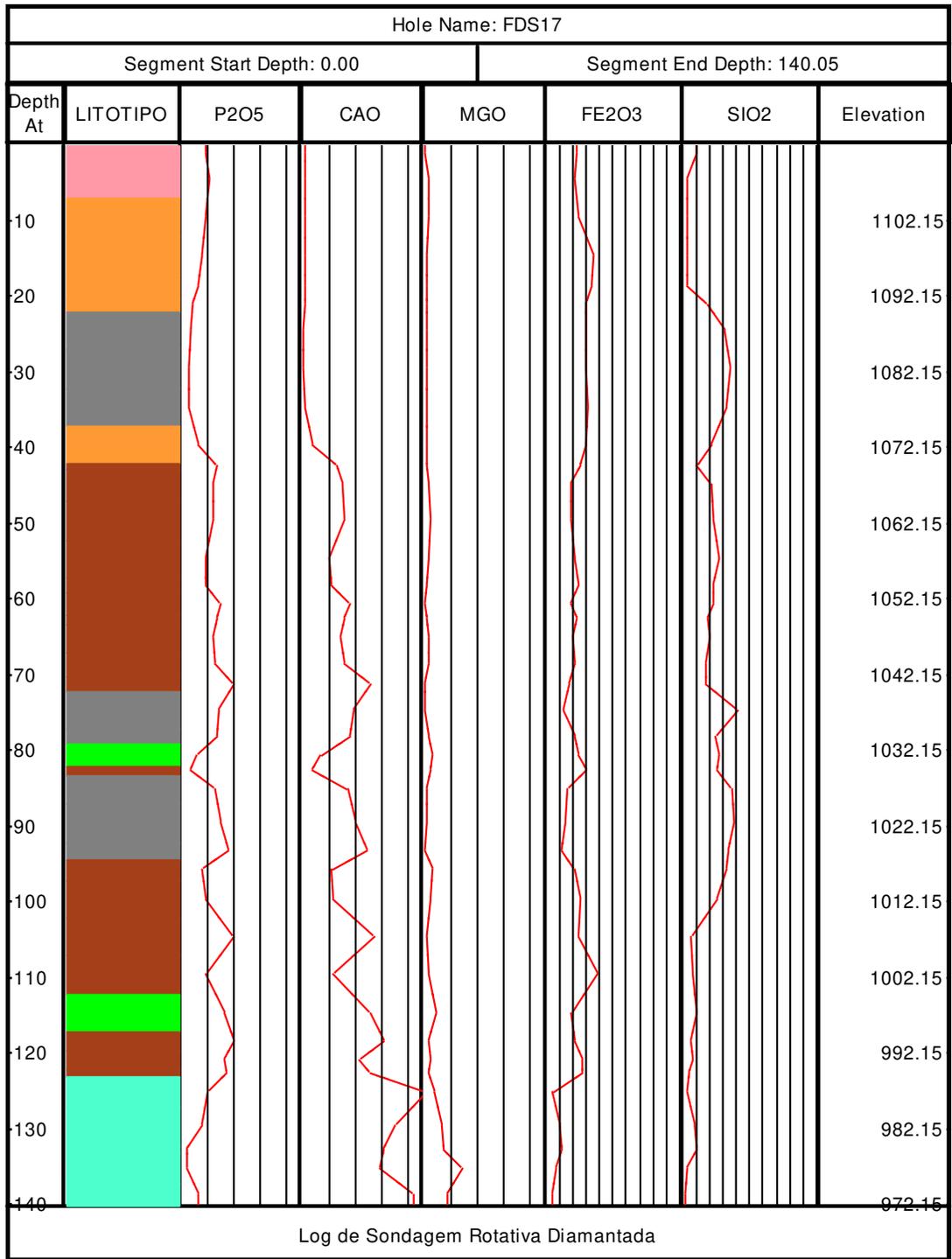
1.1. Legenda litológica.

LEGENDA	
	SOLO
	DIAMICTITO
	CANGA
	BRECHAS
	SILEXITO
	SAPROLITO LARANJA
	SAPROLITO MARROM
	SAPROLITO VERDE
	ROCHA SÃ

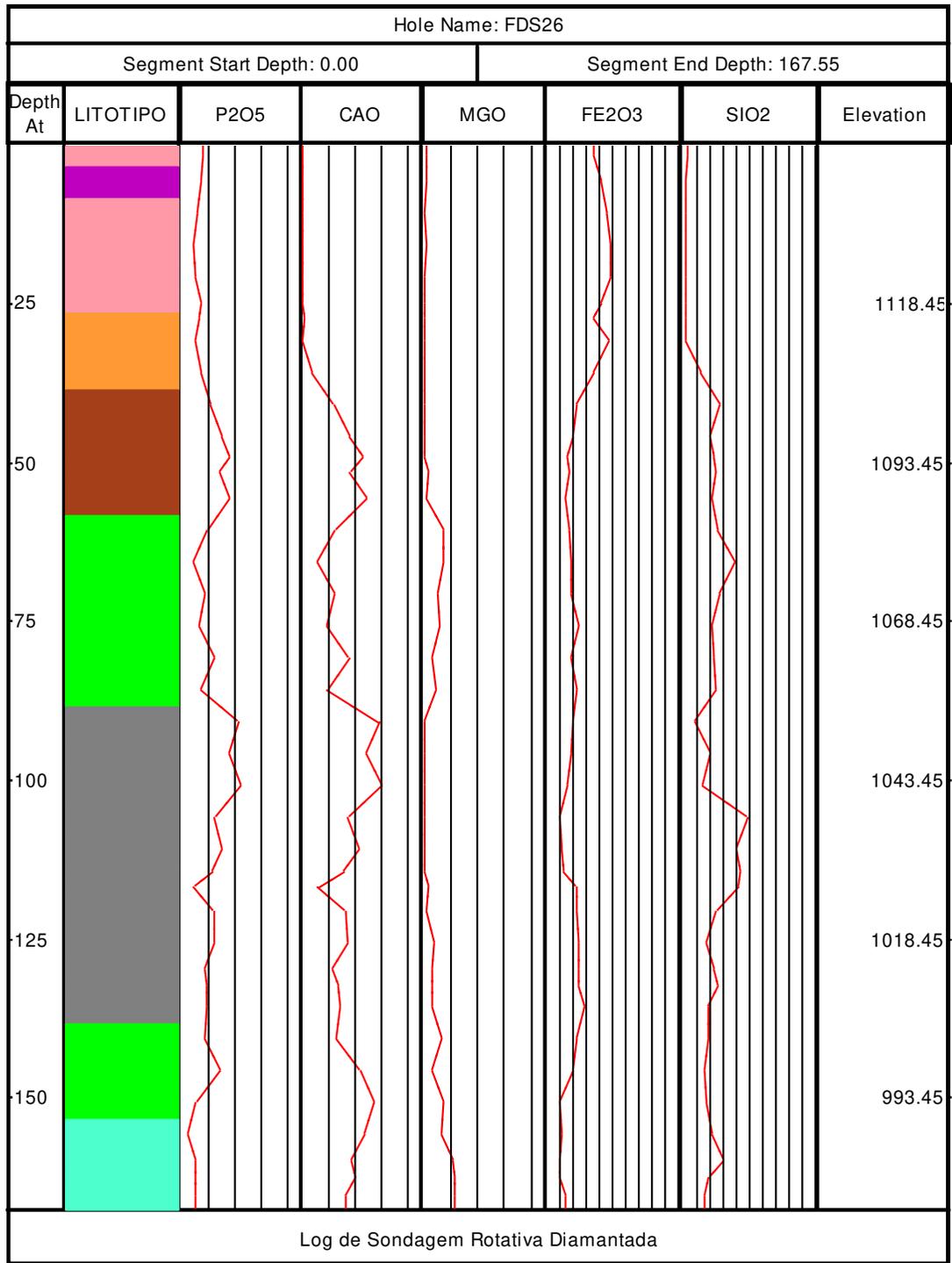
1.2. Perfil lito-químico do furo F4VIIQ6



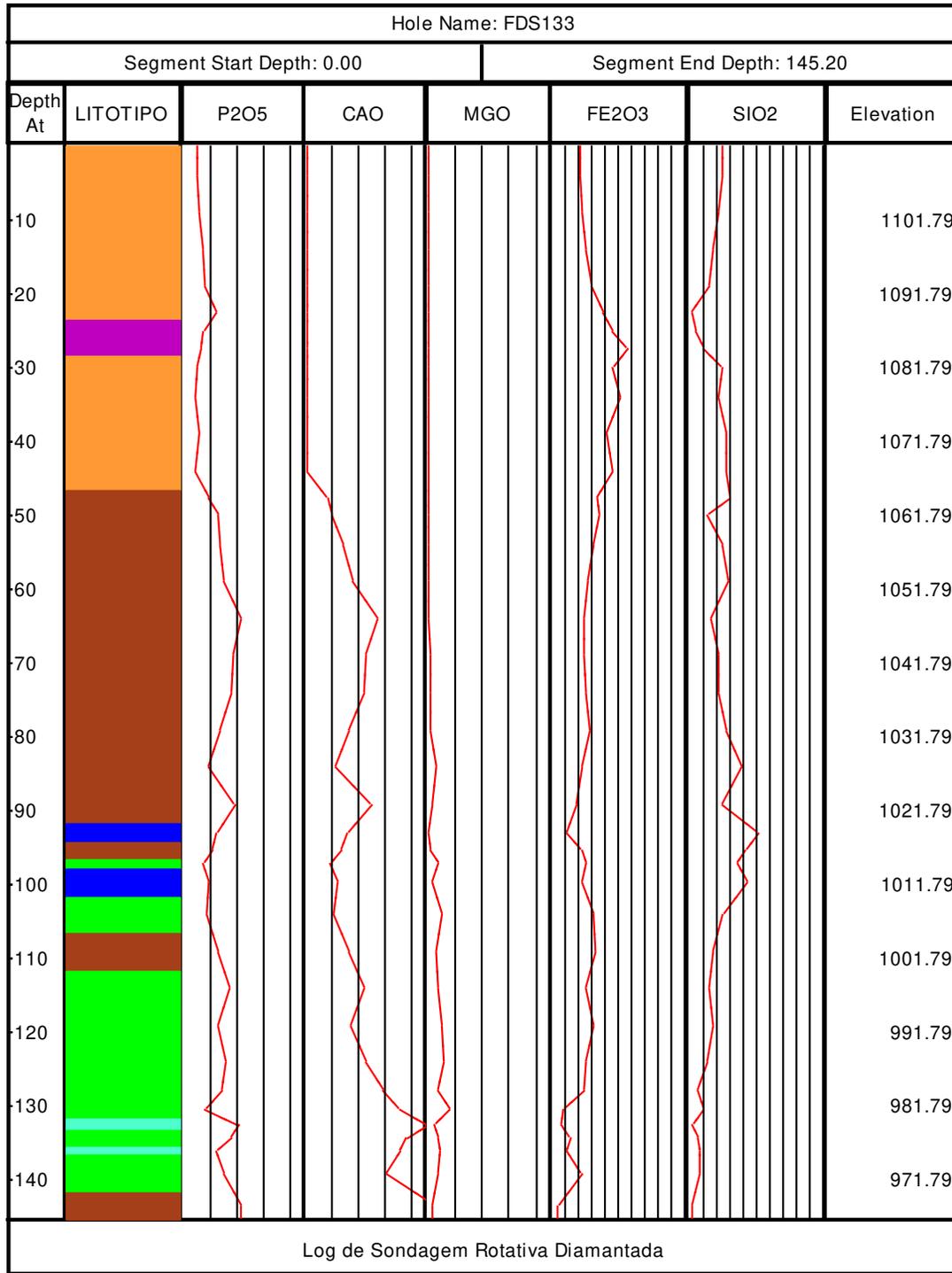
1.3. Perfil lito-químico do furo FDS17



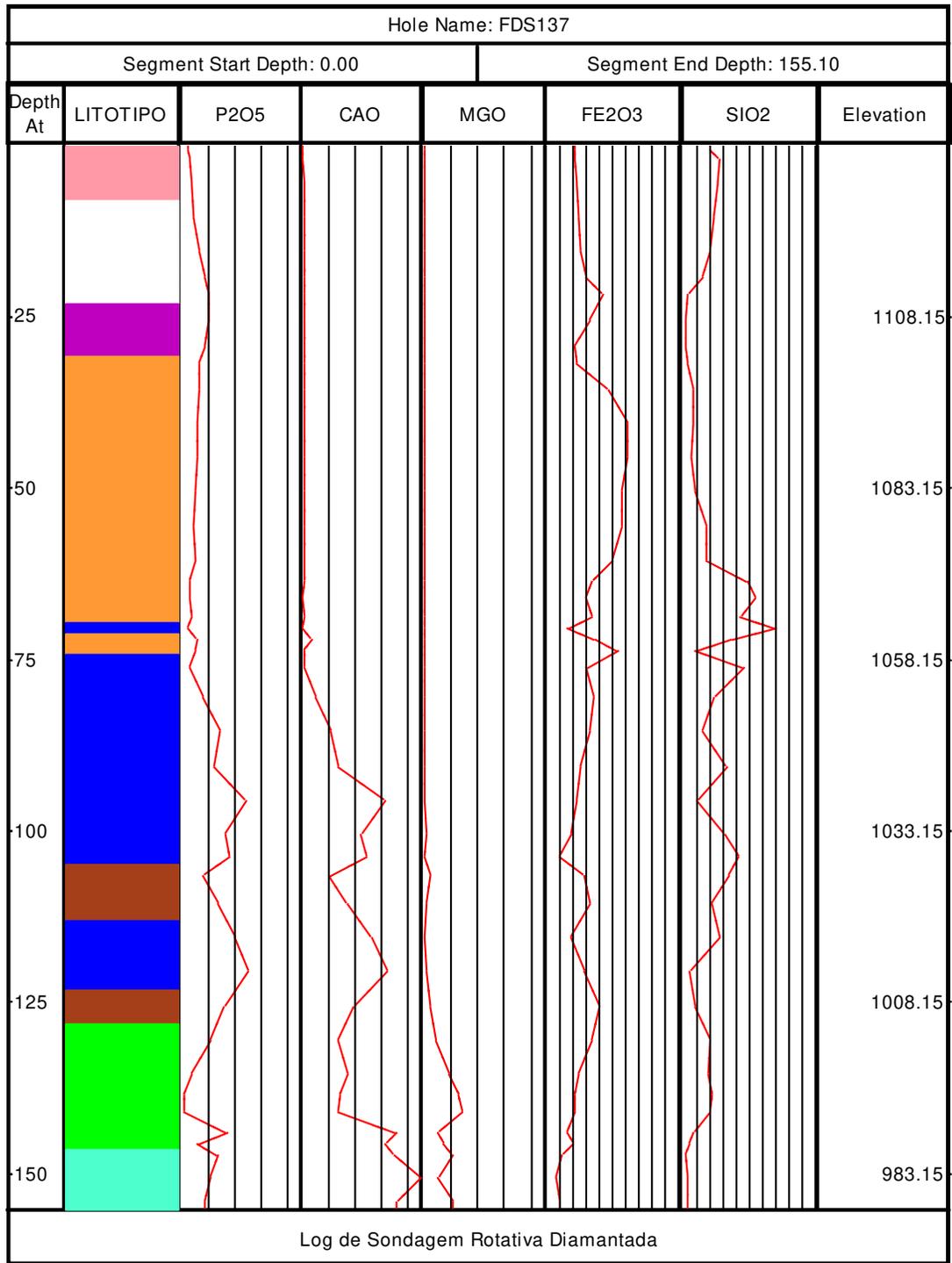
1.4. Perfil lito-químico do furo FDS26



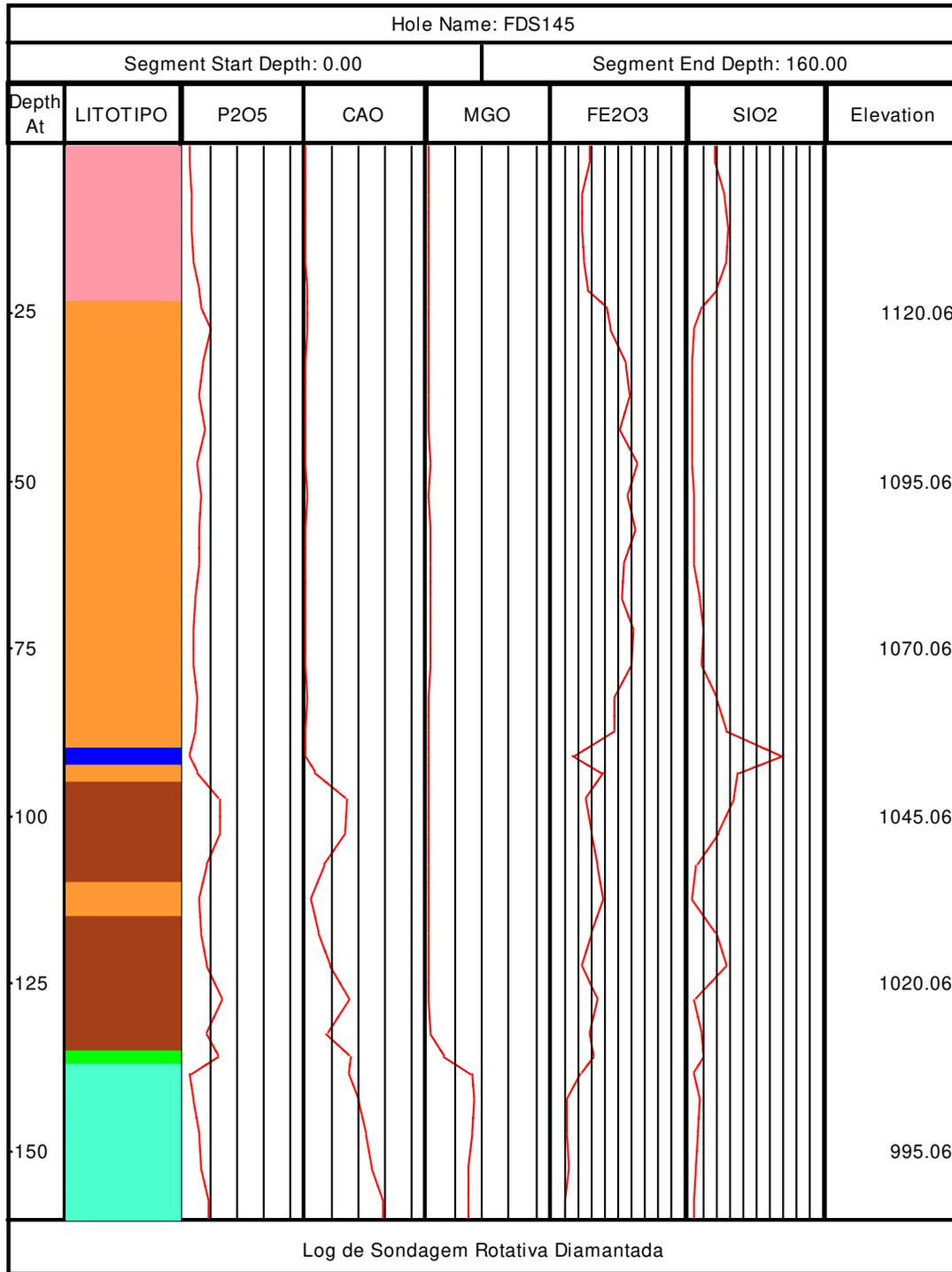
1.5. Perfil lito-químico do furo FDS133



1.6. Perfil lito-químico do furo FDS137



1.7. Perfil lito-químico do furo FDS145



Anexo 2. Pontos usados na interpretação da superfície piezométrica

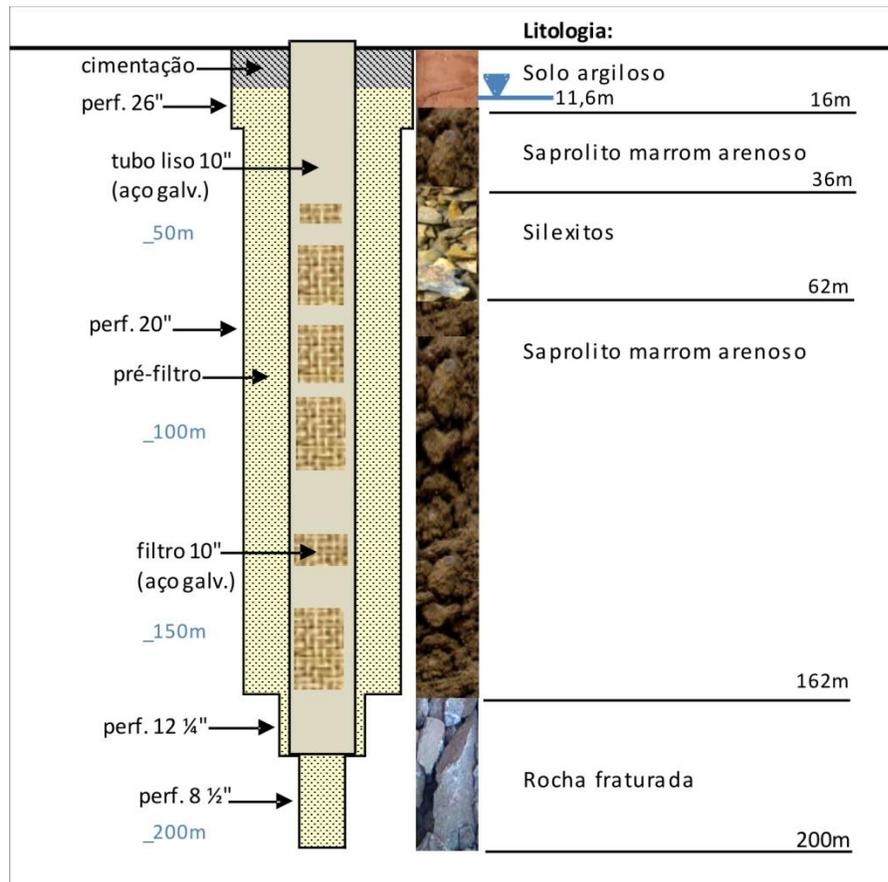
PONTO	UTM-X (SAD69)	UTM-Y (SAD69)	COTA (m)	ND (m)	TIPO	FILTROS (m prof.)	LITOTIPO
BU_01b	297812,9	7823290,34	1167,07	1120,02	Piezômetro	19,5 a 146	até 128 m saprolitos, após isso ocorre rocha sã (glimeritos).
BU_02b	297944,9	7824945,61	1102,49	1090,86	Piezômetro	20 a 150	até 36 m ocorre saprolito laranja, após 36 m ocorre saprolito marrom arenoso.
BU_03b	298850,88	7824242,21	1159,18	1114,16	Piezômetro	22 a 152	até 34 m ocorre solo argiloso, após 34 m ocorre saprolito marrom arenoso.
BU_04b	297741,36	7826223,52	1099,1	1068,96	Piezômetro	12 a 138	até 88 m ocorre saprolito laranja argiloso, após ocorre saprolito marrom arenoso.
BU_05b	295887,64	7825753,98	1020,72	997,19	Piezômetro	20 a 82	solo arenoso marrom claro.
BU_06b	294644,54	7825864,15	1045,36	970,37	Piezômetro	12 a 68	solo arenoso marrom claro.
INA-101	298451,01	7823469,77	1172,2	1112,58	Piezômetro	0 a 152	até 7 m saprolito argiloso, de 7-77 m saprolito marrom arenoso, de 77-145 m saprolito verde argiloso, de 145-158 m rocha sã.
INA-114	298377,66	7823684,45	1164,21	1109,01	Piezômetro	0 a 129	até 78 m saprolito marrom argiloso, de 78-91 m saprolito marrom arenoso, de 91-135 m rocha sã.
INA-117	298134,28	7823759,85	1120,53	1100,83	Piezômetro	0 a 136	até 84 m saprolito argiloso, de 84-106 m saprolito marrom arenoso com silexitos, de 106-141 m saprolito verde micáceo, de 141-142 m rocha sã.
INA-122	298239,44	7823818,77	1142,6	1100,55	Piezômetro	0 a 183	até 13 m canga, de 13 - 45 m saprolito laranja siltoso, de 45-65 m saprolito marrom arenoso com silexitos, de 65-126 saprolito verde, de 126-183 m rocha sã.
INA-129	298049,15	7823996,07	1130,19	1094,05	Piezômetro	0 a 148	saprolito siltoso até 115 m, de 115-131 m saprolito marrom, de 131-141 m saprolito verde, de 141-148 m rocha sã.

PONTO	UTM-X (SAD69)	UTM-Y (SAD69)	COTA (m)	ND (m)	TIPO	FILTROS (m prof.)	LITOTIPO
INA-137	298053,92	7824133,07	1135,04	1091,29	Piezômetro	0 a 155	até 23 m saprolito argiloso, de 23-123 m saprolito marrom arenoso com silexitos, de 123-139 m saprolito verde, de 139-155 m rocha sã.
INA-144	298427,15	7824233,17	1116,92	1100,51	Piezômetro	0 a 199,5	até 122 m saprolito laranja argiloso-siltoso, de 122-199,5 m saprolito marrom arenoso com silexitos.
INA-96	298300,06	7823393,25	1165,98	1111,76	Piezômetro	0 a 164	saprolito argiloso até 70 m, de 70-94 m saprolito marrom arenoso, de 94-164 m rocha sã.
INA-99	298134,98	7823468,48	1146,09	1109,93	Piezômetro	0 a 168	saprolito argiloso até 80 m, de 80-124 m saprolito marrom arenoso, de 124-156 m saprolito verde argiloso, de 156-168 m rocha sã.
INA-B-1	294782,16	7824462,27	1111,00	1030,08	Piezômetro	0 a 183	até 151 m saprolitos, de 151-164 m rocha fraturada, de 164-183 m glimeritos.
INA-B-2	294855,44	7824013,32	1138,00	1062,17	Piezômetro	0 a 179	até 79 m saprolito laranja, de 79-124 m saprolito marrom, de 124-172 m saprolito verde, de 172-179 m rocha carbonatito.
INA-B-3	295064,69	7823922,27	1109,11	1066,02	Piezômetro	0 a 198	até 28 m saprolito laranja, de 28-56 m saprolito marrom, de 56-198 m saprolito verde micáceo.
INA-B-5	295450,29	7823749,34	1118,78	1076,68	Piezômetro	0 a 121	até 7 m solo argiloso, de 7-15 m canga, de 15-45 m saprolito laranja, de 45-105 m saprolito marrom, de 105-121 m rocha sã.
INA-B-7	295450,23	7823749,48	1136,95	1059,78	Piezômetro	0 a 112	até 71 m saprolito laranja, de 71-98 m saprolito marrom, de 98 a 112 m rocha sã.
LAGO-1	295677,11	7826102,23	950,00	950	Lago	---	---
LAGO-2	296707,63	7825152,98	1070,00	1070	Lago	---	---
LAGO-3	298039,81	7825064,24	1100,00	1095	Lago	---	---
N1	296460,96	7824393,22	1100,00	1100	Nascente	---	Saprolito marrom
N10	295078,78	7824437,39	1019,78	1019,78	Nascente	---	Saprolito marrom
N11	295121,01	7824280,87	1018,64	1018,64	Nascente	---	Saprolito marrom
N12	295115,67	7824294,74	1017,7	1017,7	Nascente	---	Saprolito marrom

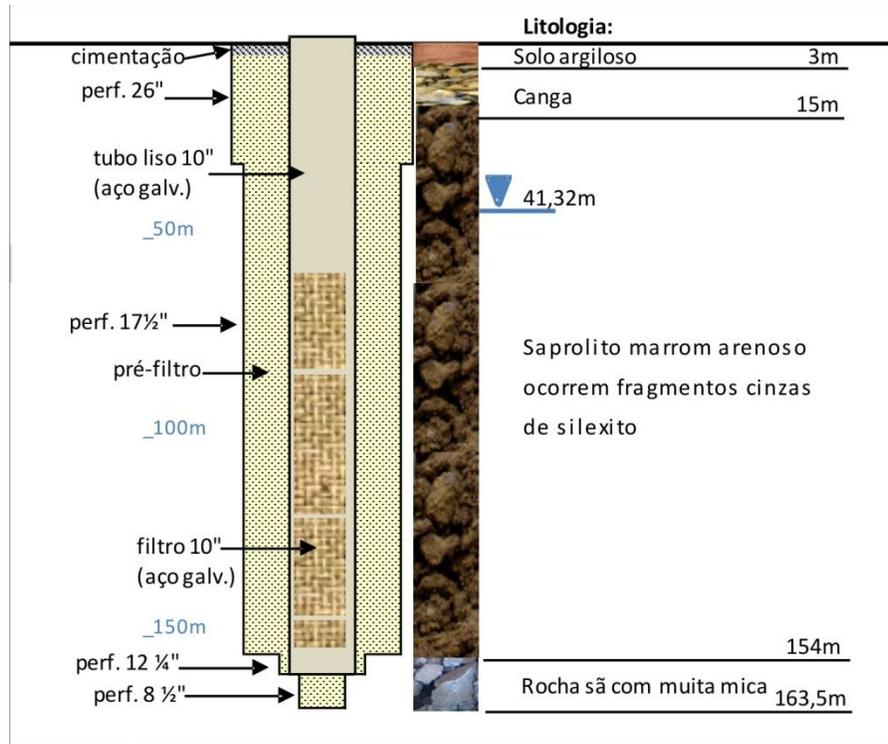
PONTO	UTM-X (SAD69)	UTM-Y (SAD69)	COTA (m)	ND (m)	TIPO	FILTROS (m prof.)	LITOTIPO
N13	296392,14	7824976,06	1014,69	1014,69	Nascente	---	Saprolito marrom
N14	296391,67	7824971,2	1014,62	1014,62	Nascente	---	Saprolito marrom
N15	296339,17	7825041,66	1017,48	1017,48	Nascente	---	Saprolito marrom
N16	296333,78	7825048,87	1015,94	1015,94	Nascente	---	Saprolito marrom
N17	296345,36	7825024,71	1014,19	1014,19	Nascente	---	Saprolito marrom
N18	296346,92	7825022,38	1014,22	1014,22	Nascente	---	Saprolito marrom
N19	295078,48	7824437,68	1019,85	1019,85	Nascente	---	Saprolito marrom
N2	296313,7	7825100,39	1013,9	1013,9	Nascente	---	Saprolito marrom
N20	295064,35	7824483,72	1019,41	1019,41	Nascente	---	Saprolito marrom
N21	295044,97	7824486,31	1020,74	1020,74	Nascente	---	Saprolito marrom
N22	295034,35	7824454,85	1023,98	1023,98	Nascente	---	Saprolito marrom
N23	295032,00	7824468,14	1022,4	1022,4	Nascente	---	Saprolito marrom
N24	295120,9	7824281,16	1018,65	1018,65	Nascente	---	Saprolito marrom
N25	295115,63	7824294,9	1017,7	1017,7	Nascente	---	Saprolito marrom
N26	295035,59	7824457,94	1023,38	1023,38	Nascente	---	Saprolito marrom
N27	296338,74	7825041,56	1017,56	1017,56	Nascente	---	Saprolito marrom
N28	296330,4	7825060,75	1016,84	1016,84	Nascente	---	Saprolito marrom
N29	296392,68	7824976,07	1014,73	1014,73	Nascente	---	Saprolito marrom
N3	296310,98	7825112,54	1012,2	1012,2	Nascente	---	Saprolito marrom
N30	296399,58	7824883,94	1020,03	1020,03	Nascente	---	Saprolito marrom
N4	296309,18	7825134,64	1011,4	1011,4	Nascente	---	Saprolito marrom
N5	295034,4	7824454,65	1024,06	1024,06	Nascente	---	Saprolito marrom
N6	295035,04	7824457,87	1023,64	1023,64	Nascente	---	Saprolito marrom
N7	295032,21	7824467,58	1022,48	1022,48	Nascente	---	Saprolito marrom
N8	295045,39	7824486,32	1020,44	1020,44	Nascente	---	Saprolito marrom
N9	295064,56	7824482,53	1019,78	1019,78	Nascente	---	Saprolito marrom

Anexo 3. Perfil dos poços onde foram realizados testes de bombeamento

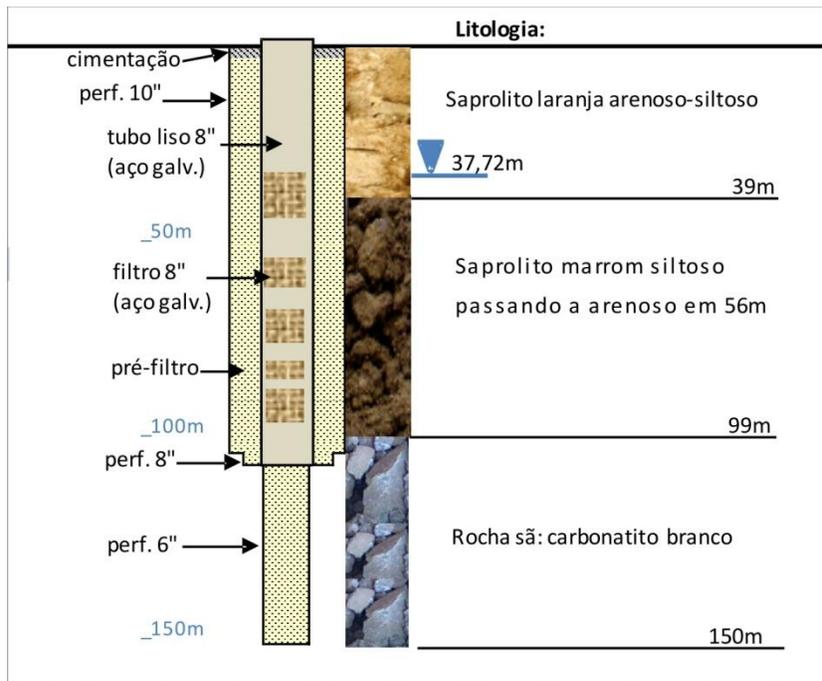
3.1. Perfil construtivo e litológico do poço P-1



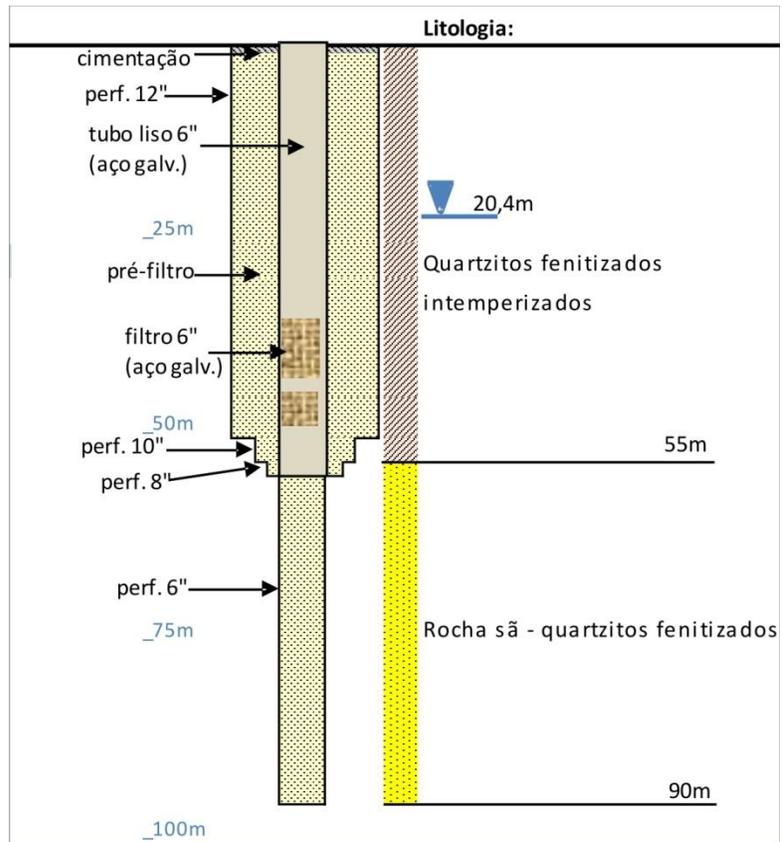
3.2. Perfil construtivo e litológico do poço P-2.



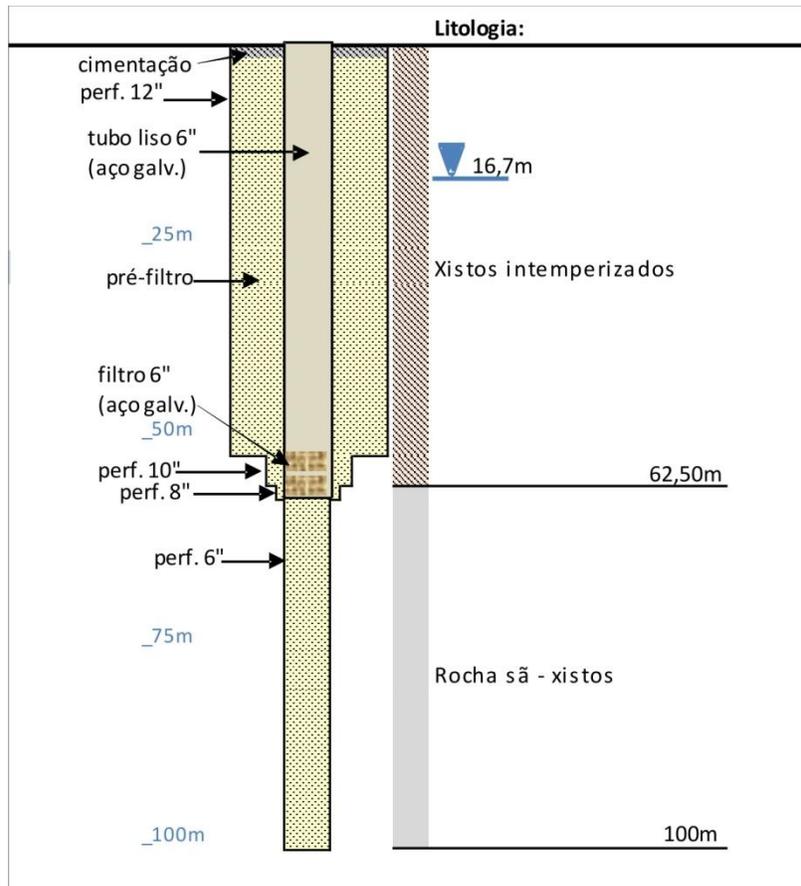
3.3. Perfil construtivo e litológico do poço P-3



3.4. Perfil construtivo e litológico do poço P-4



3.5. Perfil construtivo e litológico do poço P-5.



Anexo 4. Dados do ensaio de bombeamento de longa duração

INA-129		INA-137		INA-130	
t (min)	s (m)	t (min)	s (m)	t (min)	s (m)
2880	1,10	2880	1,17	2880	1,46
11520	3,74	11520	2,25	11520	3,48
17280	4,51	17280	3,15	17280	4,16
31680	5,44	23040	3,11	23040	3,65
37440	5,74	31680	4,21	31680	4,92
50400	6,19	37440	4,61	37440	5,12
70560	6,83	50400	5,12	50400	5,54
92160	7,35	70560	6,01	70560	5,14
110880	7,65	92160	6,67	92160	5,45
131040	8,09	110880	7,27	110880	5,68
151200	5,81	131040	7,63	131040	5,99
172800	3,16	151200	5,77	151200	4,32
192960	2,79	172800	3,99	172800	2,57
214560	2,01	192960	3,48	192960	2,30
234720	6,33	214560	2,99	214560	0,82
253440	5,43	234720	5,83	234720	5,36
273600	5,63	253440	6,29	253440	4,39
295200	6,08	273600	6,33	273600	4,82
313920	7,16	295200	6,41	295200	5,04
334080	7,03	313920	7,08	313920	5,91
354240	6,85	334080	7,05	334080	5,89
374400	7,99	354240	7,06	354240	5,88
394560	8,18	---	---	374400	5,89
413280	8,82	---	---	---	---
433440	9,21	---	---	---	---

INA-121		INA-122		INA-117	
t (min)	s (m)	t (min)	s (m)	t (min)	s (m)
2880	1,15	2880	1,24	2880	1,05
11520	3,12	11520	1,46	11520	1,26
17280	3,91	17280	2,08	17280	2,08
23040	3,00	23040	2,26	23040	2,40
31680	4,87	31680	2,96	31680	3,13
37440	5,16	37440	3,50	37440	3,49
50400	5,62	50400	3,65	50400	3,93
70560	6,21	70560	4,09	70560	4,51
92160	6,68	92160	4,44	92160	5,05
110880	7,00	110880	4,74	110880	5,39
131040	7,39	131040	5,06	131040	5,64
151200	4,80	151200	4,22	151200	3,44
172800	3,05	172800	2,66	172800	2,87
192960	2,67	192960	2,35	192960	2,50
214560	1,93	214560	1,61	214560	1,28
234720	5,62	234720	3,78	234720	4,06
253440	5,04	253440	4,20	253440	4,66
273600	5,05	273600	3,77	273600	4,14
295200	5,09	295200	3,56	295200	3,70
313920	6,21	313920	4,44	313920	4,80
334080	6,77	334080	4,27	334080	4,55
354240	5,90	354240	4,04	354240	4,28
374400	7,11	374400	4,92	374400	5,43
394560	7,23	---	---	---	---
413280	8,01	---	---	---	---
433440	8,41	---	---	---	---
456480	8,75	---	---	---	---
475200	9,00	---	---	---	---
495360	9,46	---	---	---	---
515520	9,47	---	---	---	---
535680	9,65	---	---	---	---
554400	8,88	---	---	---	---

Anexo 5: Resultados dos ensaios de bombeamento por etapas

P-1 (Etapa 1)			P-1 (Etapa 2)			P-1 (Etapa 3)			P-1 (Etapa 4)		
t (min.)	t (acum.)	s (m)	t (min.)	t (acum.)	s (m)	t (min.)	t (acum.)	s (m)	t (min.)	t (acum.)	s (m)
1	1	8,58	1	121	69,87	1	241	78,59	2	362	85,79
2	2	19,76	2	122	71,22	2	242	78,8	3	363	86,23
3	3	28,88	3	123	71,93	3	243	79,27	4	364	86,73
4	4	38,48	4	124	72,32	4	244	79,53	5	365	87,17
5	5	43,79	5	125	72,57	5	245	79,96	6	366	87,53
6	6	54,57	6	126	72,89	6	246	80,13	7	367	87,89
7	7	56,14	7	127	73,05	7	247	80,35	8	368	88,17
8	8	56,91	8	128	73,21	8	248	80,43	9	369	88,36
9	9	57,71	9	129	73,29	9	249	80,46	10	370	88,83
10	10	58,47	10	130	73,38	10	250	80,48	12	372	89,24
12	12	59,61	12	132	73,62	12	252	80,53	14	374	89,68
14	14	60,61	14	134	73,71	14	254	80,58	16	376	90,04
16	16	61,69	16	136	73,83	16	256	80,72	18	378	90,43
18	18	61,69	18	138	73,96	18	258	80,94	20	380	90,86
20	20	62,48	20	140	73,99	20	260	81,02	25	385	91,05
25	25	63,3	25	145	74,29	25	265	81,27	30	390	91,3
30	30	63,99	30	150	74,49	30	270	81,69	35	395	91,58
35	35	63,99	35	155	74,66	35	275	82,49	40	400	91,83
40	40	63,99	40	160	74,7	40	280	82,71	50	410	92,03
50	50	63,99	50	170	74,98	50	290	82,18	60	420	92,26
60	60	63,99	60	180	75,23	60	300	82,19	70	430	92,37
70	70	63,99	70	190	75,48	70	310	82,19	80	440	92,48
80	80	63,99	80	200	75,66	80	320	82,19	90	450	92,56
90	90	63,99	90	210	75,84	90	330	82,19	120	480	92,58
120	120	63,99	120	240	76,36	120	360	82,19	---	---	---

P-2 (Etapa 1)			P-2 (Etapa 2)			P-2 (Etapa 3)			P-2 (Etapa 4)		
t (min.)	t (acum.)	s (m)									
0,01	0,01	1,53	1	121	26,51	1	241	34,99	1	361	44,81
1	1	19,15	2	122	27,83	2	242	36,48	2	362	45,63
2	2	19,17	3	123	28,46	3	243	37,06	3	363	45,91
3	3	19,41	4	124	28,99	4	244	37,4	4	364	46,07
4	4	19,81	5	125	29,41	5	245	37,68	5	365	46,14
5	5	20,19	6	126	29,63	6	246	37,8	6	366	46,21
6	6	20,52	7	127	29,71	7	247	37,89	7	367	46,27
7	7	20,94	8	128	29,75	8	248	37,95	8	368	46,36
8	8	21,17	9	129	29,83	9	249	37,99	9	369	46,41
9	9	21,29	10	130	29,87	10	250	38,06	10	370	46,44
10	10	21,4	12	132	29,97	12	252	38,13	12	372	46,47
12	12	21,64	14	134	30,06	14	254	38,2	14	374	46,54
14	14	21,86	16	136	30,35	16	256	38,27	16	376	46,58
16	16	22,1	18	138	30,42	18	258	38,29	18	378	46,61
18	18	22,29	20	140	30,47	20	260	38,32	20	380	46,65
20	20	22,43	25	145	30,56	25	265	38,53	25	385	46,66
25	25	22,76	30	150	30,66	30	270	38,57	30	390	46,72
30	30	22,96	35	155	30,71	35	275	38,62	35	395	46,77
35	35	23,14	40	160	30,76	40	280	38,48	40	400	46,79
40	40	23,24	50	170	30,86	50	290	38,51	50	410	46,86
50	50	23,46	60	180	30,86	60	300	38,76	60	420	46,9
60	60	23,58	70	190	30,92	70	310	38,8	70	430	46,92
70	70	23,69	80	200	30,92	80	320	38,88	80	440	46,94
80	80	23,78	90	210	30,96	90	330	38,93	90	450	46,98
90	90	23,82	120	240	31,06	120	360	38,97	120	480	47
120	120	23,95	---	---	---	---	---	---	---	---	---

P-3 (Etapa 1)			P-3 (Etapa 2)			P-3 (Etapa 3)		
t (min)	t (acum.)	s (m)	t (min)	t (acum.)	s (m)	t (min)	t (acum.)	s (m)
1	1	0,38	1	451	7,15	1	901	20,55
2	2	0,63	1,5	451,5	8,5	2	902	25,38
3	3	0,71	2	452	9,02	3	903	26,8
4	4	1,07	3	453	9,41	4	904	27,99
5	5	1,56	4	454	9,9	5	905	29,46
6	6	2,42	5	455	10,17	6	906	29,66
8	8	3,45	6	456	10,52	8	908	29,94
10	10	4,71	8	458	10,96	10	910	30,17
12	12	5,51	10	460	12,05	12	912	30,37
14	14	5,51	12	462	13,63	14	914	30,7
16	16	5,51	14	464	13,67	16	916	30,81
18	18	5,51	16	466	13,92	18	918	31,05
20	20	5,51	18	468	14,45	20	920	31,56
25	25	5,57	20	470	14,91	25	925	32,28
30	30	5,54	25	475	15,63	30	930	33
40	40	5,61	30	480	15,71	40	940	33,51
60	60	5,61	40	490	16,19	60	960	33,71
90	90	5,71	60	510	16,47	90	990	34,38
120	120	5,96	90	540	16,79	120	1020	34,72
150	150	5,97	120	570	16,85	150	1050	34,95
180	180	6,01	150	600	16,96	180	1080	35,05
210	210	6	180	630	17,09	210	1110	35,19
240	240	6,02	210	660	17,18	240	1140	35,28
270	270	6,06	240	690	17,28	270	1170	35,28
300	300	6,06	270	720	17,38	300	1200	35,28
330	330	6,06	300	750	17,45	330	1230	35,28
360	360	6,06	330	780	17,45	360	1260	35,28
390	390	6,06	360	810	17,45	390	1290	35,28
420	420	6,06	390	840	17,45	420	1320	35,28
450	450	6,06	420	870	17,45	450	1350	35,28
480	480	6,06	450	900	17,45	480	1380	35,28
---	---	---	480	930	17,45	---	---	---

Anexo 6: Resultados dos ensaios de recuperação

Poço P-2

<i>N.E.=</i>	41,32	<i>m</i>	
<i>Q=</i>	3112,8	<i>m³/dia</i>	
<i>b=</i>	122,18	<i>m</i>	
t (min)	N.D.	(t+τ)/t	s'
0	89,79		
1	61,86	241,00	41,32
2	55,98	121,00	35,44
3	53,17	81,00	32,63
4	51,81	61,00	31,27
5	50,8	49,00	30,26
6	49,93	41,00	29,39
7	49,31	35,29	28,77
8	48,77	31,00	28,23
9	48,40	27,67	27,86
10	48,04	25,00	27,50
12	47,53	21,00	26,99
14	47,17	18,14	26,63
16	46,84	16,00	26,30
18	46,68	14,33	26,14
20	46,41	13,00	25,87
25	45,84	10,60	25,30
30	45,45	9,00	24,91
35	45,09	7,86	24,55
40	44,84	7,00	24,3
45	44,64	6,33	24,1
50	44,40	5,80	23,86
60	44,15	5,00	23,61
70	43,94	4,43	23,4
80	43,77	4,00	23,23
90	43,65	3,67	23,11
120	43,36	3,00	22,82
150	43,15	2,60	22,61
180	43,00	2,33	22,46
210	42,94	2,14	22,4
240	42,85	2,00	22,31

Poço P-3

<i>N.E.=</i>	37,72	<i>m</i>	
<i>Q=</i>	792	<i>m³/dia</i>	
<i>b=</i>	60	<i>m</i>	
t (min)	N.D.	(t+τ)/t	s'
0	73,00	---	---
1	52,12	61,00	37,72
2	47,00	31,00	32,60
3	43,72	21,00	29,32
4	41,00	16,00	26,60
5	40,56	13,00	26,16
6	40,59	11,00	26,19
8	40,38	8,50	25,98
10	40,30	7,00	25,90
12	40,22	6,00	25,82
14	40,37	5,29	25,97
16	40,23	4,75	25,83
18	40,10	4,33	25,70
20	40,00	4,00	25,60
25	39,77	3,40	25,37
30	39,21	3,00	24,81
40	38,35	2,50	23,95
60	37,72	2,00	23,32

Poço P-4

<i>N.E.=</i>	<i>16,7</i>	<i>m</i>	
<i>Q=</i>	<i>492</i>	<i>m³/dia</i>	
<i>b=</i>	<i>73,3</i>	<i>m</i>	
t (min)	N.A.	(t+τ)/t	s'
0		999,0	
1	27,33	31,00	16,70
1,5	25,81	21,00	15,18
2	24,44	16,00	13,81
3	23,03	11,00	12,40
4	22,12	8,50	11,49
5	21,46	7,00	10,83
6	20,94	6,00	10,31
8	20,26	4,75	9,63
10	19,80	4,00	9,17
12	19,41	3,50	8,78
14	19,20	3,14	8,57
16	19,05	2,88	8,42
18	18,85	2,67	8,22
20	18,72	2,50	8,09
25	18,43	2,20	7,80
30	18,07	2,00	7,44

Poço P-5

<i>N.E.=</i>	22,6	<i>m</i>	
<i>Q=</i>	278,4	<i>m³/dia</i>	
<i>b=</i>	77,4	<i>m</i>	
t (min)	N.A.	(t+τ)/t	s'
0	39,72	999,00	
1	39,72	31,00	17,72
1,5	37,97	21,00	15,37
2	37,00	16,00	14,4
3	36,40	11,00	13,8
4	35,55	8,50	12,95
5	34,57	7,00	11,97
6	33,47	6,00	10,87
8	32,79	4,75	10,19
10	31,91	4,00	9,31
12	31,15	3,50	8,55
14	30,22	3,14	7,62
16	29,77	2,88	7,17
18	29,44	2,67	6,84
20	29,21	2,50	6,61
25	28,12	2,20	5,52
30	27,23	2,00	4,63

Anexo 7: Modelo da Planilha elaborada para a correção da atividade inicial de ¹⁴C

Calculate the initial carbonate content during recharge (mDIC_{rech}) by assuming pH and Pco₂

Kco ₂	10 ¹ , x =	-1.47	3.39E-02
Pco ₂	10 ¹ , x =	-2.2	6.31E-03
K ₁	10 ¹ , x =	-6.35	4.47E-07
pH		6.5	3.16E-07

[H₂CO₃] = 2.14E-04 (dissolved CO₂)

(HCO₃⁻)/(H₂CO₃) = 1.41E+00

[HCO₃⁻] = 3.02E-04

Thus, the initial DIC content is the sum of the carbonic acid (dissolved CO₂) and HCO₃⁻ (assuming low salinity)

mDIC_{rech} = 5.2E-04 mmol/L → 0.516 mol/L

Atomic Weight

[HCO₃⁻] = 61.00

mDIC_{rech} = 31.5 mg/L as bicarbonate, HCO₃⁻

Table 5-3 ¹³C fractionation in the system CO₂(g), CO₂(aq), HCO₃⁻, CO₃²⁻ and CaCO₃ (p.121 - Clark and Fritz, 1997)

T °C	ε ¹³ C _{CO2(aq) - CO2(g)}	ε ¹³ C _{HCO3 - CO2(g)}	ε ¹³ C _{CO3 - CO2(g)}	ε ¹³ C _{CaCO3 - CO2}	ε ¹³ C _{CaCO3 - HCO3}
0	-1.2	10.9	11.35	14.4	3.6
5	-1.2	10.2	9.8	13.5	3.3
10	-1.1	9.6	9.2	12.7	3
15	-1.1	9	8.6	11.8	2.8
20	-1.1	8.5	8.1	11.1	2.6
25	-1.1	7.9	7.6	10.4	2.4
35	-1.0	6.9	6.6	9	2.2
50	-1.0	5.5	5.2	7.4	1.9
70	-0.9	3.3	3.2	5.1	1.8

Calculate ¹⁴C age by δ¹³C mixing model

$$q_{\delta^{13}C} = \frac{\delta^{13}C_{DIC} - \delta^{13}C_{carb}}{\delta^{13}C_{rech} - \delta^{13}C_{carb}}$$

a₀¹⁴C = usually close to 100 pmC
 δ¹³C_{DIC} = measured ¹³C in groundwater
 δ¹³C_{soil} = ¹³C of the soil CO₂ (usually close to -23‰)
 δ¹³C_{carb} = ¹³C of the calcite being dissolved (usually close to 0‰)

¹⁴C = 0.26 pmC } Sample
 δ¹³C_{DIC} = -9 ‰

$$\delta^{13}C_{rech} = \delta^{13}C_{soil} + \epsilon^{13}C_{HCO3 - CO2(g)}$$

$$t = -8267 \cdot \ln \left(\frac{a^{14}C_{DIC}}{q_{\delta^{13}C} \cdot a^{14}C} \right)$$

ε¹³C_{DIC - CO2(soil)} = 2.66
 δ¹³C_{rech} = -20.34
 q_{δ¹³C_{rech}} = 0.44 0.005874851

$$\epsilon^{13}C_{DIC - CO2(soil)} = mCO_{2(aq)} \times (\epsilon^{13}C_{CO2(aq) - CO2(g)}) + mHCO_3 \times (\epsilon^{13}C_{HCO3(aq) - CO2(g)})$$

t = 42,468 yr

Fontes-Garnier model of carbonate dissolution and matrix exchange

(mg/L) Ca ²⁺	(mg/L) Mg ²⁺	(mg/L) SO ₄ ²⁻	(mg/L) Na ⁺	(mg/L) K ⁺	(mg/L) Cl ⁻	(mg/L) H ₂ CO ₃	pH	HCO ₃ ⁻
0.43	0.08	370.7	1364.3	160.55	65	2762.76	8.1	3328.6
mCa ²⁺	mMg ²⁺	mSO ₄ ²⁻	mNa ⁺	mK ⁺	mCl ⁻	mDIC		
0.01073	0.00329	3.859	59.347	4.107	1.834	54.567		

mDIC_{carb} = 26.97 The F-G Model calculates the contribution from carbonate from geochemical data

mDIC_{co2-exch} = -11.41 This model then calculates how much of this carbonate has exchange with the soil CO₂ under open system condition, using ¹³C mass balance

q_{f-g} = 0.30

t = 39,165 yr