

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MODELO HIDROGEOLÓGICO DE UMA ÁREA INDUSTRIAL NA REGIÃO DE
JURUBATUBA, SÃO PAULO

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
TF-18/15

Aluno: Gabriel Vanderlinde Damasio
Orientador: Prof. Dr. Reginaldo Antonio Bertolo
Co-orientadora: M.Sc. Daphne Silva Pino

São Paulo
2018

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer aos meus pais, Fabio e Luciana, e meu irmão Bruno. Sem eles, nada disso teria acontecido. Obrigado por me ensinarem tanto e me apoiarem sempre nessa jornada que é a vida.

Agradeço ao meu orientador Reginaldo por ter me incluído neste projeto tão interessante e ter me ajudado durante todo o trabalho. Um grande obrigado também à Daphne, por me ajudar e orientar, tanto nos trabalhos de campo e elaboração da monografia, quanto às dúvidas mais básicas.

Aos meus amigos, não tenho palavras para vocês! Um grande abraço a todos do NOIS e agregados: Aids, Aleja, Bambi, Bandida, Bigode, Bug, Creuza, Furunka, Garibaldo, Lelek, Mãe Loka, Maria, Navara, Pika, Pinga, Porca, Xica, Ympa, e também a todo mundo da turma 56. Que continuemos essa amizade com muitos rolês, risadas e mochilões.

A todos os que trabalham no IGc, muito obrigado por manterem o instituto em ordem durante todo esse tempo! Um especial agradecimento a todos os professores que tive a oportunidade de ter aula e aprender tanto com.

Obrigado a todos que conheci durante meu intercâmbio para a University of Tsukuba, no Japão, experiência que me fez crescer muito como pessoa. Sou também extremamente grato à Universidade de São Paulo por ter proporcionado e financiado esta oportunidade

Por fim, um imenso obrigado à minha família! Minhas tias Adriana, Denise, Renata, e meus tios Antonio, Carlos e Marcos. Meus primos Felipe, Pedro e Tomás, e minhas primas Júlia e Natália. Um especial agradecimento à minha avó, Ana Maria, que alegra meu coração sempre que nos encontramos.

SUMÁRIO

RESUMO	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUÇÃO	3
2. OBJETIVOS.....	3
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
3.1 Geologia regional	4
3.1 Hidrogeologia regional.....	7
3.2 Geologia da área de estudo	7
3.3 Hidrogeologia da área de estudo	11
3.4 Histórico ambiental da área de estudo	13
3.5 Trabalhos no Jurubatuba.....	17
3.5.1 Compilações de dados e classificação de áreas.....	18
3.5.2 Investigações hidrogeológicas	18
3.6 Caracterização da condutividade hidráulica	19
3.6.1 Slug e Bail tests	20
3.6.2 Cálculo da condutividade hidráulica utilizando os dados de amostragem de água por baixa vazão	21
3.7 Poços multiníveis de monitoramento	23
3.8 Monitoramento de cargas hidráulicas utilizando poços multiníveis	25
4. MATERIAIS E MÉTODOS	26
4.1 Confecção de mapas.....	26
4.2 Poços CMT e Westbay	27
4.3 Gradiente hidráulico vertical	31
4.4 Cálculo de condutividade hidráulica (K).....	32
4.5 Cálculo do balanço hídrico.....	32
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	34
5.1 Geometria das unidades aquíferas	34
5.1.1 Espessura do meio poroso saturado.....	34
5.1.2 Topografia do topo do solo de alteração.....	37

5.1.3 Espessura do solo de alteração	39
5.1.4 Topografia da base do solo de alteração	40
5.2 Condutovidade hidráulica das camadas aquíferas rasas.....	41
5.3 Variação das cargas hidráulicas de níveis potenciais rasos	45
5.3.1 Aluvião.....	45
5.3.2 Solo de alteração.....	45
5.4 Variação da carga hidráulica vertical dos poços CMT e Westbay	46
5.5 Balanço hídrico	55
6. CONCLUSÕES.....	57
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	58
ANEXO 1 – PERFIL DOS POÇOS DE MONITORAMENTO CONVENCIONAIS E PLANTA DE LOCALIZAÇÃO.....	61
ANEXO 2 – MAPAS POTENCIOMÉTRICOS HISTÓRICOS DO ALUVIÃO	71
ANEXO 3 – MAPAS POTENCIOMÉTRICOS HISTÓRICOS DO SOLO DE ALTERAÇÃO .	74
ANEXO 4 – PERFIS DOS GRADIENTES HIDRÁULICOS DOS POÇOS WESTBAY E CMT EM FUNÇÃO DA DATA	77

RESUMO

A região do Canal do Jurubatuba na cidade de São Paulo é conhecida por apresentar graves casos de contaminação de água subterrânea. A presença de três unidades aquíferas distintas, tanto sedimentares quanto fraturadas, torna o caso complexo de ser remediado. Conhecer o comportamento da água subterrânea é então essencial para se buscar soluções ambientais. Pensando nisso, este trabalho foi realizado, com o objetivo de melhor compreender o modelo hidrogeológico de uma área industrial na região.

Foram utilizados dados de carga hidráulica obtidos através de poços de monitoramento multiníveis convencionais e do tipo CMT e Westbay, que possuem múltiplas portas de monitoramento instaladas em uma única perfuração. Estes dados foram obtidos periodicamente, com a finalidade de entender para onde e como a água subterrânea está se movimentando, e se há alguma variação através do tempo. Perfis verticais de gradientes hidráulicos foram elaborados, informando como é o fluxo vertical de água, até a profundidade de 60 metros. Além disso, mapas de espessura e profundidade das camadas aquíferas foram confeccionados, para melhor entender a relação do movimento das águas com a geometria do aquífero.

Constatou-se que no aluvião a água apresenta um fluxo horizontal com direção de sudeste para noroeste e maior variação em função de diferentes épocas, e no solo de alteração é de nordeste para sudoeste, e variação bastante constante no tempo. Ambas as camadas apresentaram uma componente de fluxo descendente. Além disso, o solo de alteração apresenta grande contribuição de fluxo de água para o aquífero fraturado. Este possui uma certa constância em seu fluxo, majoritariamente descendente. Existem, porém, algumas profundidades em que o fluxo é ascendente, ou ainda que a componente horizontal de fluxo é mais importante. Não foi constatada relação entre a transmissividade das fraturas do aquífero e a variação das cargas hidráulicas.

ABSTRACT

The region of the Jurubatuba Channel in the city of São Paulo is known for having serious problems with groundwater contamination. There are three distinct aquifer units, including two sedimentary and one fractured aquifer. Because of this, remediation is a challenge in that region, which makes knowing how groundwater flows essential for seeking environmental solutions. Having this in mind, this research took place in order to better understand the hydrogeological model of the studied site.

Hydraulic head data were periodically obtained from both conventional multilevel monitoring wells and unconventional wells, such as CMT and Westbay, with multiple monitoring ports. They were used to better understand where and how groundwater is moving, and whether there are any variations through time. Vertical profiles of hydraulic gradients were elaborated, showing how the vertical water flow is, down to 60 meters deep. In addition to that, maps of thickness and depth of the aquifer layers were made to better understand the relation of water movement and the geometry of the aquifer.

It was verified that in the alluvial layer the water flows horizontally from southeast to northwest and has a greater variation along the year. In the weathering soil layer, water flows from northeast to southwest, and behaves quite constantly along the year. Both layers had a main downstream component. The weathering soil also contributes with the water flow towards the fractured aquifer. The fractured bedrock aquifer has a certain constancy in its flow direction, mostly downwards, however with some depth zones in which the flow is upward or that the horizontal component of flow is more important. There is no apparent relation between the transmissivity of the aquifer's fractures and the variations of hydraulic head.

1. INTRODUÇÃO

A água subterrânea possui grande importância para o abastecimento da cidade de São Paulo, sendo responsável por suprir 15% da demanda na região metropolitana (FABHAT e Servmar, 2012). Entretanto, parte destes recursos se encontra contaminada por poluentes provindos de atividades humanas. Um dos exemplos mais conhecidos da cidade é a região do Canal do Jurubatuba, no bairro de Campo Grande, na zona sul da cidade. A área foi ocupada desde a década de 1950 por indústrias que faziam uso intenso do recurso hídrico subterrâneo através de poços profundos instalados na região. Muitas destas indústrias utilizaram solventes organoclorados de maneira pouco cuidadosa, o que resultou na contaminação da água subterrânea e do solo por estes compostos, contaminantes bastante tóxicos. A Coordenadoria de Vigilância em Saúde da Secretaria Municipal Saúde de São Paulo (COVISA), deparando-se com um alto índice de contaminações na área, realizou a interdição dos poços de abastecimento da região. Esta restrição de uso de água subterrânea resultou em grandes prejuízos financeiros para os ocupantes da área do Jurubatuba, impedidos de utilizarem o recurso hídrico.

Por se tratar de uma região com aquíferos tanto sedimentares quanto fraturados, a remediação desta contaminação se torna um desafio para o setor Ambiental. Dessa forma, estudos de caracterização hidrogeológica como o desenvolvido no presente projeto são importantes para o aprimoramento do modelo conceitual da área, o que futuramente poderá contribuir com a remediação dos meios contaminados. Este trabalho faz parte de uma série de estudos que o Centro de Pesquisa de Águas Subterrâneas da Universidade de São Paulo (CEPAS – USP) vem realizando na área.

A área de estudos está localizada em uma indústria da região do Jurubatuba, na qual substâncias como o tetracloroeteno (PCE) e compostos-filhos são encontradas em concentrações na ordem de vários mg/L na água subterrânea ao longo do perfil dos aquíferos. Estão descritas três unidades aquíferas: (i) dos sedimentos aluvionares (unidade sedimentar); (ii) do solo de alteração e (iii) de rocha sã (unidade cristalina), sendo esta uma unidade mais profunda e que consiste em um aquífero fraturado de rochas do embasamento cristalino.

2. OBJETIVOS

Este trabalho de formatura tem como objetivo caracterizar a variação da potociometria das unidades aquíferas de uma área industrial, realizando uma revisita ao modelo geológico e hidrogeológico já proposto para a região de estudo, através do uso de dados pré-existentes de sondagens e poços de monitoramento somados a novos dados

obtidos durante este trabalho. Analisando-se a área sobre diferentes aspectos, pretende-se melhor compreender como é a circulação de água subterrânea, tanto nos níveis aquíferos rasos quanto nos profundos.

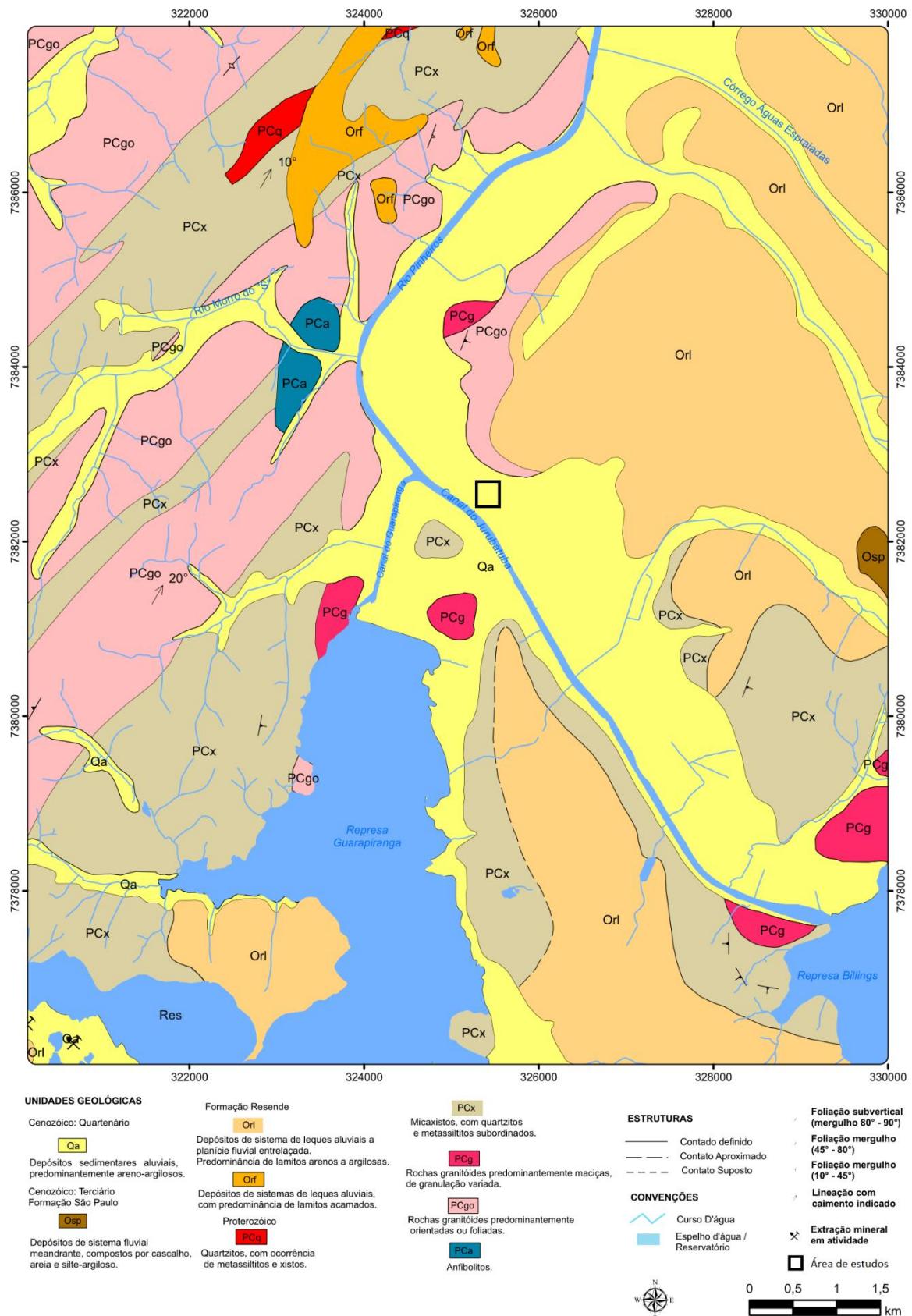
Novos dados de carga hidráulica foram obtidos através do monitoramento de poços multiníveis do tipo Westbay e do tipo CMT, locados nos aquíferos fraturado e sedimentar, respectivamente. Além disso, foram confeccionados mapas potenciométricos a partir de informações de diferentes épocas de todos os poços convencionais locados na área estudada. Para se interpretar o modelo hidrogeológico da área de estudos foram abordados 4 diferentes aspectos: geometria das unidades aquíferas, condutividade hidráulica das camadas, variação da carga hidráulica de níveis potenciais rasos, e variação vertical da carga hidráulica.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste item são apresentados os fundamentos teóricos de temas relevantes neste estudo: geologia regional e local, os sistemas aquíferos da área de estudo, histórico ambiental da área, alguns métodos para caracterização de condutividade hidráulica, tipos de poços de monitoramento e vantagens na sua utilização.

3.1 Geologia regional

A área de estudo está inserida no contexto da Bacia de São Paulo, em uma região em que ocorrem rochas do embasamento cristalino pertencentes ao Complexo Embu e sedimentos da bacia de São Paulo (Figura 1).



As rochas do Complexo Embu foram descritas por Coutinho (1972), Fernandes (1991), Juliani (1992), entre outros autores. Fernandes (1991) dividiu-o em três diferentes unidades: Unidade Redenção da Serra, composta predominantemente por gnaisses peraluminosos e \pm granada-biotita-plagioclásio gnaisses; Unidade Rio Paraibuna, formada em sua maioria por quartzitos e rochas calciosilicáticas; e Unidade Rio Una, caracterizada por xistos, quartzo-xistos e quartzitos intercalados ritmicamente. Destas rochas, na região metropolitana de São Paulo destaca-se a ocorrência de gnaisses intercalados com mica-xistos (Coutinho, 1972; Fernandes, 1991).

O embasamento cristalino é coberto por sedimentos da Bacia de São Paulo e sedimentos neocenozoicos sobrejacentes (Riccomini et al., 2004). A estratigrafia da Bacia de São Paulo é constituída, da base para o topo: (i) Formação Resende, caracterizada como um depósito de ambiente fluvial entrelaçado formado por orto e para-conglomerados, arenitos esverdeados e lamitos arenosos (Riccomini et al., 2004); (ii) Formação Tremembé, formada por argilitos verdes maciços, ritmitos de folhelhos e margas, dolomitos e arenitos (Riccomini, 1989), sendo o ambiente de deposição proposto do tipo *playa-lake*; (iii) Formação São Paulo, descrita como arenitos grossos e conglomeráticos, com estratificação cruzada, base erosiva e clastos argilosos, depositados possivelmente em canais meandrantes, além de siltitos e argilitos laminados, arenitos médios e grossos (Riccomini, 1989); (iv) sedimentos neocenozoicos aluviais, constituídos por conglomerados na base, sobrepostos por areias médias com estratificações cruzadas acanaladas, geralmente com 0,5 a 2 m de espessura, presentes nas planícies aluviais dos rios Tietê, Pinheiros, Tamanduateí, Aricanduva, Cabuçu e seus principais rios tributários (Riccomini e Coimbra, 1992; Takiya, 1997).

Em termos estruturais, a área de estudos está inserida no Terreno Embu, o qual é delimitado a norte pelas zonas de cisalhamento Taxaquara e Caucaia-Rio Jaguari e a sul pela zona de cisalhamento Cubatão (Heilbron et al., 2004). Os falhamentos mais importantes ocorreram no Paleógeno, e estão relacionados ao Rift Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989). Essas zonas de cisalhamento se reativaram durante o Paleógeno, formando um hemigraben com direção ENE e cimento para NNW (Riccomini, 1989). As rochas da bacia de São Paulo então se depositaram sobre o Terreno Embu (Riccomini e Coimbra, 1992): as Formações Resende e Tremembé durante o Paleógeno, e a Formação Itaquaquecetuba no Neógeno (Riccomini, 1989), sendo posteriormente deformadas por eventos tectônicos do Neógeno ao Holoceno (Riccomini et al., 2004).

De acordo com Fernandes et al. (2016), existem grupos de fraturas com ocorrência regional que afetam o Complexo Embu, e podem ser observados na região do Canal do Jurubatuba. Os gnaisses da região apresentam a foliação afetada por uma dobra cilíndrica aberta e assimétrica. A foliação possui mergulho para NW ou SE. A reativação da área gerou fraturas de baixo mergulho e transmissividade elevada (Fernandes et al., 2016). Os autores também identificaram uma abundância de fraturas subverticais NE que são

transmissivas, porém apresentam grande espaçamento, sendo consideradas importantes apenas localmente para o fluxo. Fraturas subverticais EW foram identificadas com grande frequência, porém apresentam baixa transmissividade relativa. Fraturas NW subverticais de grande continuidade apresentam fluxo preferencial significativo, e possivelmente controlam o fluxo vertical de onde estiverem presentes (Fernandes et al., 2016).

3.1 Hidrogeologia regional

Em relação à hidrogeologia da região, a área de estudos está inserida na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê, a que mais abastece pessoas com água no país (Hirata e Ferreira, 2001). O contexto geológico da área faz com que a Bacia do Alto Tietê seja dividida em dois sistemas aquíferos: (i) cristalino e (ii) sedimentar. Estes sistemas são ainda subdivididos em quatro unidades: aquíferos São Paulo (produtividade baixa, capacidade específica $Q/s=0,5 \text{ m}^3/\text{h/m}$) e Resende (produtividade média-baixa, $Q/s=0,9 \text{ m}^3/\text{h/m}$), associados ao Sistema Aquífero Sedimentar (áquiferos livres ou semi-confinados, com porosidade primária granular); e aquíferos de rochas granitoides (produtividade baixa, $Q/s=0,2 \text{ m}^3/\text{h/m}$) e de rochas metassedimentares (produtividade média-baixa, $Q/s=1,4 \text{ m}^3/\text{h/m}$), associados ao Sistema Aquífero Cristalino (áquiferos livres, anisotrópicos e heterogêneos, porosidade secundária). O maior rendimento das unidades do Sistema Cristalino é atribuído à dupla porosidade das rochas que o compõem (Hirata e Ferreira, 2001).

3.2 Geologia da área de estudo

A área de estudos se encontra ao lado do antigo leito do Rio Pinheiros (Figura 2). Devido a isso, possui uma camada de sedimentos aluvionares depositados pelo mesmo. Segundo ERM e Haley & Aldrich (2014), estes sedimentos fluviais são depósitos de banco/canal (preenchimento de canal) e de *overbank* (dique, espriaamento e planície de inundação). Os sedimentos de canal são compostos por areia e cascalho. Já os sedimentos da planície de inundação são os sedimentos finos. A deposição ocorre em diversos ciclos de erosão, deposição e movimentação lateral do antigo Rio Pinheiros, um rio meandrante com largura variável entre 20 e 70 metros.

Abaixo dos sedimentos aluvionares está o solo de alteração, e mais abaixo está a rocha sã fraturada. Diferentes autores realizaram a classificação geológica e geotécnica destas rochas da região de estudo.

Gurgueira (2013) descreveu as unidades geológico-geotécnicas de uma região bastante próxima à área de estudo do presente trabalho. A autora dividiu as unidades, do topo para a base, como aterro, aluvião, rochas sedimentares da Formação São Paulo, rochas sedimentares da Formação Resende e embasamento. Lojkasek-Lima (2018) e Pino (2017), por sua vez, através da descrição de 60,13 m de testemunhos de sondagem dos furos MP-01 e MP-01A realizados na própria área de estudos, subdividiram as unidades em aterro, sedimentos aluvionares, solo de alteração, rocha alterada mole, rocha alterada dura e rocha sã. A empresa de consultoria responsável pela área de estudos instalou diversos poços na área, e descreveu os perfis litológicos dos poços, e então nomeou as unidades como camada antropogênica, depósitos aluvionares, solo de alteração (saprolito) e rocha sã. Abaixo estão descritas as diferentes classificações geotécnicas destes autores. Já as consultorias ambientais ERM e Haley & Aldrich (2014), ao estudar a área do antigo galpão da Duracell, terreno vizinho à área de estudos, subdividiram as camadas geológicas em aterro, sedimentos fluviais e saprolito.

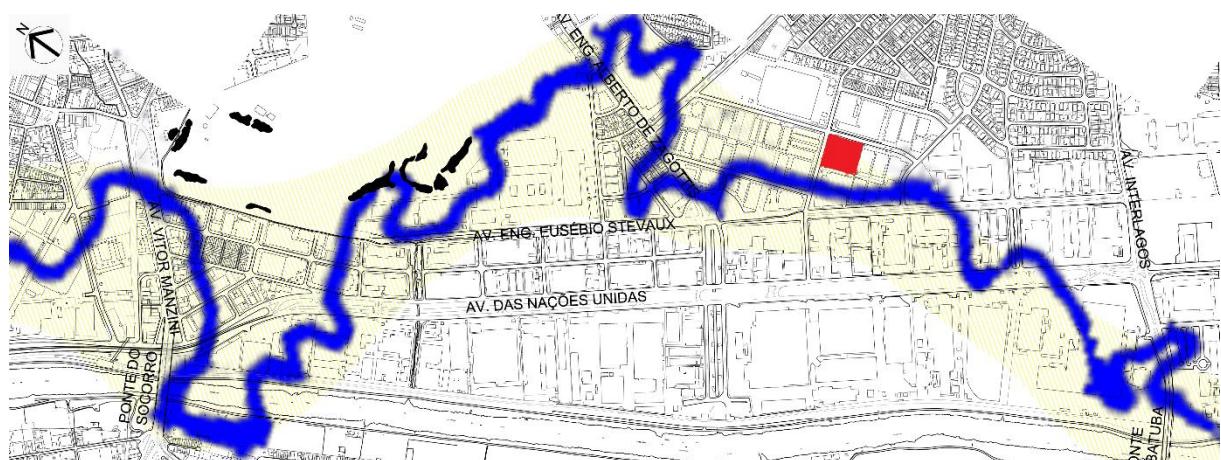


Figura 2: Antigo curso do Rio Pinheiros antes de sua retificação. Em vermelho, a área de estudos.

Fonte: Planta da Light do antigo leito do Rio Pinheiros (Seabra, 1987).

Aterro: Segundo Gurgueira (2013), a unidade aterro (AT) é classificada como depósitos tectogênicos, com o predomínio de argilas siltosas a arenosas, plásticas a pouco plásticas, de coloração variando entre marrom e vermelho. Pode conter matéria orgânica e materiais antrópicos, como plástico e entulho, e há a possibilidade de haver fragmentos de rocha.

Na área de estudos, Lojkasek-Lima (2018) e Pino (2017) identificaram entre as profundidades de 0,0 m a 0,8 m uma unidade antropogênica de aterro composto por silte argiloso, de coloração marrom.

Aluvião: Gurgueira (2013) dividiu a unidade Aluvião em duas subunidades, ALag e Alar. Segundo a autora, ALag se consiste em depósitos fluviais, tanto de planícies de

inundação quanto meandros abandonados. É composta por argilas e lamas com bastante matéria orgânica, plásticas a muito plásticas, de cor preta ou cinza escura. Segundo a autora, esta camada é conhecida no meio geotécnico como “argila orgânica”. A subunidade Alar foi descrita como depósitos fluviais de canais meandrantes, sendo formada por areias e cascalhos que podem ter matéria orgânica e mica detritica. Sua coloração é amarelo claro ou cinza escuro.

Lojkasek-Lima (2018) e Pino (2017) classificaram a unidade descrita entre as profundidades de 0,8 m a 2,8 m como *sedimentos aluvionares*, tratando-se de argila orgânica, preta, interdigitada a porções de areia fina, com matriz argilosa de coloração cinza escura. Segundo a empresa de consultoria responsável pela área, a unidade de *depósitos aluvionares* é descrita como sendo lentes contínuas e descontínuas de argila pouco arenosa, coloração preta, rica em matéria orgânica e com restos vegetais, de espessura variando entre 0,8 m e 6,0 m.

Embasamento e alterações: As rochas do embasamento, que pertencem ao Complexo Embu, podem ser subdivididas em quatro subunidades, de acordo com Gurgueira (2013). São elas: EMs1, EMs2, EMr3 e EMr1/2. A subunidade EMs1 é a que possui maior alteração intempérica do embasamento ou solo eluvial. É composta por siltos argilosos a arenosos. Apresenta coloração vermelho claro, cinza ou marrom claro. Sua consistência varia de mole a média ou fofa. No meio geotécnico é conhecida como “solo residual maduro”. A EMs2 é atribuída ao solo de alteração da rocha do embasamento. É constituída por siltos arenosos e micáceos. É possível que haja nesta subunidade fragmentos de rocha. Possui coloração cinza, castanha e branca, e é medianamente compacto a compacto. É conhecido no meio geotécnico como “solo residual jovem”. A subunidade EMr3 se refere à rocha alterada mole. É composta por biotita gnaisses muito alterados, com silte arenoso e micáceo. Há fragmentos de rocha nesta subunidade. É muito compacto, e no meio geotécnico é descrito como “saprolito”. Por fim, a subunidade EMr1/2 se trata da rocha sã ou alterada dura: são biotita gnaisses foliados, de coloração branca e cinza. Foram descritos localmente veios de quartzo e pegmatito.

Lojkasek-Lima (2018) e Pino (2017) realizaram uma subdivisão diferente da de Gurgueira (2013). Entre 2,8 a 7,4 m de profundidade descreveram a unidade de *solo residual*, composto pelo solo de alteração, como uma intercalação de material alterado arenoso, fino a médio, pouco siltoso, de coloração branco a bege, foliação incipiente, porções de material argilo-siltoso, rico em micas, e com lentes milimétricas de areia fina e cor cinza esbranquiçado. De 7,4 até 14,8 m foi descrita a unidade de *rocha alterada mole (RAM)* como um material arenoso fino a médio com estruturas reliquias da alteração de um gnaisse fino (textura lepidoblástica), presença de cristais de feldspato moderadamente alterados, quartzo, óxidos e muscovita. Observou-se localmente a presença de camadas

centimétricas e métricas de areia média argilosa com muscovita, resultado da alteração de pegmatito e veio de quartzo. Esta unidade foi descrita como tendo uma foliação bem mais preservada que o solo de alteração. Entre 14,8 m e 24,05 m a unidade foi classificada como *rocha alterada dura (RAD)*, mais resistente à perfuração, e com quatro litologias descritas: veios de quartzo; granada-biotita-feldspato-quartzo-gnaisse, com bandamento incipiente, pouco alterado; granada-biotita-feldspato-quartzo-gnaisse, bandado, pouco alterado; e granada-turmalina-feldspato-quartzo-pegmatito, pouco alterado. Por fim, entre 24,05 m até 60,13 m, descreveu-se a *rocha sã* como sendo a intercalação de três litotipos: granada-biotita-feldspato-quartzo-gnaisse, com bandamento incipiente; granada-biotita-feldspato-quartzo gnaisse, bandado; e granada-turmalina-feldspato-quartzo pegmatito.

A empresa de consultoria responsável pela área não instalou poços na rocha sã do embasamento, mas apenas na unidade acima chamada de *solo de alteração*. Esta unidade foi dividida em duas: areia média argilosa, de cor branca, com mica e por vezes fragmentos de quartzo e turmalina de coloração preta (alteração de pegmatito); e argila arenosa de cor cinza escura e esverdeada, rica em mica, com intercalações de coloração alaranjada, vermelha, cinza clara e branca, e mais avermelhada com o aumento da profundidade (alteração de xisto). Segundo a empresa de consultoria, as espessuras destas camadas variam lateralmente, onde ocorre a interdigitação da alteração de pegmatito e da alteração de xisto.

O perfil geológico da área descrito por Lojkasek-Lima (2018) e Pino (2017) está apresentado na Figura 3.

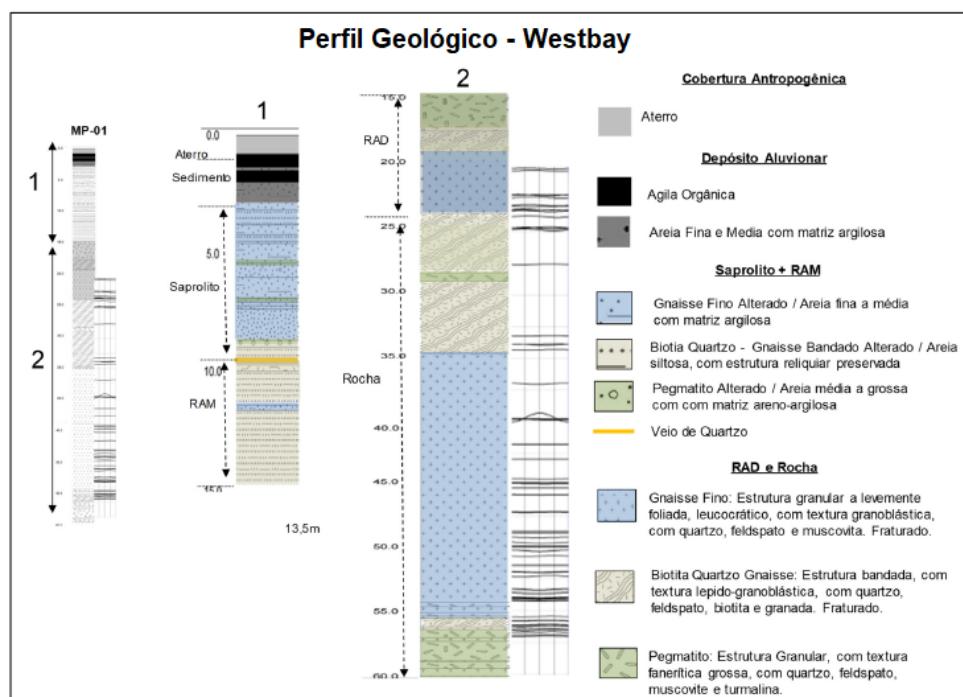


Figura 3: Perfil geológico descrito no furo MP-01, onde se instalou posteriormente o poço Westbay.
Extraído de Lojkasek-Lima (2018).

A Tabela 1 contém uma síntese da comparação de unidades geotécnicas entre os diferentes autores citados. Inclui também a classificação que será utilizada no presente trabalho para classificar as unidades aquíferas presentes na área de estudo, que tomou como principal base as descrições geológicas *in situ* feitas por Lojkasek-Lima (2018), Pino (2017) e pela empresa de consultoria, que elaborou e descreveu todos os perfis de poços de monitoramento convencionais instalados na área.

Tabela 1: Comparação da classificação geotécnica da área de estudo para descrever as unidades aquíferas utilizada pelos autores Lojkasek-Lima (2018) e Pino (2017), Gurgueira (2013), pela empresa de consultoria atuante na área de estudos, pela bibliografia da geologia regional e pela terminologia adotada no presente trabalho.

Lojkasek-Lima (2018); Pino (2017)	Gurgueira (2013)	Empresa de consultoria	Geologia regional	Este trabalho
Aterro	Aterro (AT)	Camada antropogênica	-	-
Sedimentos aluvionares	Aluvião: Alag e Alar	Depósitos aluvionares	Depósitos quaternários	Aluvião
Solo de Alteração	EMs1 (solo residual maduro); EMs2 (solo residual jovem);	Solo de alteração	Alteração de rochas do Complexo Embu	Solo de alteração
RAM	EMr3 (rocha alterada mole, solo de alteração)			
RAD	EMr1/2 (rocha sã).	Rocha sã	Rochas do Complexo Embu	Rocha sã
Rocha sã				

3.3 Hidrogeologia da área de estudo

Com a observação de mapas potenciométricos prévios elaborados na região, constata-se que a água subterrânea da área de estudos na porção mais rasa do aquífero se move para oeste, sentido Rio Jurubatuba e Córrego Zavuvus. A posição destes rios em

relação à área de estudos pode ser observada na Figura 4. As velocidades de água subterrâneas foram calculadas na unidade de solo de alteração pela empresa de consultoria responsável, tanto para alteração de xisto quanto para a de pegmatito. No manto de alteração do xisto, a velocidade da água subterrânea pode variar de $3,11 \times 10^{-2}$ m/ano a $5,61 \times 10^{-1}$ m/ano, enquanto que na alteração do pegmatito varia de $2,45 \times 10^{-3}$ m/ano a $7,05 \times 10^{-3}$ m/ano.

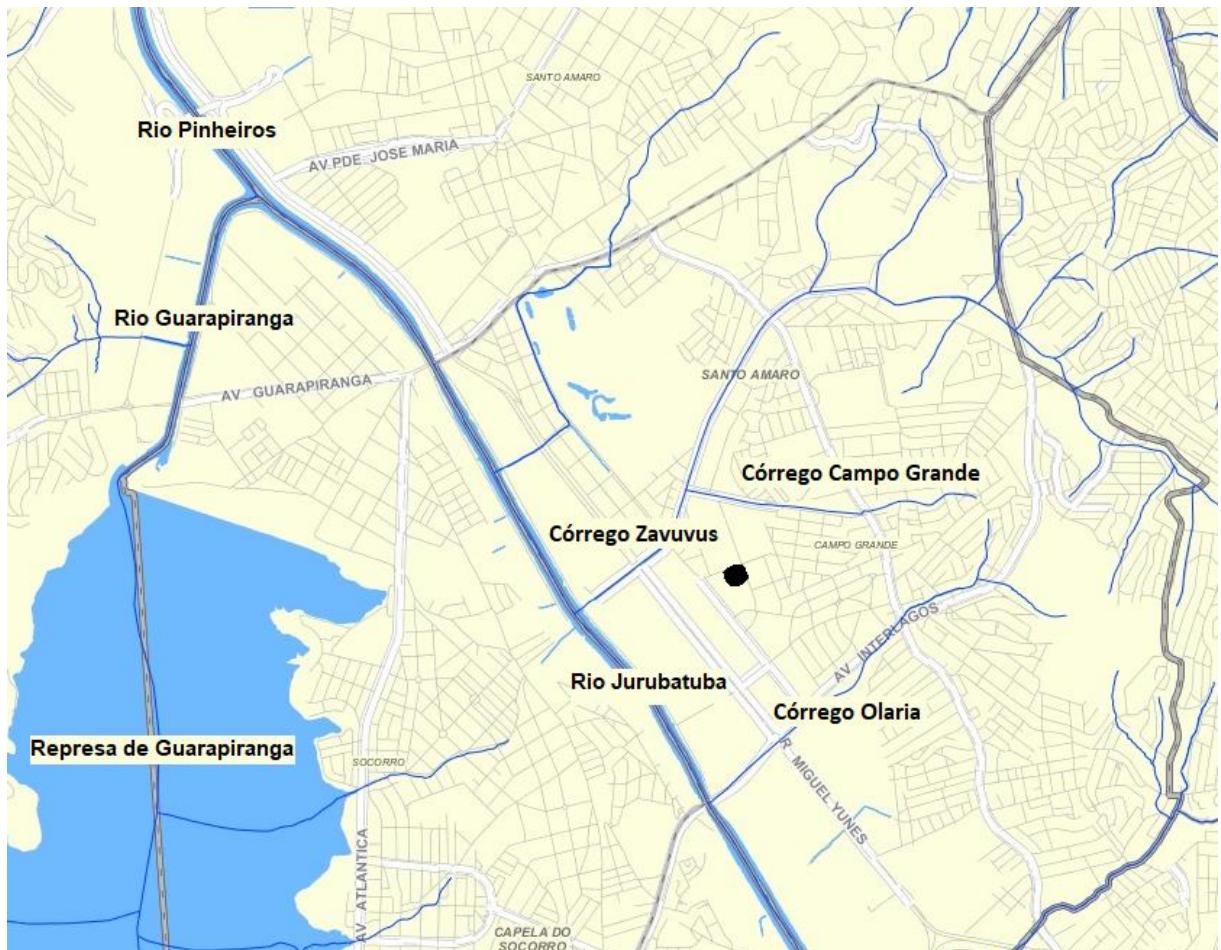


Figura 4: Rede de drenagens da região do Jurubatuba. Em preto está a localização da área de estudos. Fonte: Portal GeoSampa - Sistema de Consulta do Mapa Digital da Cidade de São Paulo - Prefeitura de São Paulo. Acesso em 27/10/2018.

O modelo hidrogeológico da área e arredores consiste em 3 aquíferos distintos. O primeiro, presente nos sedimentos aluvionares. O segundo, o aquífero presente no solo de alteração, resultado da alteração do embasamento. E por fim o terceiro, um aquífero fraturado de rochas do embasamento. A Figura 5 representa este modelo conceitual, apresentando dois casos: o fluxo de água com o bombeamento de poços ativo, e sem o bombeamento de poços. Pode-se observar como o bombeamento dos poços resulta em uma modificação importante no fluxo da água, que trouxe consequências no transporte de contaminantes desta região para diferentes partes do aquífero.

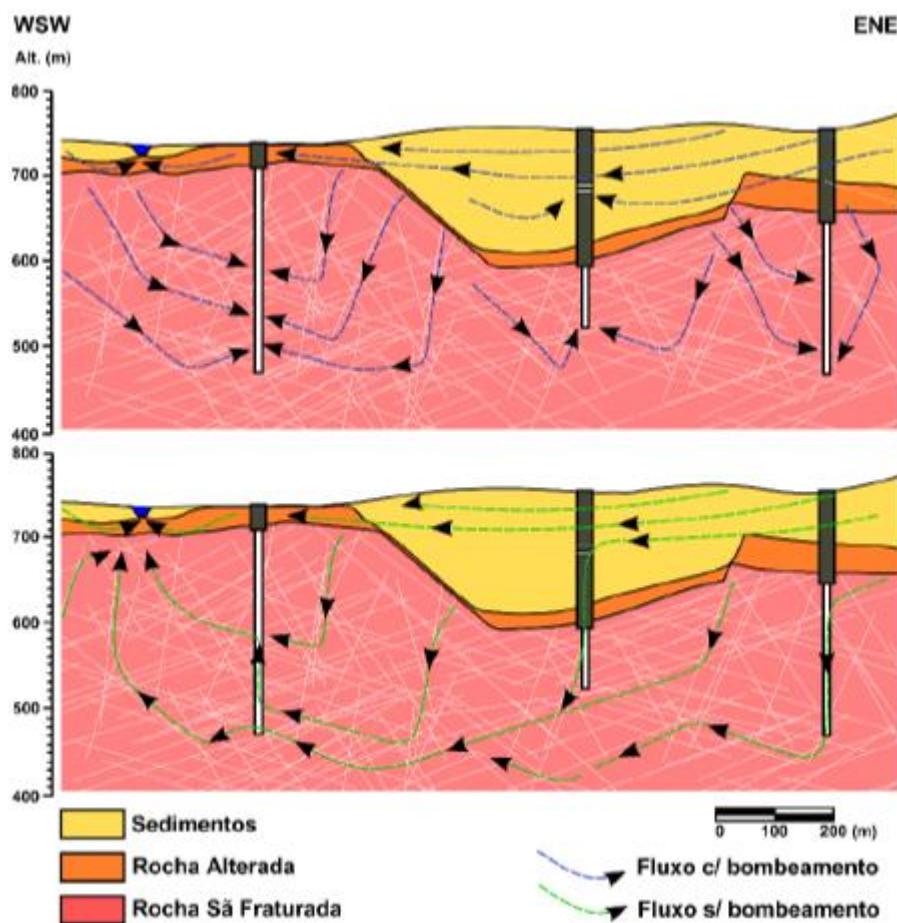


Figura 5: Modelo hidrogeológico conceitual circulação de água subterrânea na região do Jurubatuba. (Acima) Fluxo de água com bombeamento dos poços, e (abaixo) sem bombeamento. Extraído de Ribeiro (2012).

3.4 Histórico ambiental da área de estudo

No ano de 2005, a Companhia Ambiental do Estado de São Paulo (CETESB), juntamente com a Coordenadoria de Vigilância em Saúde da Prefeitura de São Paulo (COVISA), constataram a presença de compostos organoclorados acima do limite de potabilidade na água do poço tubular PT-01 da área de estudos e em poços profundos de outras propriedades durante um levantamento ambiental na região industrial do Canal Jurubatuba. Isso acarretou na lacração pela COVISA de todos os poços de captação da região cadastrados no Departamento de Água e Energia Elétrica (DAEE).

Por estes motivos, empresas de consultoria ambiental têm realizado diversos estudos na região, que incluem: instalação de poços de monitoramento na área, monitoramento do nível freático dos poços, medições do teor de Compostos Orgânicos Voláteis (VOC) em solo e análises químicas de amostras de água e de solo. Foram ainda

descritas sondagens para construção de perfil geológico, e feitos ensaios hidráulicos, como testes de rebaixamento e ensaios de permeabilidade, para a avaliação do meio aquífero. Desde 2007 até o presente momento foram instalados 46 poços de monitoramento convencionais na área de estudo. Os poços são identificados com sufixos A e B, que separam os poços com seção filtrante instalados na porção intermediária e inferior do aquífero, respectivamente.

No entorno da área de estudo foram identificados pela COVISA e pela CETESB poços tubulares com concentrações de VOC acima do limite de potabilidade estabelecidos pela CETESB (pontos vermelhos), poços com concentração de VOC abaixo do limite de potabilidade (pontos amarelos) e poços sem a presença de VOC (pontos verdes) (Figura 6). Pode-se observar que a área de estudos está inserida em um contexto bastante contaminado.

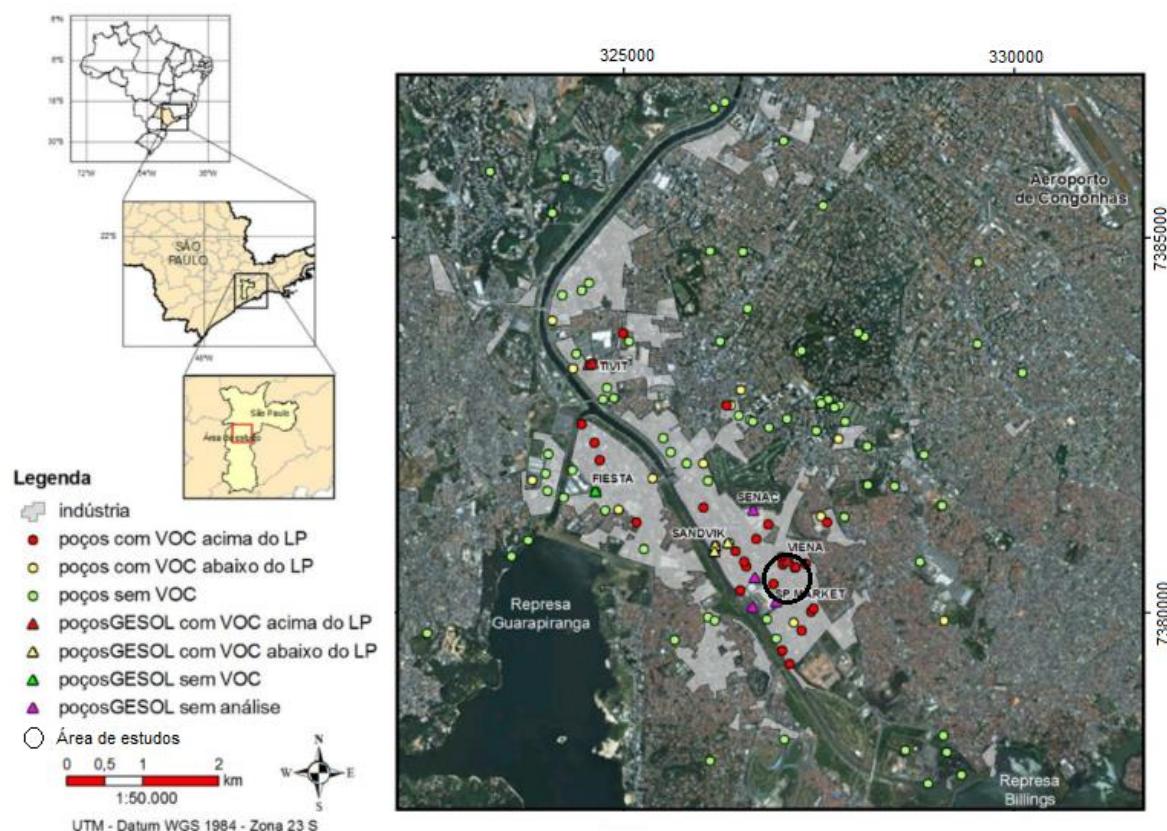


Figura 6: Teores de VOC em poços no entorno da área de estudos (círculo preto). Adaptado de Fiume (2013).

Com os dados obtidos através dos poços instalados na área de estudos, a empresa de consultoria responsável construiu diferentes mapas potenciométricos para cada unidade aquífera: aquífero aluvionar (Figura 7) e aquífero do solo de alteração (Figura 8).

Mapa Potenciométrico – Aluvião

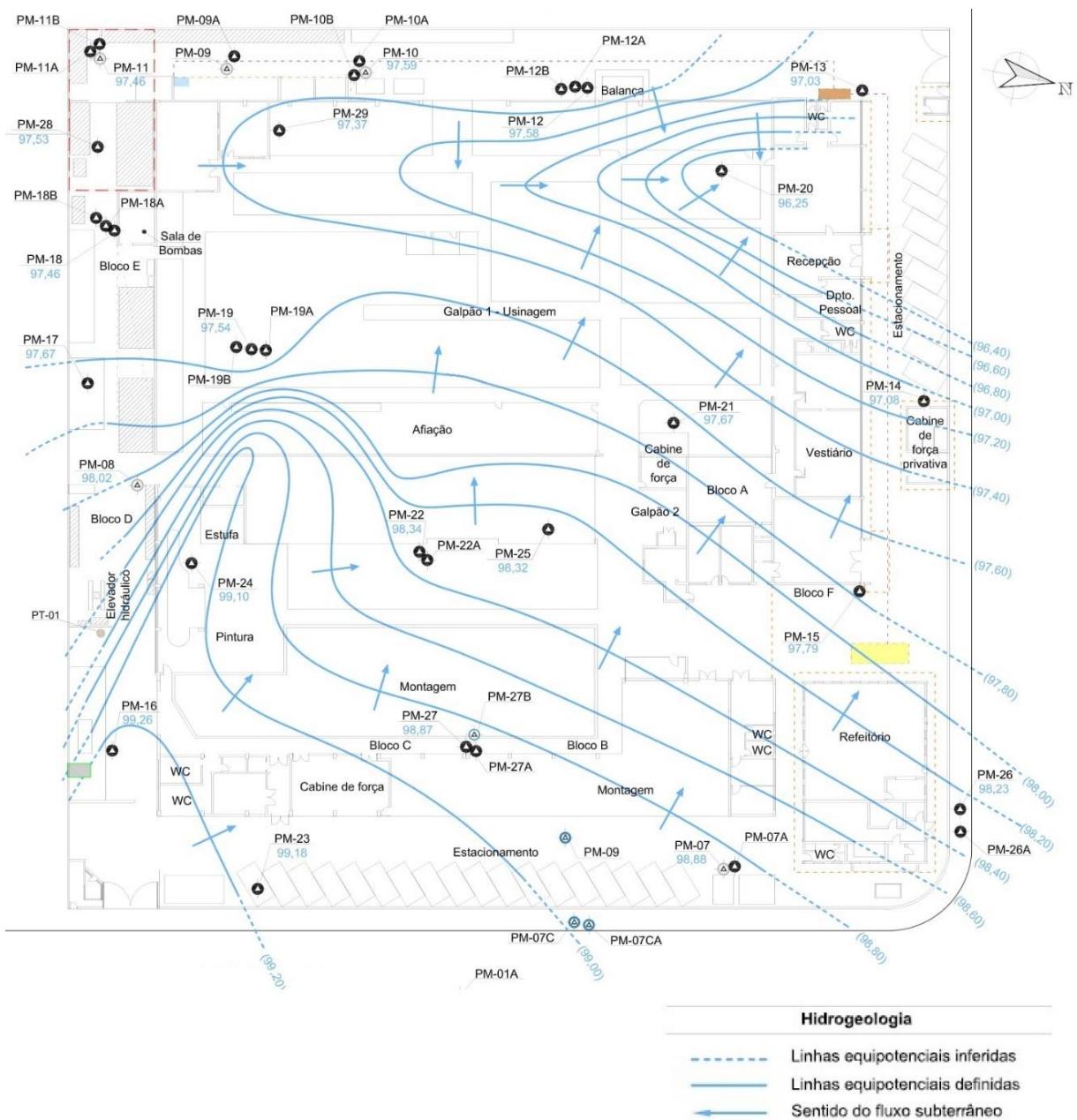


Figura 7: Mapa potenciométrico da área de estudos referente à porção aluvionar, com dados de 05/09/2012.

Extraído do relatório ambiental confeccionado pela empresa de consultoria responsável.

Mapa Potenciométrico – Solo de alteração

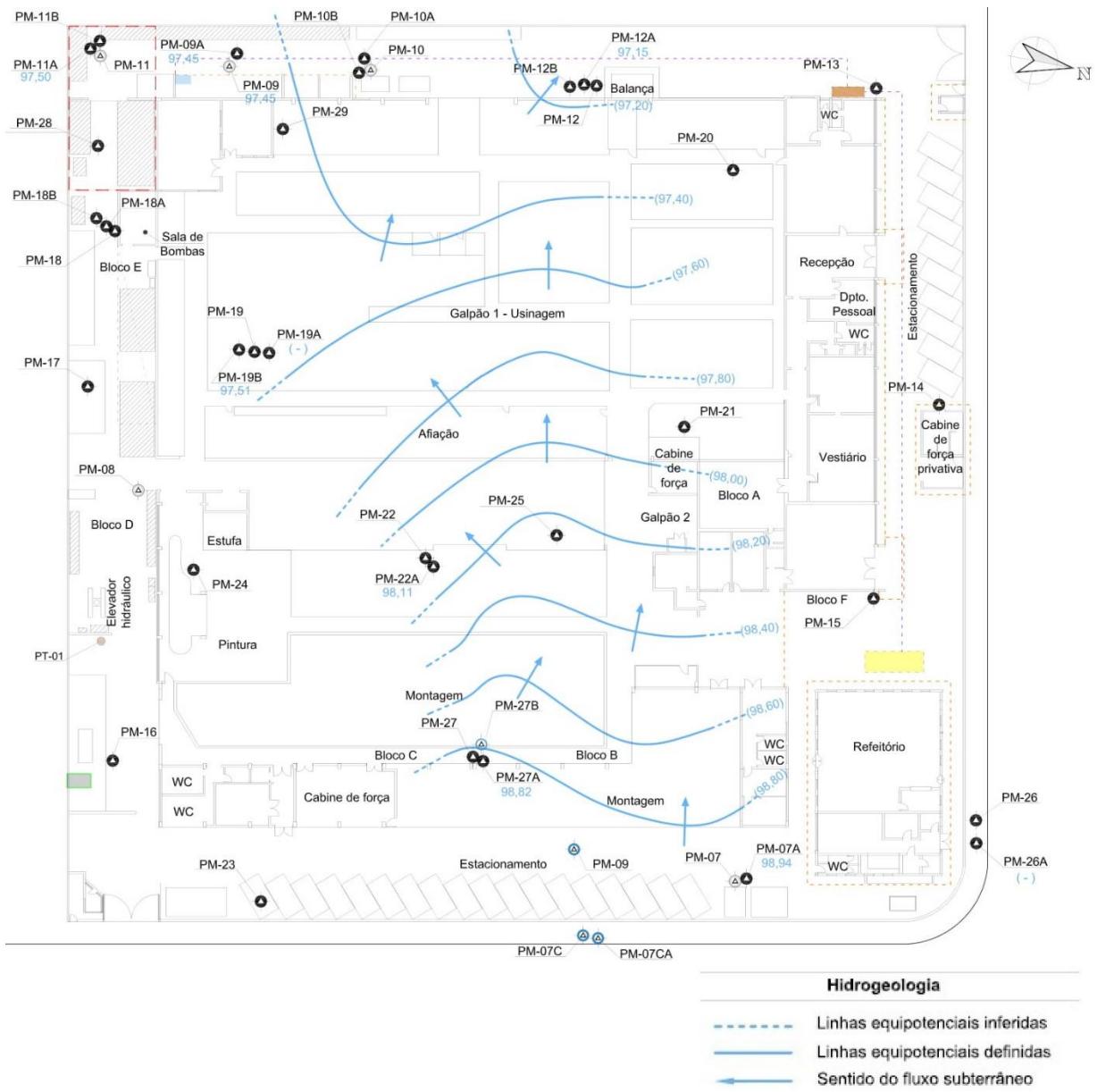


Figura 8: Mapa potenciométrico da área de estudos referente ao nível de alteração do pegmatito (solo de alteração), com dados de 05/09/2012. Extraído do relatório ambiental confeccionado pela empresa de consultoria responsável.

Mapas de plumas de contaminação também foram confeccionados pela empresa de consultoria ambiental, para se determinar a gravidade da contaminação da área. A Figura 9 exemplifica um mapa de concentrações de tetracloroeteno (PCE), um composto organoclorado bastante nocivo, no nível de alteração do xisto (solo de alteração). Observa-se que a área de estudos está afetada por este contaminante em concentrações maiores

que 1 mg/L, um valor bastante acima do limite de potabilidade proposto pela CETESB, de 40 µg/L.



Figura 9: Mapa da concentração de tetracloroeteno (PCE) no nível de alteração de xisto, na área de estudos. O mapa está considerando as concentrações na porção alterada de xisto. Extraído do relatório ambiental confeccionado pela empresa de consultoria responsável.

3.5 Trabalhos no Jurubatuba

O CEPAS-USP vem realizando diversos trabalhos de pesquisa na região do Canal do Jurubatuba, devido à grande complexidade ambiental que a região apresenta. Esses trabalhos são discutidos a seguir.

3.5.1 *Compilações de dados e classificação de áreas*

L'Apiccirella (2009) apresentou uma metodologia para delimitar estas áreas de restrição e controle de uso da água subterrânea, utilizando cadastro de poços, bases cartográficas, ensaios hidrodinâmicos e análises químicas de água, trabalhando estes dados em SIG. Foi observado que a rede de poços conecta os aquíferos sedimentares e o cristalino, tornando-se uma via significativa no transporte de contaminantes entre as partes superiores e inferiores dos aquíferos. Foram identificadas 2.490 áreas com elevado potencial de contaminação e 87 Áreas Contaminadas Declaradas (ACD), das quais 17 são contaminadas por organoclorados. Foram também identificadas fontes ativas de contaminação, como poços com a presença de fase livre e zonas de descarte irregulares destes contaminantes. Propôs-se então uma revisão na Área de Restrição e Controle declarada anteriormente pela CETESB, com base na densidade de atividades potenciais de contaminação, áreas declaradas contaminadas e poços de produção com a presença de contaminantes organoclorados, subdividindo-a em zonas de Alta, Média e Baixa restrição.

Barbosa (2015) também utilizou ferramentas de sistema de informação geográfica (SIG) para estudar a região do Jurubatuba. Desenvolveu um modelo de contaminação conceitual que integra os dados ambientais da área, e assim facilitar o trabalho de gerenciamento do problema da região. Através da criação de um banco de dados geográficos, foi possível identificar áreas que necessitam de mais informações e empreendimentos sem registros, além de localizar poços contaminados por organoclorados próximos a áreas que manipularam estas substâncias no passado. Foi identificada, através da observação de cargas hidráulicas, uma direção preferencial de fluxo de água no sentido do Rio Pinheiros. Foi sugerido também que o aquífero cristalino pode ter sua recarga influenciada pelos reservatórios Billings e Guarapiranga.

3.5.2 *Investigações hidrogeológicas*

Grande parte da complexidade ambiental do Jurubatuba existe devido ao Aquífero Cristalino da região, e seu sistema de fraturas. Fiume (2013), através de estudos de lineamentos locais e regionais, levantamento de fraturas em afloramentos e perfilagens geofísicas em poços profundos, caracterizou 5 principais grupos de fraturas na região do Jurubatuba. São eles (1) NW a NNW, subvertical; (2) E-W a ENE, subvertical; (3) NE,

subvertical; (4) E-W a WNW, mergulho entre 30º e 60º; e (5) NNE a NE, mergulho entre 10º e 40º. Estes grupos de fraturas foram separados segundo a sua importância no fluxo de água subterrânea, sendo o grupo (5) o mais importante, seguido dos grupos (1), (2) e (3) com importância intermediária e o grupo (4) com menor importância. O grau de importância do fluxo foi determinado tanto pelo uso de *flowmeter* nos poços, quanto pela descrição do estado das fraturas em afloramento.

Dentre os diversos estudos geológicos e hidrogeológicos na região do Jurubatuba, Pino (2017) e Lojkasek-Lima (2018) estudaram a mesma área que a do presente trabalho. Os autores aplicaram o método denominado “*Discrete Fracture Network Approach*” (DNF), desenvolvido por Parker (2007), para pesquisar o aquífero fraturado da área, bem como sua porção intemperizada, por meio de tecnologias avançadas de investigação e de monitoramento de água subterrânea e assim poder criar um modelo conceitual de contaminação presente no aquífero. Com a utilização deste método pretendeu-se entender em nível de detalhe as interações e os mecanismos de transporte existentes entre os diferentes horizontes intemperizados de rocha cristalina e os contaminantes presentes.

Nos trabalhos de Pino (2017) e Lojkasek-Lima (2018) foram realizados quatro furos de sondagem entre 2015 e 2016, tanto para descrever testemunhos de sondagem quanto para se instalar poços. Foram realizadas em um dos furos: perfilagens geofísicas de calibre, gamma natural, imageamento óptico (OPTV) e acústico (ATV), perfilagem de temperatura (ALS).

No contexto do método DNF, dois diferentes tipos de poços multiníveis de alta resolução foram instalados na área de estudos, um do tipo CMT – Continuous Multichannel Tubing™ e outro do tipo Westbay (Westbay Instruments), o primeiro com 7 portas de monitoramento, e o segundo com 16.

3.6 Caracterização da condutividade hidráulica

A água subterrânea flui em velocidades diferentes em materiais diferentes, mesmo apresentando a mesma carga hidráulica. Isso se deve à uma característica constante de cada tipo de solo, chamada de condutividade hidráulica (K). Materiais com uma granulometria maior (areias e cascalhos) apresentam um valor mais elevado de condutividade hidráulica, enquanto que frações de granulometria menores (argilas, por exemplo) possuem valores de condutividade menores (Freeze e Cherry, 1979). Diversos métodos podem ser empregados para se calcular a condutividade hidráulica de um meio aquífero. Neste trabalho, são apresentados dois métodos: *slug test* e cálculo de condutividade utilizando os dados de amostragem de água por baixa vazão.

3.6.1 Slug e Bail tests

Estes ensaios de permeabilidade são realizados na zona saturada do aquífero. Aplica-se uma carga no aquífero, introduzindo ou removendo subitamente um volume conhecido (em geral um sólido cilíndrico) no interior do poço em que se deseja saber a condutividade hidráulica. Com isso, o nível d'água é elevado ou rebaixado de forma instantânea, respectivamente. Quando o volume é inserido no poço, o teste se chama *slug test*, e quando ele é removido, se chama *bail test* (Figura 10). Os dados de monitoramento do nível d'água no poço resultam em uma curva de rebaixamento (*slug test*) ou recuperação (*bail test*) em função do tempo, a qual é interpretada através dos métodos de Hvorslev (1951) ou Bouwer e Rice (1976) para obtenção da condutividade hidráulica do meio.

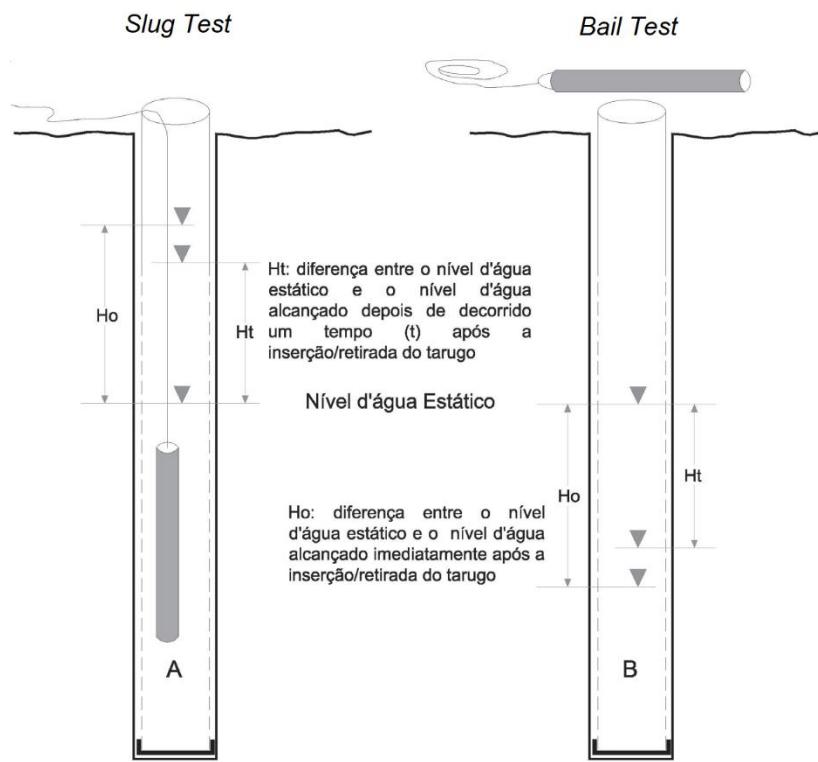


Figura 10: Diagrama de *slug* e *bail tests*. No *slug test* há a introdução de um volume no interior do poço, o qual é removido durante o *bail test*. Extraído de ABGE (2013).

O método de Hvorslev (1951) utiliza a Equação 1 para calcular a condutividade elétrica.

$$K = \frac{r^2 \ln(L_e/R)}{2L_e T_0}$$

(Equação 1)

onde:

K - condutividade hidráulica (cm/s);
r - raio interno do revestimento (cm);
R - raio do poço (cm);
L_e - comprimento do filtro (cm);
T_o - tempo que leva para o nível da água cair a 37% da posição inicial (s).

O método de Bouwer e Rice (1976) utiliza as Equações 2 e 3 para calcular a condutividade hidráulica:

$$K = \frac{r_c^2 \ln(R_e / R)}{2Le} \frac{1}{t} \ln\left(\frac{H_0}{H_t}\right)$$

(Equação 2)

$$\ln \frac{R_e}{R} = \left[\frac{1.1}{\ln(L_w / R)} + \frac{A + B \ln[(h - L_w) / R]}{L_e / R} \right]^{-1}$$

(Equação 3)

onde:

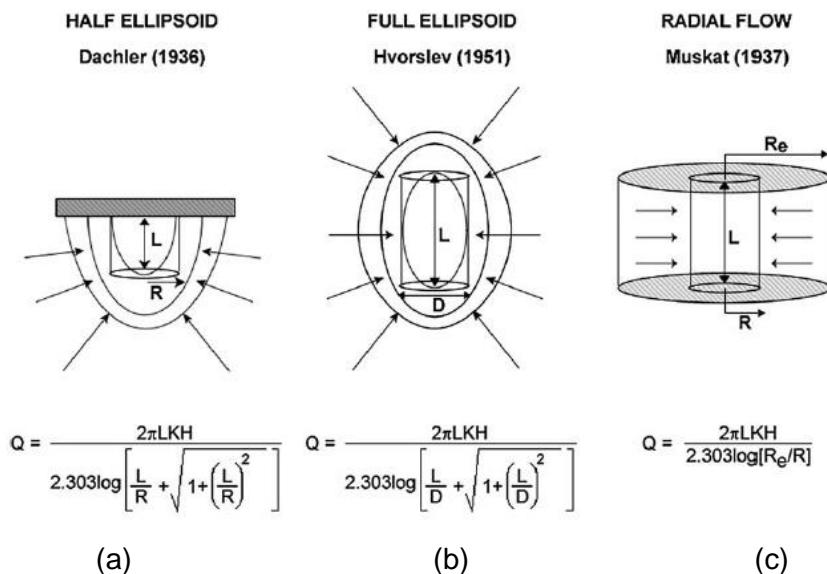
K - condutividade hidráulica (cm/s);
r_c - raio do revestimento (cm). Este valor deve sofrer uma correção devida à porosidade do pré-filtro;
R - raio do poço (cm);
Re - distância radial efetiva em que a carga é dissipada (cm);
Le - comprimento do filtro ou intervalo por onde a água se infiltra (cm);
Lw - distância da superfície da água à base do filtro (cm);
Ho - rebaixamento no tempo t = 0 (cm);
Ht - rebaixamento no tempo t = t (cm);
T - tempo decorrido após H = 0 (s);
A, B e C - valores adimensionais, obtidos através da relação Le/R.

3.6.2 Cálculo da condutividade hidráulica utilizando os dados de amostragem de água por baixa vazão

Uma maneira diferente de se calcular a condutividade hidráulica de uma camada é através dos dados obtidos durante uma amostragem de água por baixa vazão. Este método é tão eficiente quanto o *slug test* (Robbins et al. 2009).

No método de amostragem de água por baixa vazão, o bombeamento é feito com vazões geralmente menores que 1 L/min, para que não haja um grande rebaixamento do nível d'água. Uma vez que o nível dinâmico é estabilizado e os parâmetros físico-químicos

da água se tornam constantes, pode-se realizar a amostragem. Através dos valores de vazão e rebaixamento do nível d'água, em conjunto com dados construtivos do poço em que a água está sendo amostrada, pode-se calcular a condutividade hidráulica. Realizando estas medidas apenas uma vez, este método se torna altamente dependente de se conseguir atingir a situação em que o nível d'água é constante, tal qual a precisão na determinação da vazão utilizada na amostragem (Robbins et al. 2009). Três fórmulas podem ser utilizadas para se realizar este cálculo (Figura 11).



Onde:

Q = vazão constante;

L = comprimento de entrada de água;

K = condutividade hidráulica;

H = rebaixamento com bombeamento constante;

R = raio do poço;

D = diâmetro do poço;

R_e = raio de influência.

Figura 11: Os três casos para se calcular a condutividade hidráulica utilizando os dados de amostragem de água por baixa vazão e as respectivas fórmulas de cálculo. Extraído de Robbins et al. (2009).

A primeira equação (Figura 8a) foi proposta por Dachler (1936) e é conhecida como “half ellipsoid”. Aborda o caso de um fluxo de água que está partindo ou indo para um limite impermeável (camada impermeável ou o nível d'água), ou seja, quando parte do filtro do poço está neste limite. As superfícies equipotenciais formam o desenho de um meio-ellipsoide.

Em seguida, considera-se a fórmula de Hvorslev (1951) para a situação do “*full ellipsoid*”. Neste não há um limite impermeável no caminho do fluxo, ou seja, o filtro do poço está completamente submerso e inserido em uma camada permeável. As linhas equipotenciais formam um elipsoide completo ao redor do filtro do poço.

A terceira equação apresentada por Robbins et al. (2009) é utilizada para fluxos radiais (*radial flow*), quando há poços totalmente penetrantes, que atravessam toda a camada aquífera. Isso faz com que as linhas de fluxo sejam radiais ao poço. Pode também ser aplicado a poços parcialmente penetrantes, em que a anisotropia do aquífero faça o fluxo ser radial. A equação para calcular a condutividade hidráulica quando há *radial flow* é apresentada por Muskat (1937).

3.7 Poços multiníveis de monitoramento

Sistemas de poços de monitoramento convencionais possuem apenas uma seção filtrante por perfuração, e por isso têm limitações. Devido a isso, sistemas de poços de monitoramento multinível não convencionais podem apresentar vantagens em relação aos sistemas convencionais. Os poços tipo Westbay e CMT são exemplos de sistemas não convencionais que se mostram superiores na confecção de perfis detalhados de carga hidráulica, por apresentarem a possibilidade de realizar medições de carga hidráulica em diversas profundidades diferentes em um único furo de sondagem.

O poço do tipo CMT pode monitorar até 7 zonas diferentes em um mesmo furo, e pode ser instalado tanto em sedimentos quanto em rochas do embasamento (Einarson e Cherry, 2002). A Figura 12 mostra uma seção transversal de como funciona o poço do tipo CMT, e a boca do poço CMT instalado na área de estudos. Em seu interior há 7 diferentes tubos, 6 pelo lado de fora e um tubo central. Antes do poço ser instalado, portas são abertas escolhendo 7 diferentes profundidades, utilizando um tubo para cada nível escolhido. Este poço pode ser utilizado para medir cargas hidráulicas e coletar amostras de água subterrânea. A carga hidráulica é medida com um medidor de nível d’água de diâmetro reduzido, especial para o tubo do CMT.

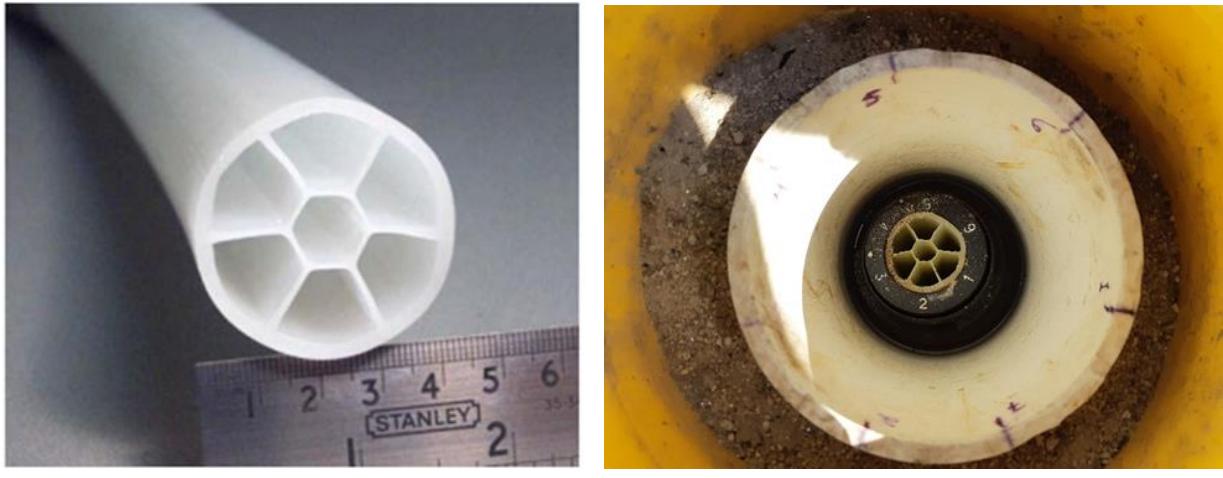


Figura 12: (a) Seção transversal em um poço multinível do tipo CMT (Fonte: Dumble et al., 2006).
 (b) Boca do poço CMT instalado na área de estudos.

Einarson e Cherry (2002) mostraram que dados hidráulicos obtidos através de sistemas multinível de alta resolução apresentam vantagens em relação aos dados de sistemas multinível convencionais. Os autores exemplificam o uso de poços CMT em diferentes estudos de caso, utilizando medidas de carga hidráulica e concentrações de contaminantes para realizar o modelamento em zonas de monitoramento discretas de aquíferos porosos.

Os poços do tipo Westbay, por sua vez, apresentam a vantagem de poderem ter ilimitados níveis de monitoramento em um mesmo poço, pré-definidos antes da instalação. Os poços Westbay são compostos por quatro partes principais (Figura 13): obturador, porta de monitoramento, tubo liso e porta de bombeamento. O poço instalado na área de estudos possui 16 portas de monitoramento e 4 portas de bombeamento, instaladas em diferentes profundidades.

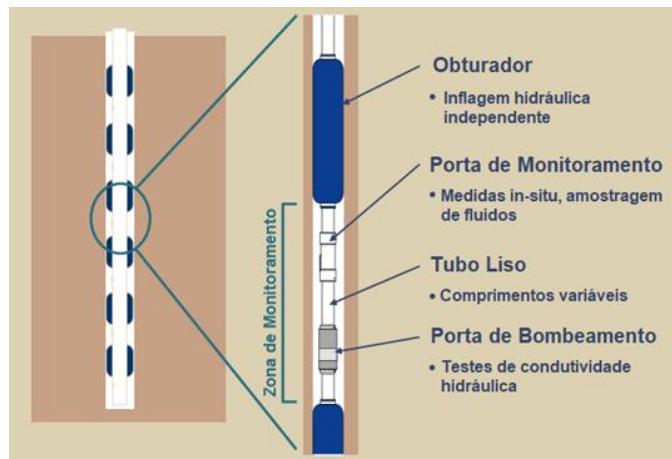


Figura 13: Componentes de um poço do tipo Westbay. Traduzido de: Meyer et al. (2012).

3.8 Monitoramento de cargas hidráulicas utilizando poços multiníveis

Unidades hidrogeológicas são partições do domínio de fluxo de água subterrânea consistentes em uma escala espacial específica (Meyer et al., 2008). Elas podem possuir tanto uma geometria simples, como camadas sobrepostas, quanto geometrias mais complexas; entretanto, devem ter extensão tal que seja possível identificá-las nas medições. Cada unidade hidrogeológica é hidraulicamente distinta entre si, porém as unidades adjacentes são em certo grau conectadas entre si, e a natureza desta conexão é importante. A definição de unidades hidrogeológicas fundamenta-se em grande parte na identificação de contrastes de condutividade hidráulica vertical (K_v) em profundidade (Meyer et al., 2014). A delineação destas unidades serve como base para modelos de fluxo de água subterrânea conceituais e numéricos, o que é essencial para se entender a migração de uma pluma de contaminante (Meyer et al., 2014).

Meyer et al. (2008) dividiram sua área de estudo em diferentes “unidades hidrogeológicas”. Esta divisão não foi possível de ser identificada por métodos convencionais, apenas utilizando poços tipo Westbay. Isso porque a resolução de um perfil de carga hidráulica depende da diferença total de cargas entre todo o perfil no trecho de interesse, e depende também do número e comprimento dos intervalos de monitoramento (Meyer et al., 2008). Quanto maior for a diferença entre as cargas hidráulicas verticais, mais fácil será a percepção de diferenças sutis de cargas hidráulicas ao longo do perfil. Por sua vez, o número de intervalos de medida afeta a quantidade de dados obtidos, e evita que mudanças na carga hidráulica não sejam detectadas. Por este motivo, poços Westbay foram de fundamental importância. Utilizando este sistema de poços, pode-se delimitar a espessura e posição das zonas com K_v contrastantes, o que não seria possível com um poço multinível convencional.

A Figura 14 exemplifica como o perfil vertical de carga hidráulica é utilizado para separar diferentes unidades hidrogeológicas (na figura, HGUs). As HGUs possuem condutividades hidráulicas verticais diferentes, que acarretam em uma mudança na inclinação do perfil de carga hidráulica (variação no gradiente hidráulico vertical). Os contrastes de inclinação marcam o contato entre diferentes unidades hidrogeológicas.

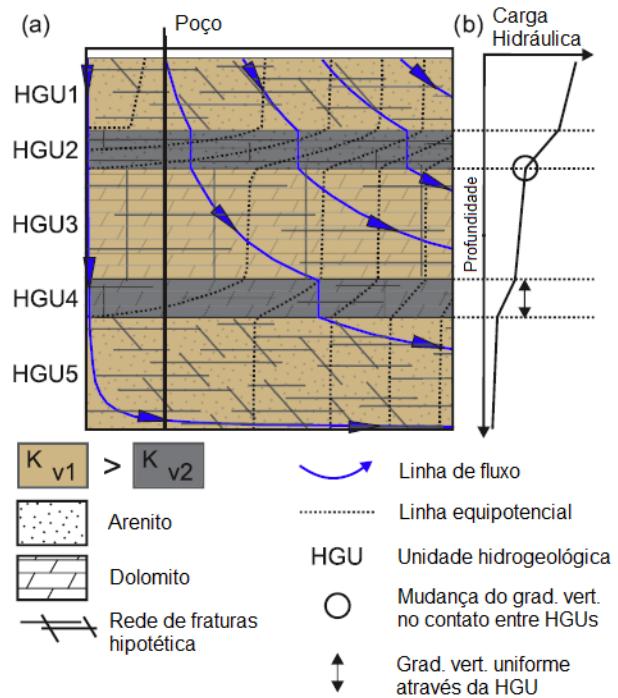


Figura 14: Perfil de alta resolução de carga hidráulica utilizado para identificar contrastes de K_v e delimitar unidades hidrogeológicas. Traduzido de Meyer et al. (2014).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Para avaliação dos potenciais hidráulicos da área de estudos, foram abordados 4 diferentes aspectos geológicos e hidrogeológicos: (i) a geometria das unidades aquíferas, (ii) a condutividade hidráulica destas camadas, (iii) a variação das cargas hidráulicas de níveis potenciais rasos e (iv) a variação da carga hidráulica vertical. As atividades referentes a cada um desses pontos são descritas nos itens a seguir.

4.1 Confecção de mapas

Para se analisar a configuração dos aquíferos da área estudada, foram confeccionados diversos mapas de tipos diferentes, através do software de interpolação de dados *Surfer* versão 15. Foram confeccionados mapas de carga hidráulica, espessura de sedimentos, espessura de sedimentos saturados, profundidade do topo do solo de alteração, profundidade da base do solo de alteração e espessura do solo de alteração. Os dados utilizados nestes mapas foram obtidos através dos perfis construtivos dos poços de monitoramento e planta de localização destes poços. Além disso, os dados de carga

hidráulica de diferentes épocas foram obtidos em relatórios elaborados pela empresa de consultoria ambiental responsável pela área.

Primeiramente, criou-se no *Surfer* um *grid* de dados para cada mapa, utilizando-se os dados de interesse de cada mapa (p.e. cargas hidráulicas ou dados de espessura ou profundidade de camadas aquíferas). Estes *grids* foram criados através da configuração padrão do programa, que utilizou o método de krigagem para interpolar os dados. Para todos os mapas restringiu-se a área do *grid* com as coordenadas da área de estudos. Nos mapas de carga hidráulica do aluvião, foram utilizados 96 nós na direção X e 100 nós na direção Y. Já nos mapas de carga hidráulica do solo de alteração foram utilizados, na maior parte dos casos, 85 nós na direção X e 100 nós na direção Y, conforme sugestão do programa.

Após a confecção dos *grids*, mapas de contorno foram criados a partir destes arquivos, e plotados acima da planta da área estudada. Para todos os mapas foram utilizados intervalos de contorno de 0,5. Para melhor visualização, a paleta de cores *Rainbow* foi escolhida. Para cada mapa também foram plotados os poços utilizados para se obter cada *grid*, juntamente com o valor de referência da informação obtida em cada poço.

Os mapas de espessura de sedimento saturado foram confeccionados utilizando-se a ferramenta “*Math*” do programa *Surfer*. Realizou-se a subtração entre um *grid* calculado de carga hidráulica do sedimento com o *grid* de profundidade do topo do solo de alteração, obtendo-se assim apenas a espessura saturada de sedimentos. O mapa de espessura de solo de alteração, da mesma maneira, foi feito a partir da subtração do *grid* de cota do topo do solo de alteração pelo *grid* de cota da base do solo de alteração.

4.2 Poços CMT e Westbay

No presente estudo foram realizadas 20 medições de carga hidráulica de cada poço de monitoramento escolhido, com periodicidade aproximadamente semanal. Foram monitorados os poços CMT, Westbay, e os poços convencionais do trio de poços PM-11, o trio de poços PM-30 e o poço PM-31.

Na área de estudos, os poços CMT e Westbay foram instalados com uma distância de 1,2 metros entre si. O perfil construtivo e geológico do poço CMT está apresentado na figura 15, assim como a localização dos poços. Já o perfil construtivo do poço Westbay está apresentado na Figura 16, representados com a devida profundidade de cada uma de suas portas.

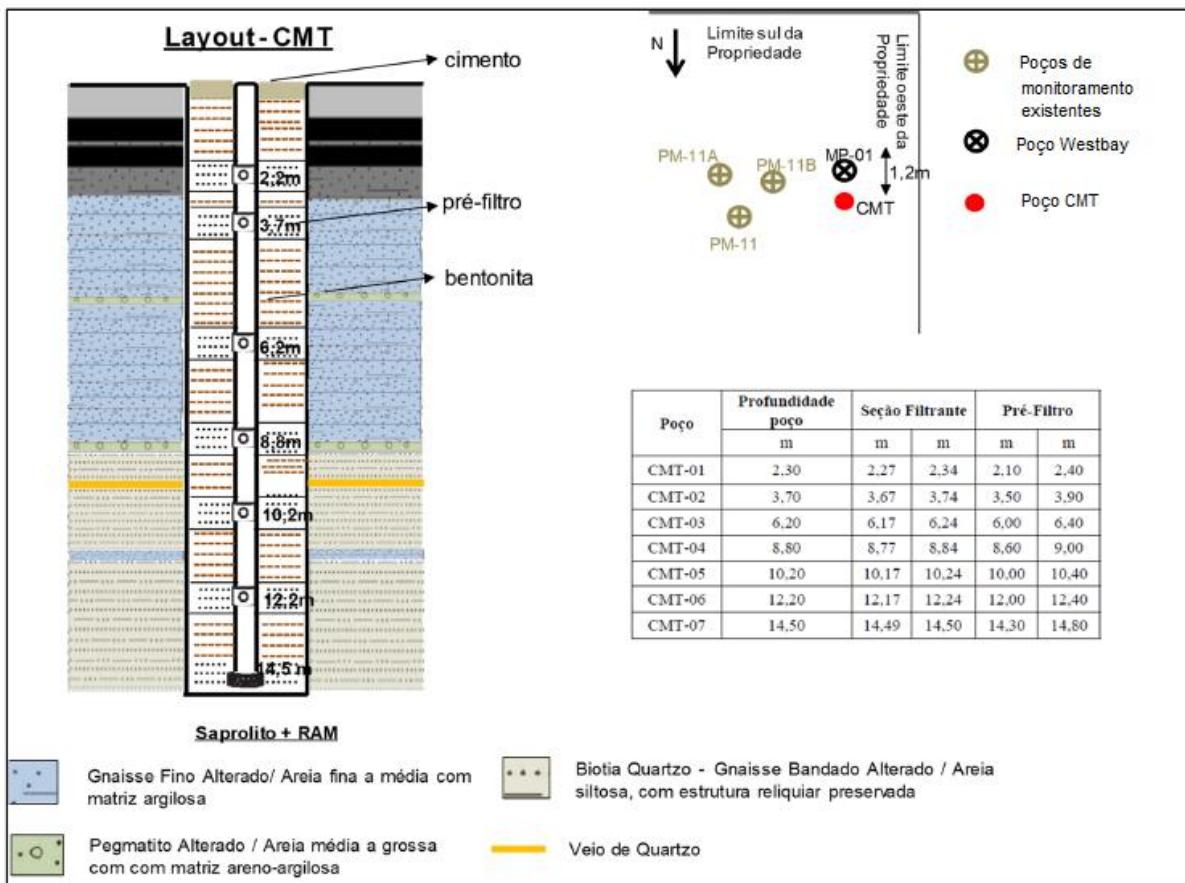


Figura 15: Perfil geológico-construtivo do poço CMT e mapa de localização na área de estudos, próximos ao trio de poços PM-11. Extraído de Lojkasek-Lima (2018).

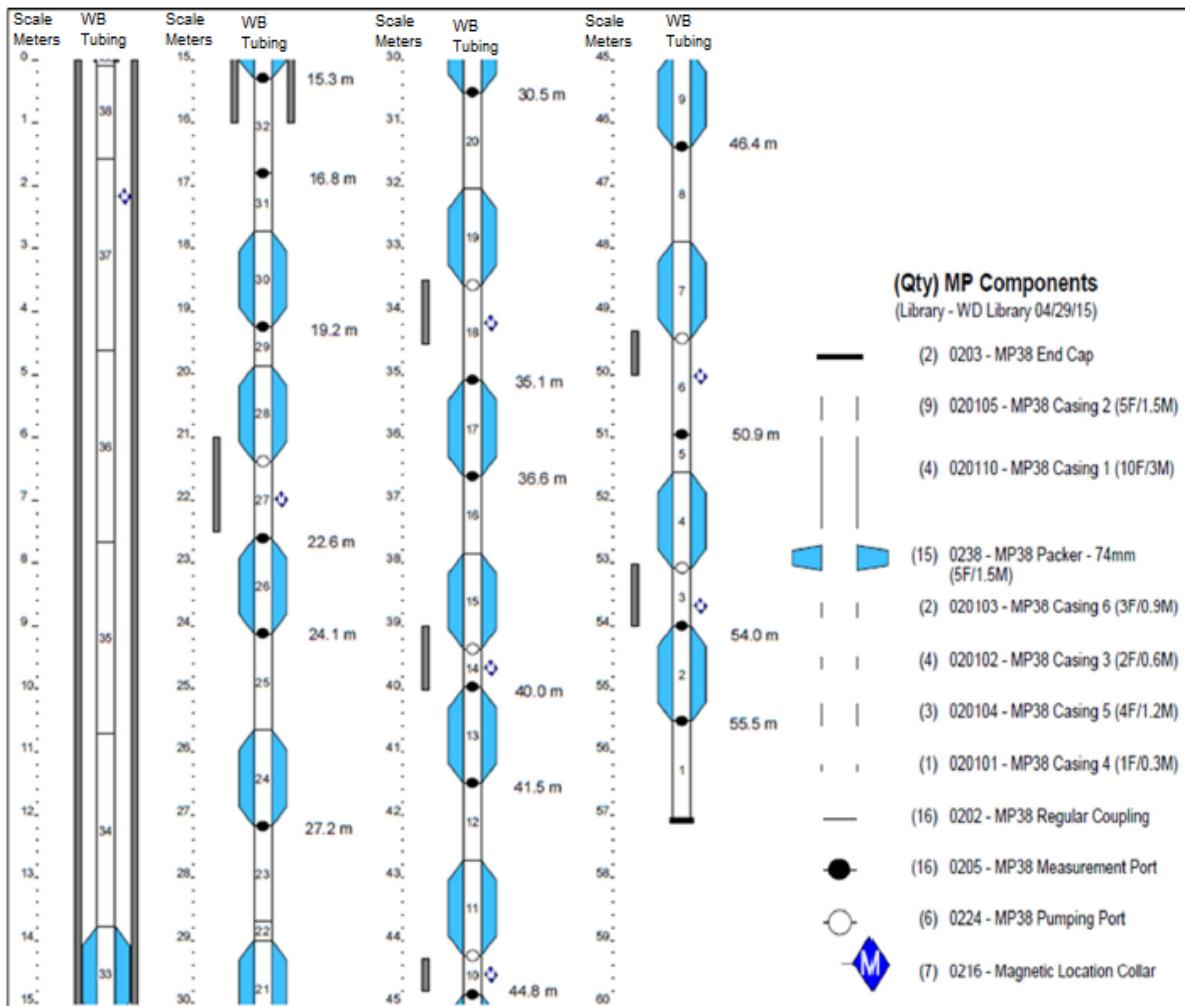


Figura 16: Perfil construtivo do poço Westbay. Extraído de Lojkasek-Lima (2018).

No poço multinível Westbay, o monitoramento das cargas hidráulicas de cada uma das 16 portas é feito através de uma sonda tipo EMS 4698 (Figura 17a). Esta se acopla às portas de monitoramento, permitindo assim a realização das medidas *in situ*. A descida da sonda pelo interior do poço é feita utilizando um tripé com controlador de profundidade (Figura 17b). Para realizar a leitura dos dados, acopla-se a sonda à interface MAGI – MOSDAX Automated Groundwater Interface (Figura 16a). Esta envia os sinais para que a sonda possa pousar na profundidade de interesse, acoplar-se à porta de monitoramento, realizar a medição da pressão de fluido. Os dados obtidos são anotados em uma planilha padrão fornecida pela própria Westbay Instruments, denominada “Westbay Piezometric Pressures/Levels Field Data and Calculation Sheet” (Pressões/níveis piezométricas – dados de campo e planilha de cálculo da Westbay).

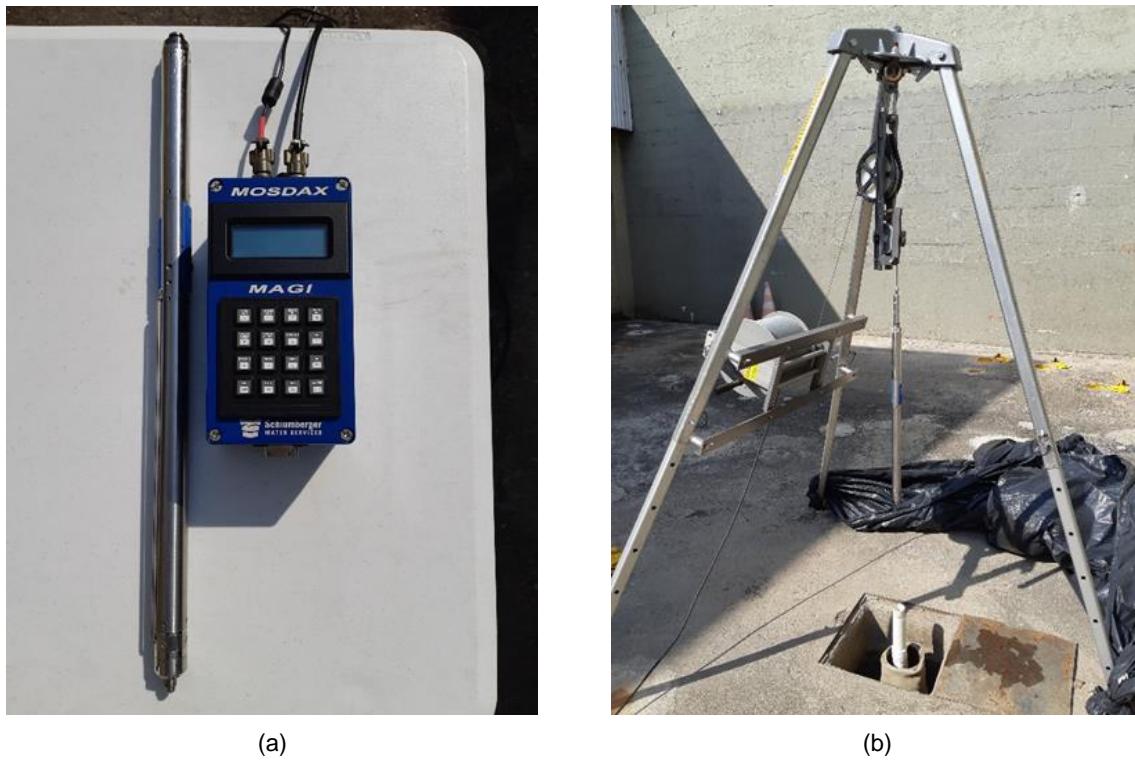


Figura 17: (a): Sonda EMS 4698 (esquerda) e MAGI – MOSDAX *Automated Groundwater Interface* (direita).
 (b): Tripé com a sonda EMS 4698 instalados acima do poço Westbay.

Primeiramente, toma-se nota do valor de pressão atmosférica (P_{atm}) com a sonda na superfície, e anota-se também a temperatura ambiente e o horário de início das medidas. A sonda é então inserida no poço e levada até a primeira porta, localizada na base do poço. Depois de cada medida, a sonda é trazida para cima até a próxima porta. Em cada porta, primeiro se realiza a medida de pressão de fluido no interior do poço com a porta fechada (P_1). Abre-se então a porta, e a pressão de fluido exterior é medida (P_2). Mede-se também a temperatura da água e toma-se nota do horário. A porta é então fechada, e toma-se nota novamente da pressão interna do poço (P_1), para atestar que a porta foi corretamente fechada. Após realizar as medições em todas as portas, ergue-se a sonda até a superfície, e novamente medidas de pressão atmosférica, temperatura e horário são anotadas.

As medidas de pressão de fluido obtidas em libra-força por polegada quadrada (psi) com a porta aberta (P_2) devem ser convertidas posteriormente a metros de coluna d'água, para poderem ser interpretadas. Primeiro calcula-se a carga de pressão H , através da Equação 2, sendo $w = 1,422 \text{ psi} / \text{m de H}_2\text{O}$.

$$H = (P_2 - P_{atm}) / w \quad (\text{Equação 4})$$

Em seguida, calcula-se o nível piezométrico de água do lado de fora da porta (Dz), através da Equação 5. Dp é a profundidade de cada porta em relação à superfície.

$$Dz = Dp - H$$

(Equação 5)

Para o monitoramento da carga hidráulica dos demais poços (CMT e PMs), é utilizado um medidor de nível d'água convencional. A partir da obtenção da profundidade do nível d'água, pode-se obter a carga hidráulica de cada um dos poços, realizando a diferença entre a cota da boca de cada poço e a profundidade do nível d'água medida.

4.3 Gradiente hidráulico vertical

Através dos dados de carga hidráulica obtidos nos poços Westbay e CMT, foi possível calcular o gradiente hidráulico vertical entre diferentes pares de portas adjacentes destes poços, conforme preconizado por Meyer (2014). A Equação 6 demonstra como calcular o gradiente hidráulico vertical, onde o gradiente hidráulico vertical é dado por i_v , $H1$ é a carga hidráulica da porta mais rasa, e $H2$ a carga hidráulica da porta mais profunda. L é a distância entre as portas.

$$i_v = (H2 - H1) / L$$

(Equação 6)

No caso das portas do poço Westbay, é utilizado o tamanho do obturador como distância L entre as portas (0,9 m). Já entre as portas do poço CMT, são utilizadas as medidas construtivas do poço, pois o intervalo entre cada porta varia. Foi utilizada a distância entre cada trecho de pré-filtro, separada por camadas de bentonita, que funcionam como uma espécie de obturador, em comparação com o poço Westbay.

Utilizando a Equação 6, um valor negativo de i_v indicaria que o gradiente hidráulico vertical geraria um fluxo descendente de água, e um valor positivo, portanto, um fluxo ascendente.

O grau de precisão da sonda EMS 4698 é de 0,04 m/m. Isto indica que valores de gradiente hidráulico vertical calculados entre os valores de 0,04 e -0,04 não podem ser interpretados nem como um fluxo preferencial ascendente e nem descendente. Portanto, neste intervalo de valores pode-se concluir que o fluxo de água horizontal deve apresentar maior importância na seção considerada.

Após ter calculado todos os gradientes verticais entre os pares de portas dos poços Westbay e CMT, gráficos foram elaborados para cada par de portas. No eixo X foram plotados os valores de gradiente hidráulico, e no eixo Y as datas em que cada medida de

carga hidráulica foi tomada. Para as portas do poço Westbay, uma linha vermelha marca o intervalo de precisão da sonda, nos valores de 0,04 e -0,04.

Utilizando-se o programa *WellCAD* versão 5.2 da ALT, foram elaborados perfis verticais contendo os gradientes hidráulicos calculados em suas devidas profundidades, ao lado do perfil construtivo dos poços CMT e Westbay (extraídos de Pino, 2017). Os gradientes são representados entre os obturadores dos poços, visto que foi neste trecho que eles foram calculados. Foram confeccionados perfis para todas as datas monitoradas. Cada figura apresenta um mês de monitoramento, com todos os perfis deste mês. Estes perfis estão apresentados no Anexo 4. No trecho calculado a partir dos dados obtidos no poço Westbay, foram desenhadas linhas vermelhas marcando o intervalo de erro da sonda, onde o fluxo de água preferencial é horizontal.

Foi elaborado também um perfil no *WellCAD* que compara a transmissividade das fraturas do aquífero fraturado com diferentes gradientes hidráulicos calculados, para investigar uma possível relação entre estes dados. Os dados de transmissividade foram obtidos por Pino et al. (2018).

4.4 Cálculo de condutividade hidráulica (K)

Foram obtidos dados de condutividade hidráulica nos poços convencionais através de duas maneiras distintas. A primeira foi a partir da compilação de *slug tests* realizados previamente pela empresa de consultoria ambiental que estudou a área. O segundo método foi através de cálculos efetuados neste trabalho utilizando dados obtidos durante amostragem de água por baixa vazão, método apresentado por Robbins et al. (2009), explicado no item 3.6.2. Estes dados foram retirados das fichas de campo presentes no “Relatório de investigação ambiental complementar, monitoramento analítico de vapores e de água subterrânea e avaliação de risco à saúde humana”, elaborado pela empresa de consultoria ambiental responsável pela área.

Os dados de condutividade hidráulica foram então plotados em planta, também utilizando-se o software *Surfer*, para se comparar espacialmente a variação da condutividade. Foram elaborados mapas para a camada de aluvião e solo de alteração, comparando as condutividades obtidas a partir do *slug test* e pelo método de amostragem de água por baixa vazão. A confecção destes mapas seguiu os passos descritos no item 4.1.

4.5 Cálculo do balanço hídrico

Utilizando-se da lei de Darcy, é possível calcular a vazão de água que se movimenta entre diferentes unidades aquíferas. No presente trabalho, foram calculadas as vazões de

água que estão fluindo do aquífero aluvionar para unidade do solo de alteração, e da unidade do solo de alteração para a rocha sã. Também foi calculada a componente de vazão horizontal de água, que está saindo da área de estudos lateralmente. A lei de Darcy está representada na equação 7.

$$Q = K * \Delta H / \Delta L * A$$

(Equação 7)

Onde:

Q = vazão;

K = condutividade hidráulica;

ΔH = variação de carga hidráulica;

ΔL = distância em que ocorre a variação de carga hidráulica ΔH ;

A = área pela qual a água está fluindo.

Para o cálculo de vazão que está fluindo entre as diferentes camadas, utilizou-se a área da planta estudada, que possui área A de 1000 metros quadrados. Utilizando o programa *Surfer*, foram calculadas a média das variações de carga hidráulica (ΔH), e também da média de espessura de camada (ΔL). Para isso, foram utilizados mapas do dia 04/12/2017, pois esta data apresentava mais dados, tanto para a camada de aluvião quanto para a de solo de alteração. Calculou-se também a média das condutividades hidráulicas. Como a condutividade hidráulica do aluvião utilizando o método de *slug test* foi a única que apresentou uma variação espacial razoável, também foi utilizado o programa *Surfer* para se calcular a média. Já a média de condutividade hidráulica do solo de alteração foi calculada através de uma média aritmética de todos os dados obtidos por *slug test*.

A vazão de água entre a unidade de solo de alteração e a rocha fraturada foi calculada utilizando-se como ΔH a diferença entre a média de carga hidráulica entre as portas WB15 e WB16 do poço Westbay, e a média de carga hidráulica da camada de solo de alteração, obtida pelo programa *Surfer*. As portas WB15 e WB16 são as portas mais rasas deste poço, e encontram-se logo no começo da rocha fraturada. Estes dados foram obtidos no dia 01/12/2017.

Para se calcular a vazão de água fluindo lateralmente pela camada de solo de alteração, utilizou-se o valor de K médio calculado e a espessura média da camada de solo de alteração multiplicada pelo comprimento da lateral da planta (100 metros) como área. Para o cálculo de $\Delta H / \Delta L$ foi utilizada a variação na carga hidráulica no comprimento de toda a planta.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Para avaliação do modelo hidrogeológico da área de estudos foram abordados 4 diferentes aspectos da área: geometria das unidades aquíferas, condutividade hidráulica das camadas, variação da carga hidráulica de níveis potenciais rasos, e variação vertical da carga hidráulica.

A variação da potociometria varia de acordo com a lei de Darcy, representada na equação 7 abaixo, em que Q é a vazão de água, K é a condutividade hidráulica, dH é a variação de carga hidráulica em uma distância dL , e A é a área pela qual a água está fluindo.

$$Q = K * (dH/dL) * A$$

(Equação 7)

Sabe-se que a vazão Q é constante ao longo da mesma camada geológica, pois a mesma quantidade de água deve estar fluindo por toda a camada. Sabe-se também que o gradiente hidráulico (dH/dL) é constante em um intervalo de espaço. Os parâmetros que podem então variar são a condutividade hidráulica e a área (espessura) da camada geológica do meio, de modo que estes foram foco da investigação desenvolvida neste trabalho, conforme discutido nos itens a seguir.

5.1 Geometria das unidades aquíferas

Através da confecção de diferentes mapas, foi possível conhecer a distribuição e a geometria das unidades aquíferas superiores: a dos sedimentos aluvionares e a do solo de alteração. Foram elaborados mapas de espessura total de sedimentos, espessura de sedimentos saturados em diferentes épocas, profundidade do topo do solo de alteração e profundidade da base do solo de alteração, resultando também em uma medida da espessura total de solo de alteração.

5.1.1 Espessura do meio poroso saturado

A área de estudos está inteiramente coberta por sedimentos aluvionares (Figuras 18 a 20). Os mapas de espessura do meio poroso saturado (espessura de sedimento saturado) foram elaborados para duas datas diferentes: 13 de junho de 2010 e 04 de dezembro de 2017. O mapa da data de junho representa um período de seca, com baixa quantidade de chuvas. Já o mapa com os dados da data de dezembro representa um período com grande

quantidade de chuvas. Comparando-se os dois mapas, observa-se que ambos apresentam um padrão de linhas bastante similar, e também uma espessura de sedimento saturado bastante parecida. Os mapas obedecem ao padrão de espessura de sedimentos total (Figura 18), ou seja, as porções com maior camada de sedimento apresentam também maior espessura saturada. Isto é o esperado. A espessura total de sedimentos varia de 8 metros na porção mais espessa a 2 metros na mais delgada. Já a espessura de sedimentos saturadas varia tanto nas épocas secas como nas úmidas entre 7 metros na parte mais espessa e -0,5 metros na mais rasa. Já a espessura negativa indica que nesta região o nível de água está abaixo da camada de sedimentos, ou seja, esta porção sedimentar encontra-se seca. Neste caso, até 0,5 metros abaixo da camada de aluvião.

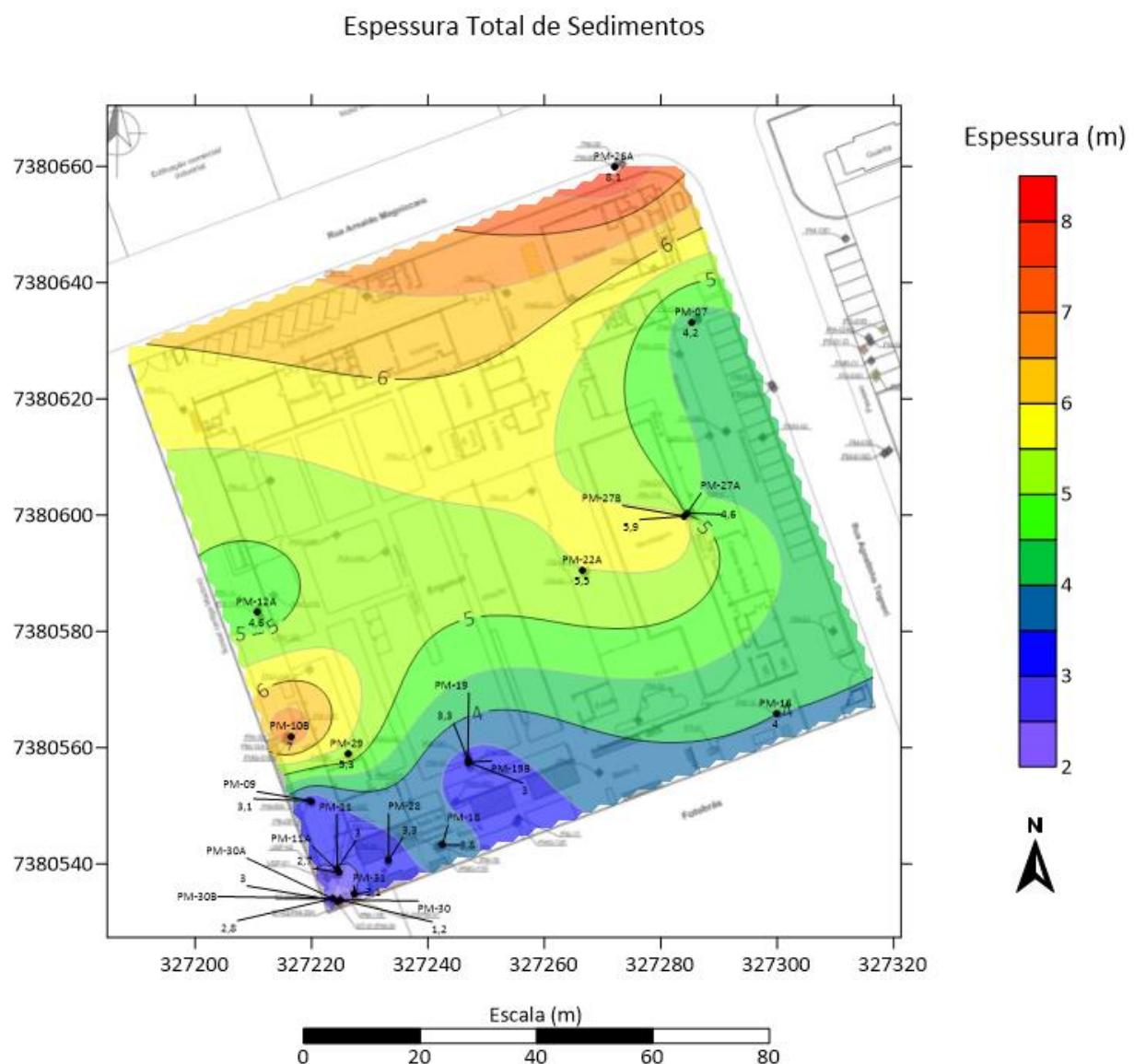


Figura 18: Espessura total de sedimentos na área de estudos.

Espessura de Sedimento Saturado
13/06/2010

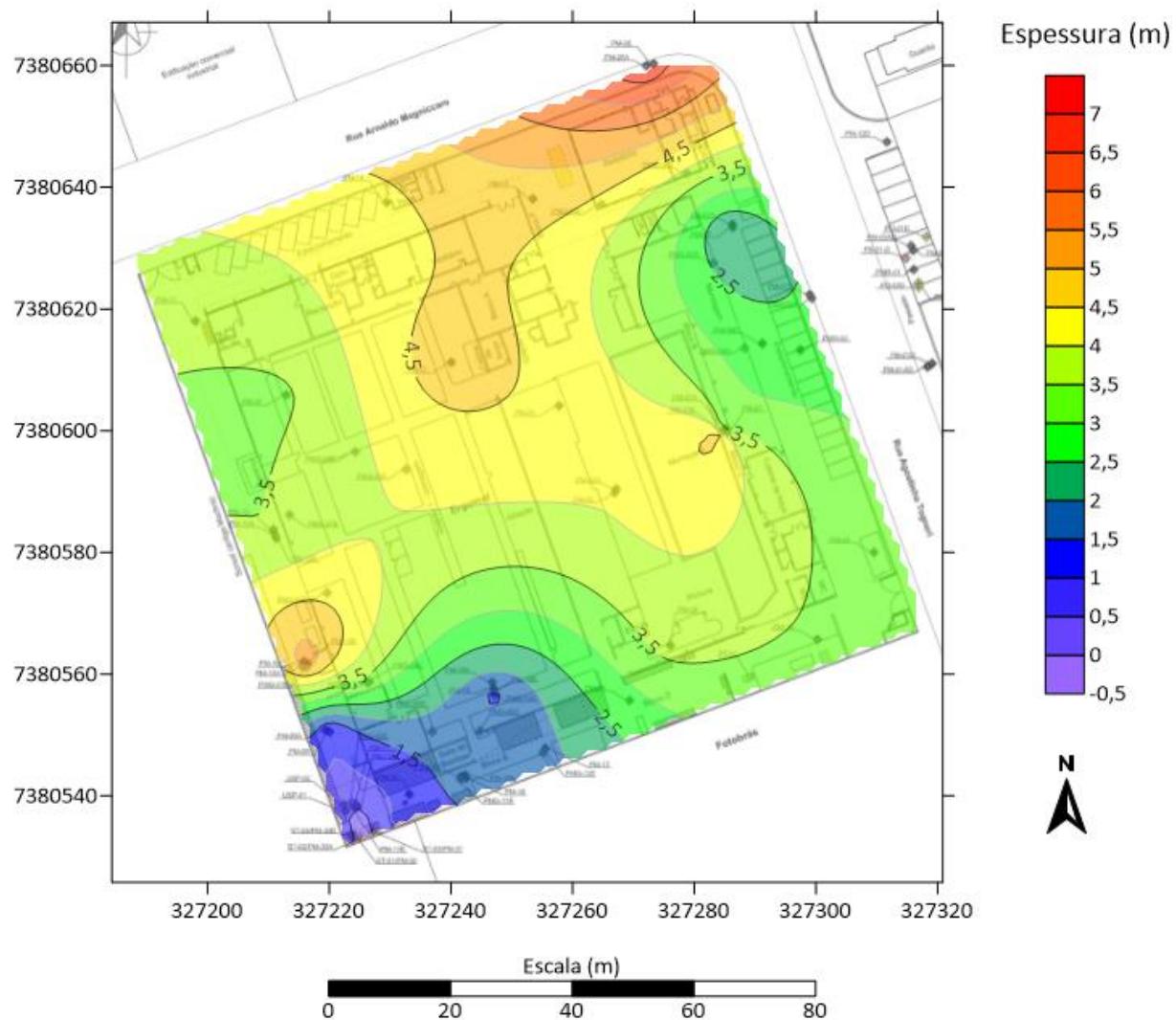


Figura 19: Mapa de espessura de sedimentos saturados para 13/06/2010.

Espessura de Sedimento Saturado

04/12/2017

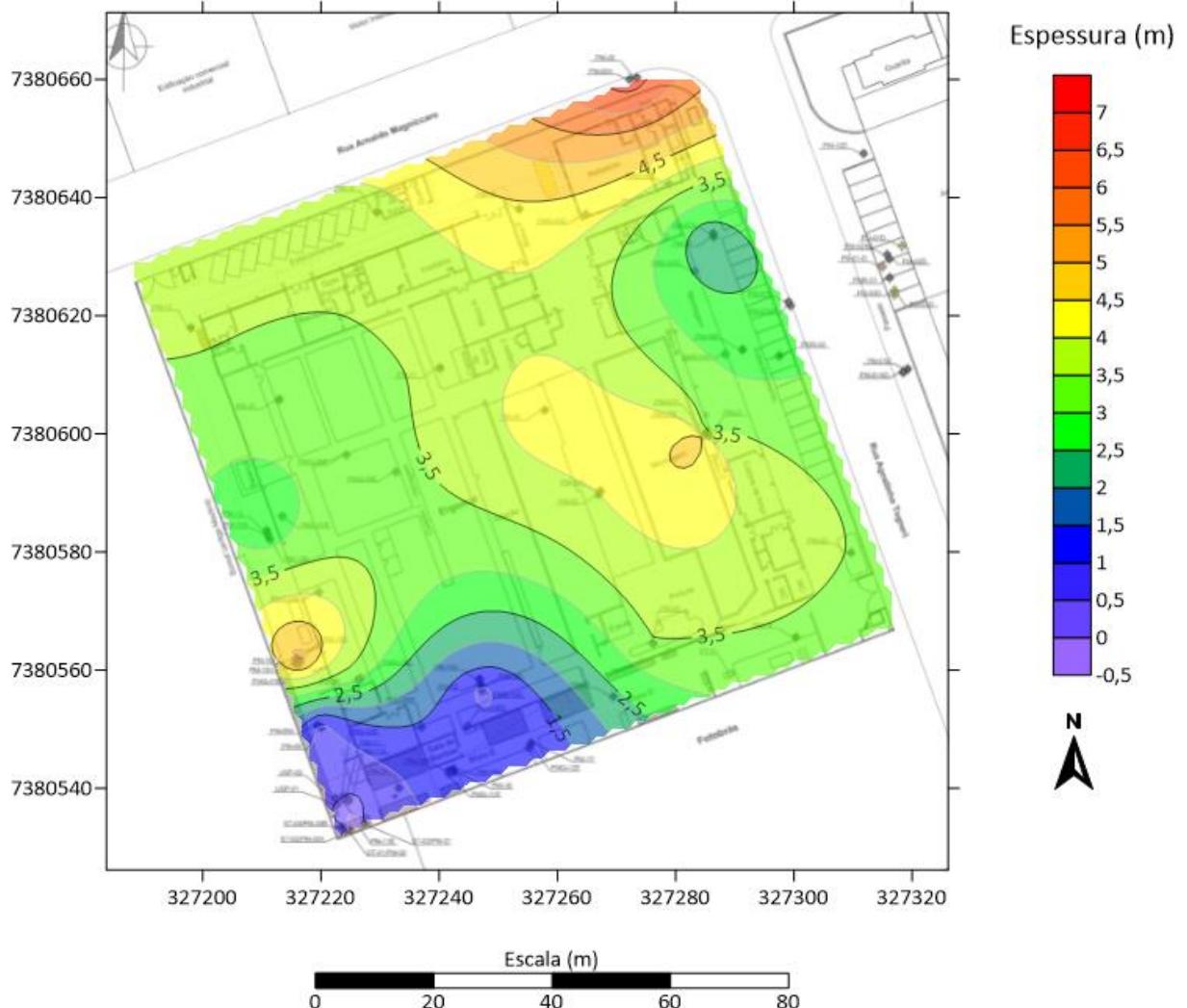


Figura 19: Mapa de espessura de sedimentos saturados para 04/12/2017.

5.1.2 Topografia do topo do solo de alteração

Abaixo dos sedimentos há uma camada de solo de alteração, originalmente uma rocha cristalina sã. O mapa de profundidade do topo do solo de alteração mostra como seria a superfície de rocha cristalina sobre a qual essa camada sedimentar teria se depositado (Figura 21). Observa-se que nas porções em que o embasamento está mais profundo há uma maior coluna de sedimento depositados, enquanto que nas partes mais rasas, a coluna de sedimento é mais estreita (Figuras 18 a 20).

Topografia do topo do solo de alteração

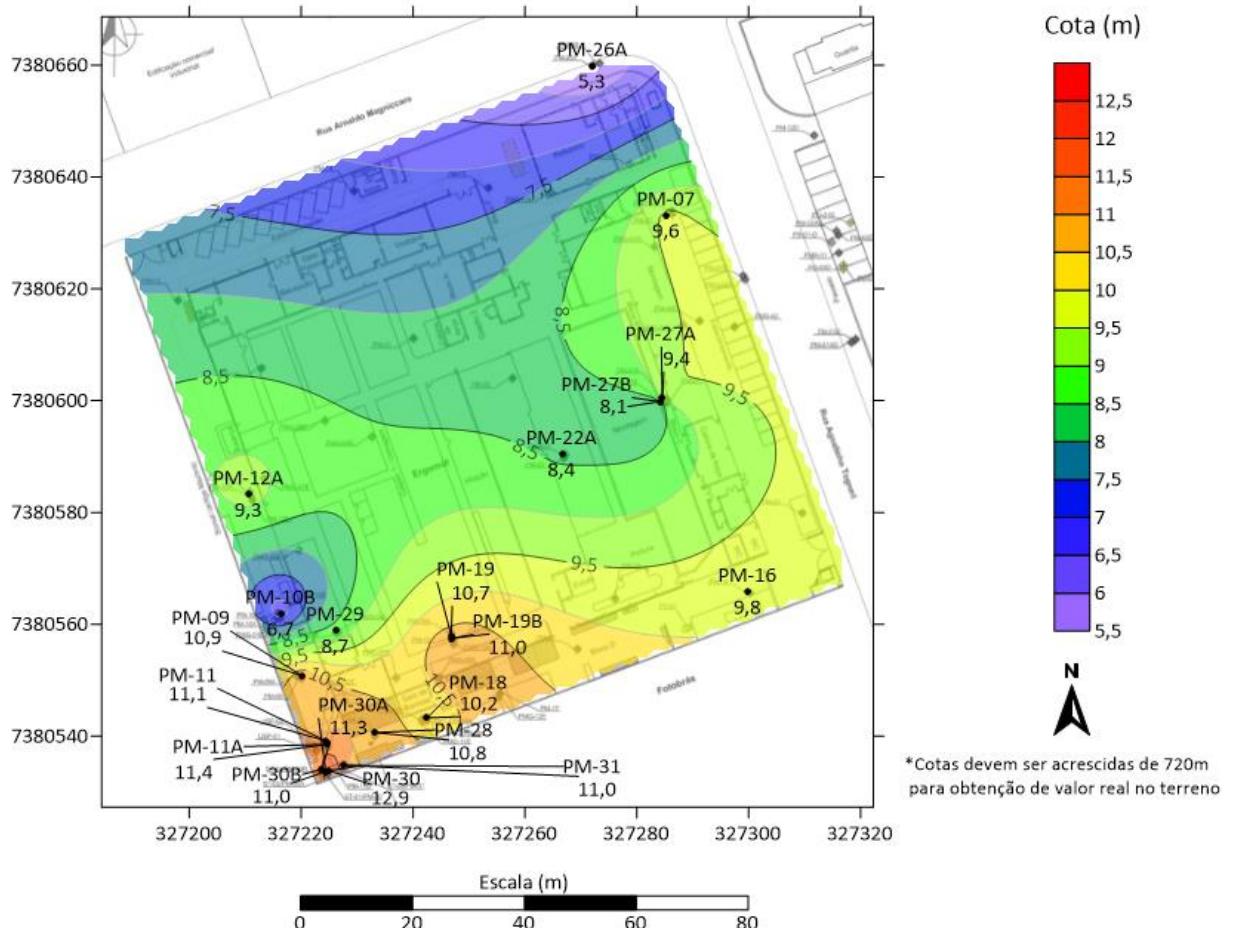


Figura 21: Topografia do topo do solo de alteração.

A superfície de solo de alteração não é plana. Em toda a área de estudos, há um declive máximo de 7,5 metros entre a cota mais elevada e a mais baixa (Figura 21). O vértice sul da área apresenta a cota mais elevada do embasamento, enquanto que é na borda norte que se encontra a porção mais baixa dessa rocha cristalina. Observando-se os mapas de espessura de sedimentos total, percebe-se que a porção mais à norte da área é a que possui a maior espessura de sedimentos, 8 metros. Estes sedimentos foram depositados na declividade do embasamento, portanto compõem uma camada mais espessa. A porção do extremo sul da área, por sua vez, apresenta apenas 2 metros de sedimentos, visto que o embasamento está em uma cota mais elevada. Neste trecho, o sedimento depositado acima não se encontra saturado (Figuras 19 e 20).

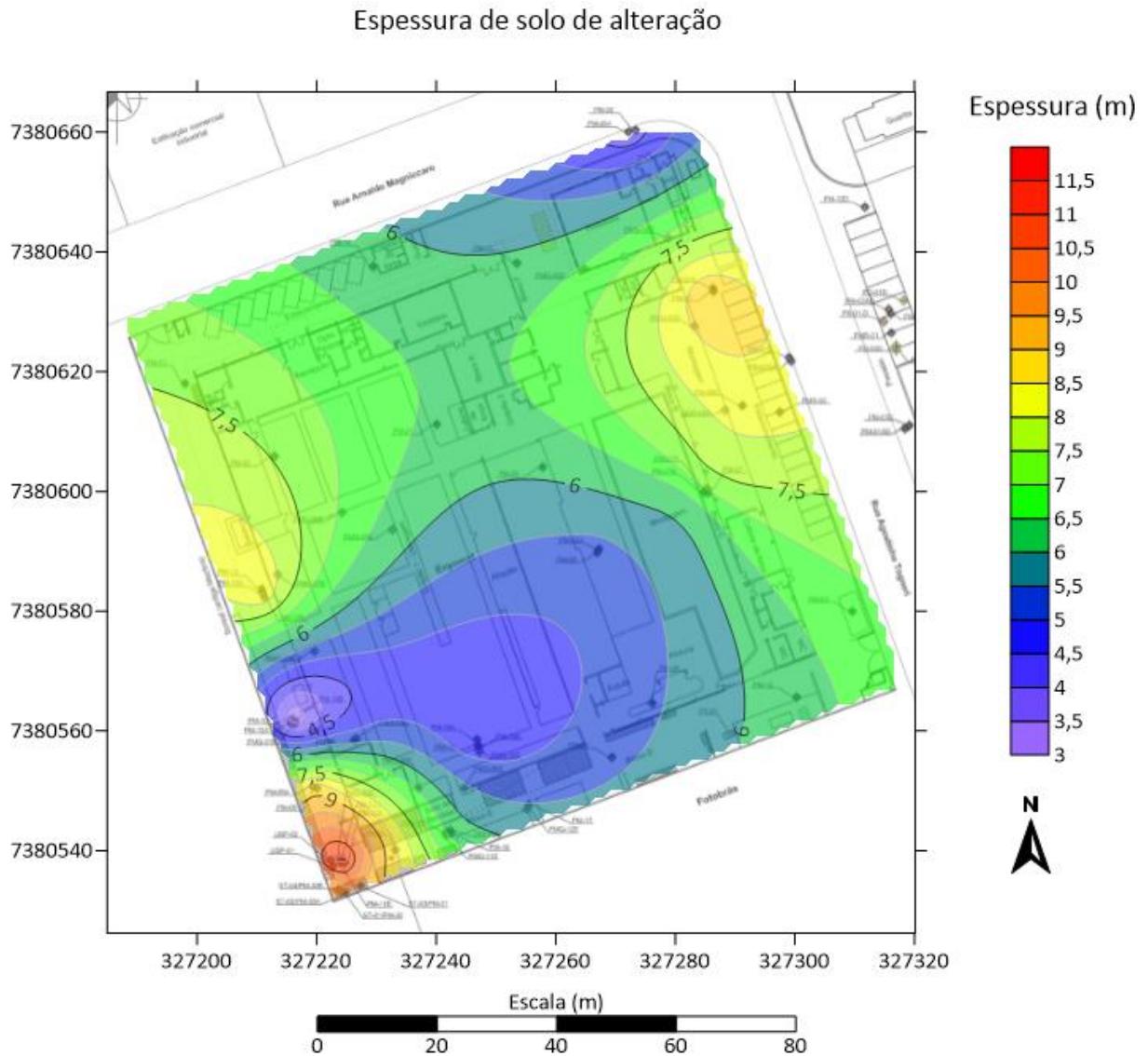
Há uma declividade mais abrupta na porção sul do mapa (Figura 21), e a parte central se apresenta mais plana na maior parte da área, porém com um declive para norte. Esta porção central da área apresenta uma espessura intermediária de sedimentos, entre 5 e 6 metros.

É possível notar que a borda leste da área apresenta uma maior elevação que a porção central, representada pelo poço PM-07 (Figura 21). Ela apresenta em quase que em toda a sua extensão uma espessura média de sedimentos entre 4,0 e 4,5 metros, uma camada mais estreita que na porção central. Nota-se também que na borda oeste há uma cavidade abrupta no embasamento (poço PM-10B). Nele, observa-se uma grande espessura de sedimentos, chegando a até 7 metros. Ao seu redor, porém, a espessura normal de sedimentos seria de apenas 5,5 metros. Esta cavidade no embasamento poderia ser explicada pelo processo sedimentar que forma as panelas. Nele, através do fluxo de água do sistema fluvial, cascalhos erodem o embasamento, criando uma depressão na rocha. Outras explicações podem estar relacionadas a algum possível erro na descrição do perfil geológico do poço em questão, em que teria sido descrito uma maior espessura de sedimentos aluvionares do que realmente estaria presente na área.

5.1.3 *Espessura do solo de alteração*

Em relação à quantidade de solo de alteração da área de estudos, observa-se que ele não apresenta a mesma espessura em todas as regiões (Figura 22). Através da elaboração do mapa de espessura de solo de alteração, foi observada uma variação de espessura entre 3 metros na porção mais delgada e 11,5 metros na mais espessa. A porção que apresenta a maior espessura de solo de alteração encontra-se no vértice sul da área. As bordas noroeste e nordeste também apresentam espessuras mais elevadas, entre 7,5 e 8 metros. Já a porção central da área tem uma espessura menor, entre 3,5 e 6 metros. A parte centro norte da área é um pouco mais espessa, variando de 6 a 7,5 metros.

Comparando-se o mapa que apresenta a cota de topo do solo de alteração (Figura 21) com o mapa de espessura de solo de alteração (Figura 22), percebe-se que as regiões que apresentam uma cota de solo de alteração mais elevada também apresentam uma maior espessura de solo de alteração. Isso ocorre provavelmente porque parte da camada de solo de alteração pode ter sido erodida pelo sistema fluvial responsável pela deposição de sedimentos, diminuindo o topo do solo de alteração e, consequentemente, a espessura do mesmo.



5.1.4 Topografia da base do solo de alteração

Com base no mapa de base do solo de alteração (Figura 23), pode-se observar que a metade sul do mapa apresenta uma profundidade mais rasa de manto de intemperismo, em comparação com a metade norte do mapa. É possível que a falta de poços profundos que cheguem até o topo da rocha sã na porção norte da área de estudos esteja criando uma falsa impressão de que toda a região seja mais profunda. Mas, levando em conta que o embasamento apresenta uma menor cota na porção norte da área, (de acordo com o mapa “topo do solo de alteração”), e que a espessura de manto de intemperismo seja inicialmente constante, o mapa de base do solo de alteração deveria sim apresentar esta tendência de o solo de alteração chegar até porções mais profundas.

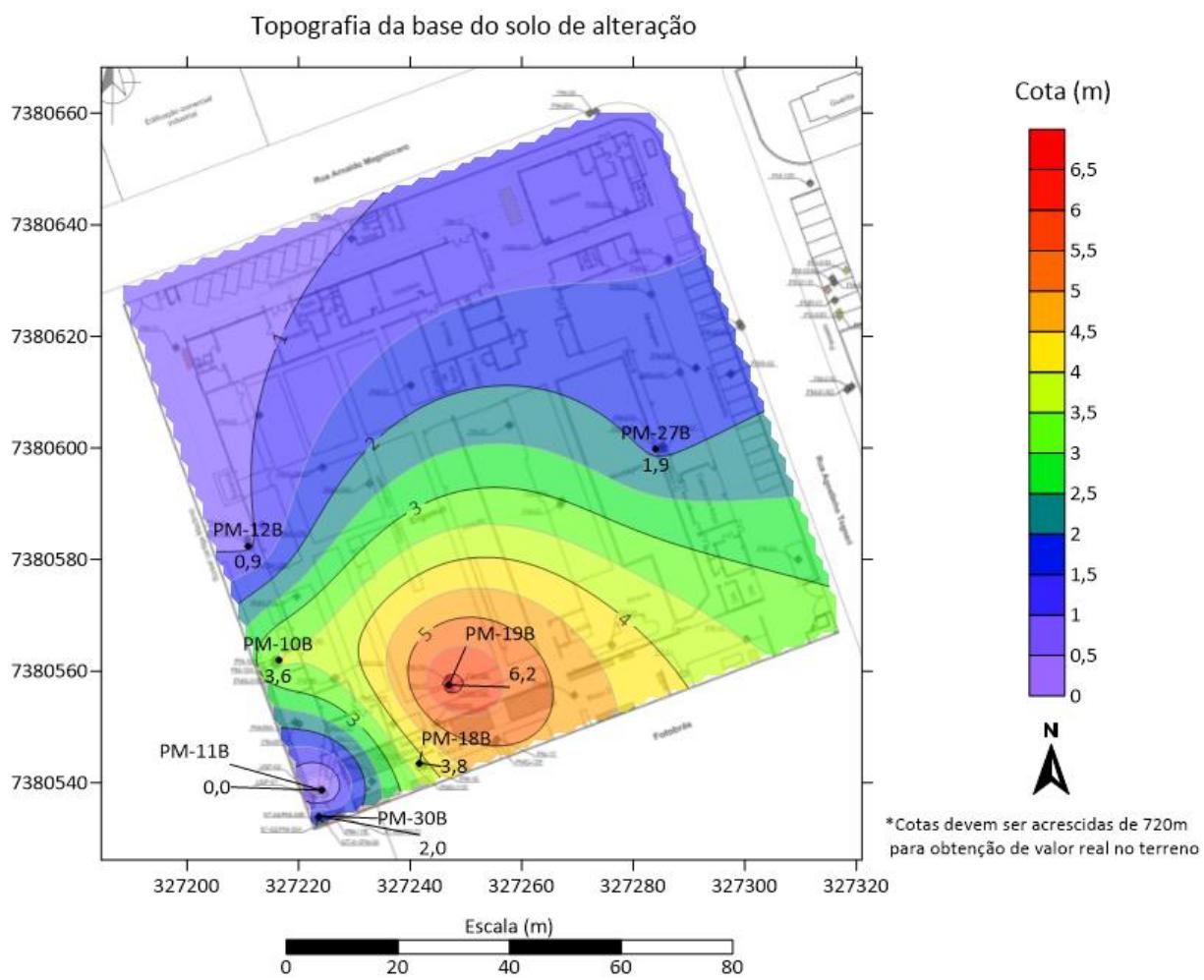


Figura 23: Topografia da base do solo de alteração.

5.2 Condutividade hidráulica das camadas aquíferas rasas

Dados de condutividade hidráulica das camadas aquíferas rasas (sedimentar e solo de alteração) presentes na área de estudos puderam ser obtidos através de dois métodos diferentes (Tabelas 2 e 3). O primeiro, através de ensaios *slug* realizados pela empresa de consultoria ambiental que estudou previamente a área. O segundo, através dos dados de nível d'água e vazão obtidos durante a amostragem de água pelo método de baixa vazão, como descrito por Robbins et al. (2009). Esta amostragem de água foi realizada também pela empresa de consultoria ambiental, e os dados foram obtidos nas fichas de campo do relatório de 2018.

Tabela 2: Condutividade hidráulica (K) da camada de aluvião, calculada a partir de *slug test* e pelos dados do método de amostragem de água por baixa vazão (Robbins et al, 2009).

Poço	Litologia	K (cm/s) - <i>Slug test</i>	K (cm/s) - Baixa Vazão
PM-08	Aluvião	1,09E-04	-
PM-10	Aluvião	1,96E-03	2,67E-04
PM-10A	Aluvião	3,23E-04	6,99E-04
PM-12	Aluvião	5,59E-05	1,89E-04
PM-13	Aluvião	1,72E-03	6,96E-04
PM-14	Aluvião	2,46E-04	1,60E-03
PM-15	Aluvião	-	1,04E-03
PM-16	Aluvião	-	5,28E-04
PM-17	Aluvião	1,80E-03	9,15E-04
PM-18	Aluvião	4,32E-03	-
PM-20	Aluvião	1,94E-03	9,54E-04
PM-21	Aluvião	2,98E-04	2,05E-03
PM-22	Aluvião	2,81E-04	1,82E-04
PM-23	Aluvião	-	7,11E-04
PM-24	Aluvião	-	5,52E-04
PM-25	Aluvião	-	4,74E-03
PM-26	Aluvião	-	4,06E-04
PM-27	Aluvião	-	2,95E-03
PM-29	Aluvião	3,31E-05	5,81E-04

Tabela 3: Condutividade hidráulica (K) da camada de solo de alteração, calculada a partir de *slug test* e pelos dados do método de amostragem de água por baixa vazão (Robbins et al, 2009)

Poço	Litologia	K (cm/s) - <i>Slug test</i>	K (cm/s) - Baixa Vazão
PM-07A	Solo de alteração	-	3,26E-03
PM-09	Solo de alteração	2,72E-04	3,63E-04
PM-09A	Solo de alteração	2,97E-03	4,89E-03
PM-10B	Solo de alteração	1,82E-05	1,29E-04
PM-11A	Solo de alteração	3,64E-04	1,63E-03
PM-11B	Solo de alteração	2,82E-06	2,88E-04
PM-12A	Solo de alteração	1,62E-03	9,79E-04
PM-12B	Solo de alteração	4,73E-05	1,81E-04
PM-18A	Solo de alteração	8,44E-05	1,22E-03
PM-18B	Solo de alteração	1,24E-04	1,63E-03
PM-19A	Solo de alteração	3,22E-04	5,44E-04
PM-19B	Solo de alteração	2,23E-04	1,22E-03
PM-22A	Solo de alteração	7,90E-05	6,12E-04
PM-27A	Solo de alteração	-	1,76E-03
PM-27B	Solo de alteração	-	5,15E-04
PM-30	Solo de alteração	9,38E-04	-
PM-30A	Solo de alteração	3,36E-04	1,22E-03
PM-30B	Solo de alteração	8,71E-05	6,12E-04
PM-31	Solo de alteração	2,88E-03	-

Os dados de condutividade hidráulica obtidos por *slug test* e por baixa vazão, no geral, mostraram-se bastante distintos, variando geralmente uma ordem de grandeza. Devido a isso, foi considerado que os dados utilizados para calcular a condutividade hidráulica por baixa vazão talvez não sejam completamente confiáveis, uma vez que foi constatado que a maioria dos poços amostrados utilizaram a mesma vazão de amostragem, o que provavelmente não seria o natural de acontecer. Foram então considerados confiáveis apenas os dados obtidos por *slug test*.

As condutividades hidráulicas foram também plotadas em mapa, para se ter uma observação espacial de como estão distribuídos os valores (Figura 24). Constatou-se que as condutividades hidráulicas calculadas pelo *slug test* e pelo método de baixa vazão resultaram em mapas bastante distintos, outro motivo para se duvidar que os dados obtidos pelo método de baixa vazão estejam realmente confiáveis. Foi observado que apenas o mapa de condutividade hidráulica da unidade de aluvião obtida por *slug test* apresentou uma distribuição espacial representativa. Os demais mapas, possivelmente por não

apresentarem dados distribuídos por toda a área, não foram representativos e, portanto, não estão apresentados neste trabalho. Constatou-se, através do mapa de condutividade hidráulica do aluvião medida por *slug test* e do mapa de espessura de sedimentos total, que há uma relação entre a condutividade hidráulica medida e a espessura de sedimentos em campo. Na porção extremo sul da área, onde há uma menor espessura de sedimentos, há uma maior condutividade hidráulica. Na região do poço PM-10B, em que há uma espessura maior anormal de sedimentos, a condutividade hidráulica se mostrou como sendo levemente menor que a do seu entorno. A porção noroeste da área apresenta um aumento de condutividade hidráulica que não é retratado no mapa de espessura de sedimento. Porém, não há nenhum dado de espessura de sedimento nesta porção, o que pode indicar que é possível que haja uma variação de espessura nesta localidade também e que não está devidamente retratada em mapa.

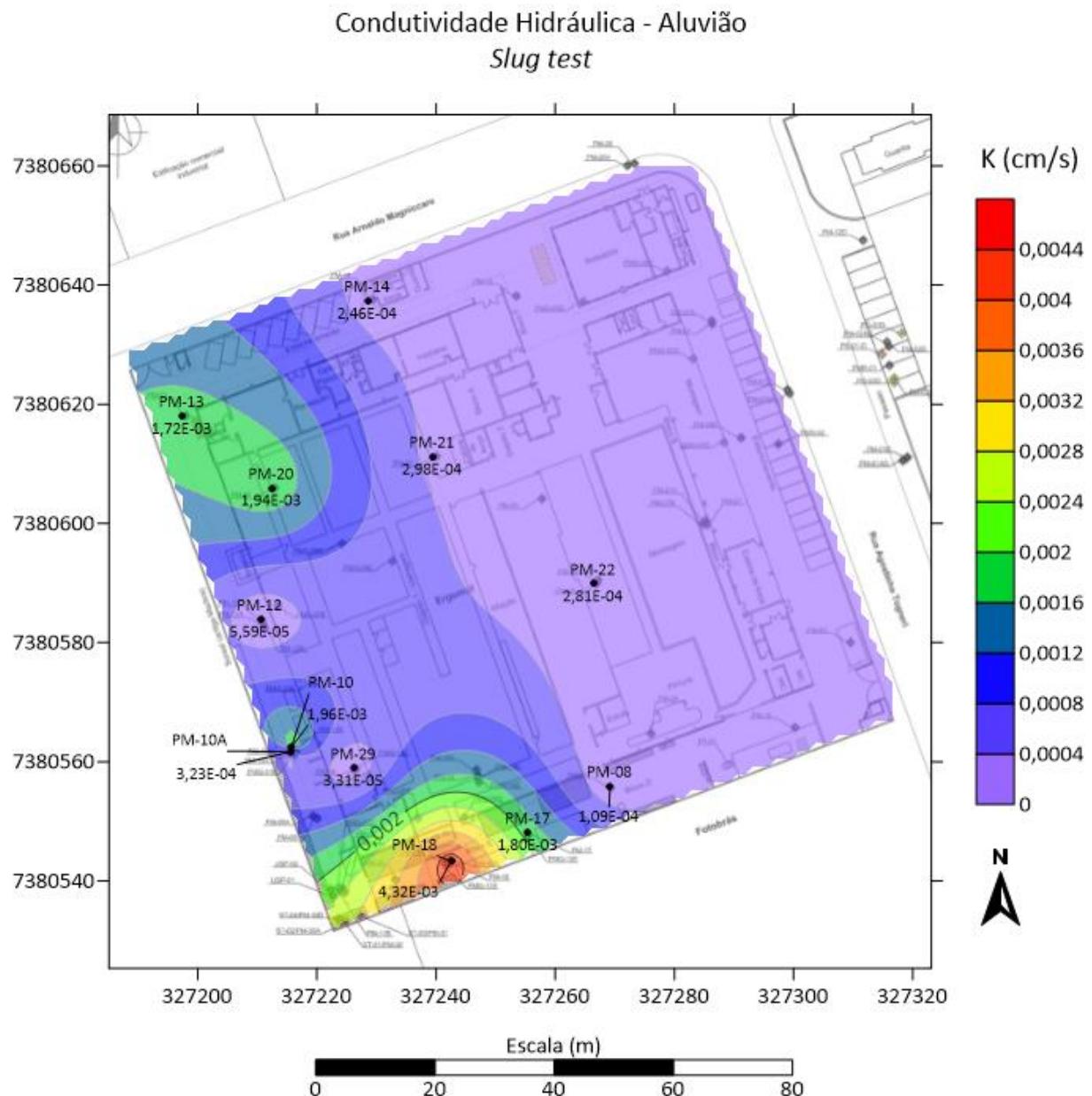


Figura 24: Distribuição das condutividades hidráulicas no aluvião.

5.3 Variação das cargas hidráulicas de níveis potenciais rasos

Foram confeccionados mapas potenciométricos das unidades aluvionar e do solo de alteração em diferentes épocas, tanto épocas secas quanto épocas chuvosas. Os dados são de 18/11/2009, 16/03/2010, 13/06/2010, 25/04/2011, 10/11/2011, 05/09/2012, 05/12/2014 e 04/12/2017 (Anexos 2 e 3). Através destes mapas, observou-se que o fluxo de água é de leste para oeste, de maneira geral.

5.3.1 Aluvião

Os mapas de carga hidráulica dos meses de pouca chuva apresentam uma maior constância no comportamento das linhas equipotenciais (Anexo 2). Já nos mapas dos meses mais chuvosos, há uma maior variação espacial da carga hidráulica.

É possível notar que na porção leste da área há uma maior concentração de linhas equipotenciais, e que para oeste estas linhas se afastam.

Observa-se que o fluxo de água é, no geral, de sudeste para noroeste, indo em direção ao Córrego Zavuvus (Figura 4). Porém em diversos mapas também é possível observar que há uma componente de fluxo para o Rio Jurubatuba (nordeste para sudoeste).

Realizando uma comparação entre os mapas potenciométricos elaborados neste trabalho e o mapa elaborado previamente pela empresa de consultoria ambiental responsável pela área (Figura 7), observa-se que estão um tanto distintos. O mapa da Figura 7 apresenta curvas mais abruptas, e na porção oeste há um fluxo de água para norte. Já nos mapas elaborados neste trabalho as linhas equipotenciais estão mais suaves. Em alguns mapas há um fluxo de água também para norte, porém apenas na porção noroeste do mapa. Mas, em ambos os mapas, o fluxo de água principal é observado como sendo para oeste, com componentes para noroeste e sudoeste em certas porções do mapa. Acredita-se que a principal diferença entre a elaboração dos mapas foi o critério de escolha de poços. Escolheu-se apenas poços que apresentassem filtros mais rasos, para que não houvesse interferência com as cargas hidráulicas da unidade do solo de alteração, modificando assim o resultado do mapa.

5.3.2 Solo de alteração

Os mapas potenciométricos referentes ao aquífero do solo de alteração são bastante consistentes ao longo do ano hidrológico (Anexo 3). As linhas equipotenciais permanecem com o mesmo desenho em todas as épocas. Observou-se que na média a diferença de carga hidráulica entre a época seca e a chuvosa não é muito significativa. O fluxo de água é, no geral, de nordeste para sudoeste, em direção ao Rio Jurubatuba (Figura 4).

Comparando os mapas elaborados neste trabalho com o mapa elaborado pela empresa de consultoria ambiental responsável pela área (Figura 8), observa-se que estão similares. As linhas equipotenciais de todos os mapas são, em sua maioria, paralelas. A diferença entre eles é que os mapas no presente trabalho apresentam um fluxo de água para sudoeste, enquanto que o fluxo de água do mapa elaborado pela consultoria é para oeste.

5.4 Variação da carga hidráulica vertical dos poços CMT e Westbay

Através da obtenção dos dados de carga hidráulica, foram calculados os gradientes hidráulicos verticais dos pares adjacentes de portas de monitoramento dos poços, sendo apresentados: (i) por dupla de portas de monitoramento em função da data (Figuras 25 a 28), e (ii) todo o perfil vertical por data (Anexo 4) (iii) dados estatísticos da variação dos gradientes, incluindo a média e desvio padrão dos valores, e também a porcentagem de tempo em que se observou um fluxo de água ascendente, horizontal ou descendente (Tabela 4). Informa-se que a porta CMT01 permaneceu seca durante a maior parte do tempo de monitoramento.

Tabela 4: Distribuição estatística dos dados de gradiente hidráulico vertical, indicando quantos dados apresentaram fluxo de água descendente, ascendente ou horizontal, a porcentagem de tempo que o fluxo permaneceu assim ao longo do tempo monitorado, e valores de média, desvio padrão e mediana.

Intervalos	Quantidade de dados com fluxo descendente	% de tempo com fluxo descendente	Quantidade de dados com fluxo ascendente	% de tempo com fluxo ascendente	Quantidade de dados com fluxo horizontal	% de tempo com fluxo horizontal	Média	Desvio Padrão	Mediana
WB01-WB02	0	0%	0	0%	20	100%	0,02	0,01	0,01
WB02-WB03	20	100%	0	0%	0	0%	-0,07	0,01	-0,08
WB03-WB04	0	0%	19	95%	1	5%	0,05	0,01	0,05
WB04-WB05	20	100%	0	0%	0	0%	-0,09	0,01	-0,09
WB05-WB06	0	0%	20	100%	0	0%	0,15	0,01	0,16
WB06-WB07	20	100%	0	0%	0	0%	-0,09	0,01	-0,09
WB07-WB08	15	75%	2	10%	3	15%	-0,06	0,11	-0,06
WB08-WB09	4	20%	8	40%	8	40%	0,00	0,10	0,02
WB09-WB10	20	100%	0	0%	0	0%	-0,06	0,05	-0,05
WB10-WB11	3	15%	1	5%	16	80%	-0,02	0,14	0,01
WB11-WB12	19	95%	1	5%	0	0%	-0,15	0,14	-0,17
WB12-WB13	18	90%	0	0%	2	10%	-0,25	0,23	-0,20
WB13-WB14	20	100%	0	0%	0	0%	-0,44	0,25	-0,34
WB14-WB15	20	100%	0	0%	0	0%	-0,13	0,07	-0,11
WB15-CMT7	0	0%	20	100%	0	0%	0,08	0,01	0,08
WB16-CMT7	0	0%	20	100%	0	0%	0,23	0,12	0,19
CMT7-CMT6	20	100%	0	0%	0	0%	-0,22	0,07	-0,20
CMT6-CMT5	20	100%	0	0%	0	0%	-0,12	0,03	-0,12
CMT5-CMT4	20	100%	0	0%	0	0%	-0,04	0,01	-0,04
CMT4-CMT3	0	0%	2	10%	18	90%	0,00	0,00	0,00
CMT3-CMT2	3	15%	0	0%	17	85%	0,00	0,00	0,00
CMT2-CMT1	5	100%	0	0%	0	0%	-0,07	0,07	-0,05

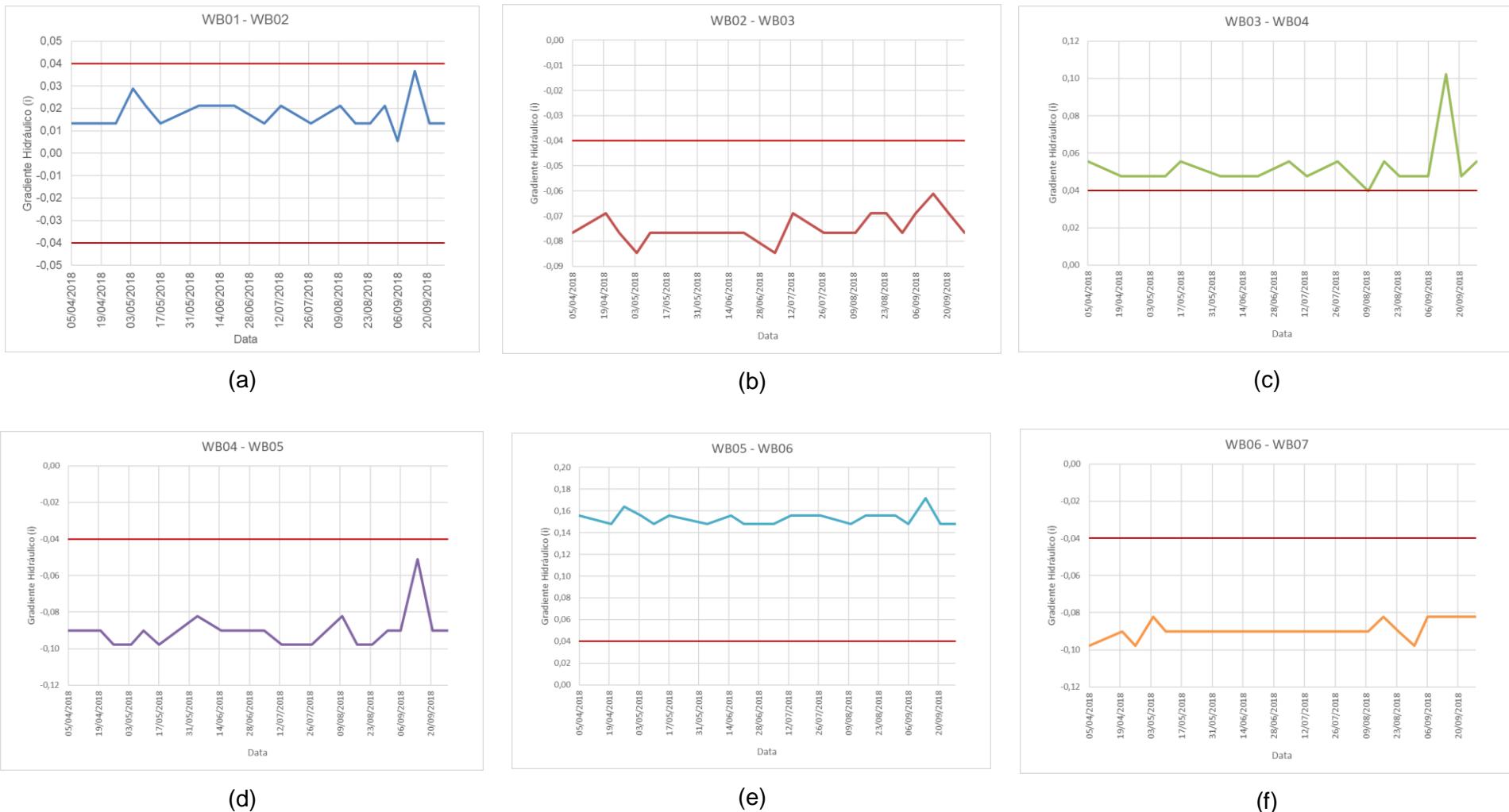


Figura 25: Variação dos gradientes hidráulicos de pares de portas WB01 a WB07.

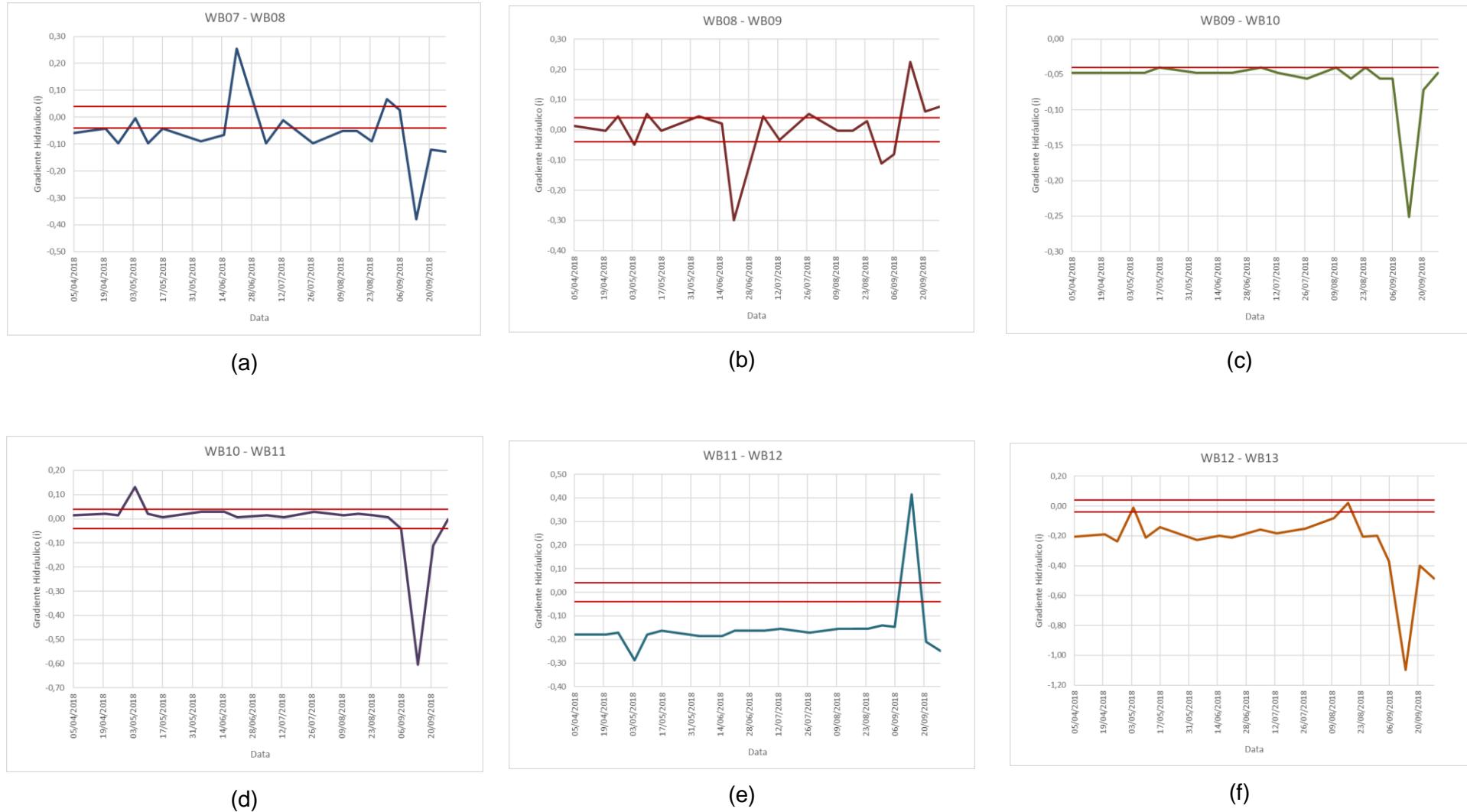


Figura 26: Variação dos gradientes hidráulicos de pares de portas WB07 a WB13.

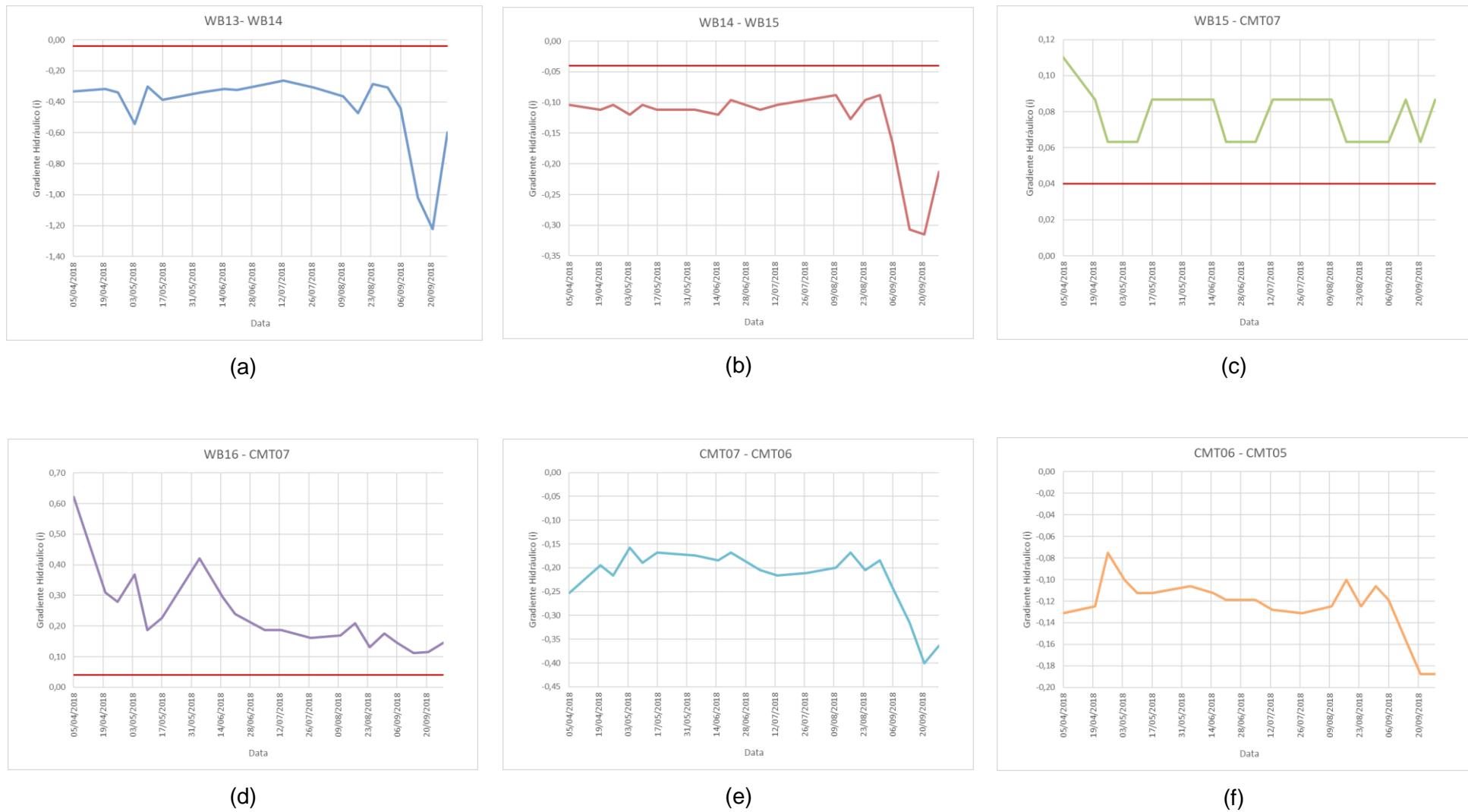


Figura 27: Variação dos gradientes hidráulicos de pares de portas WB13 a CMT05.

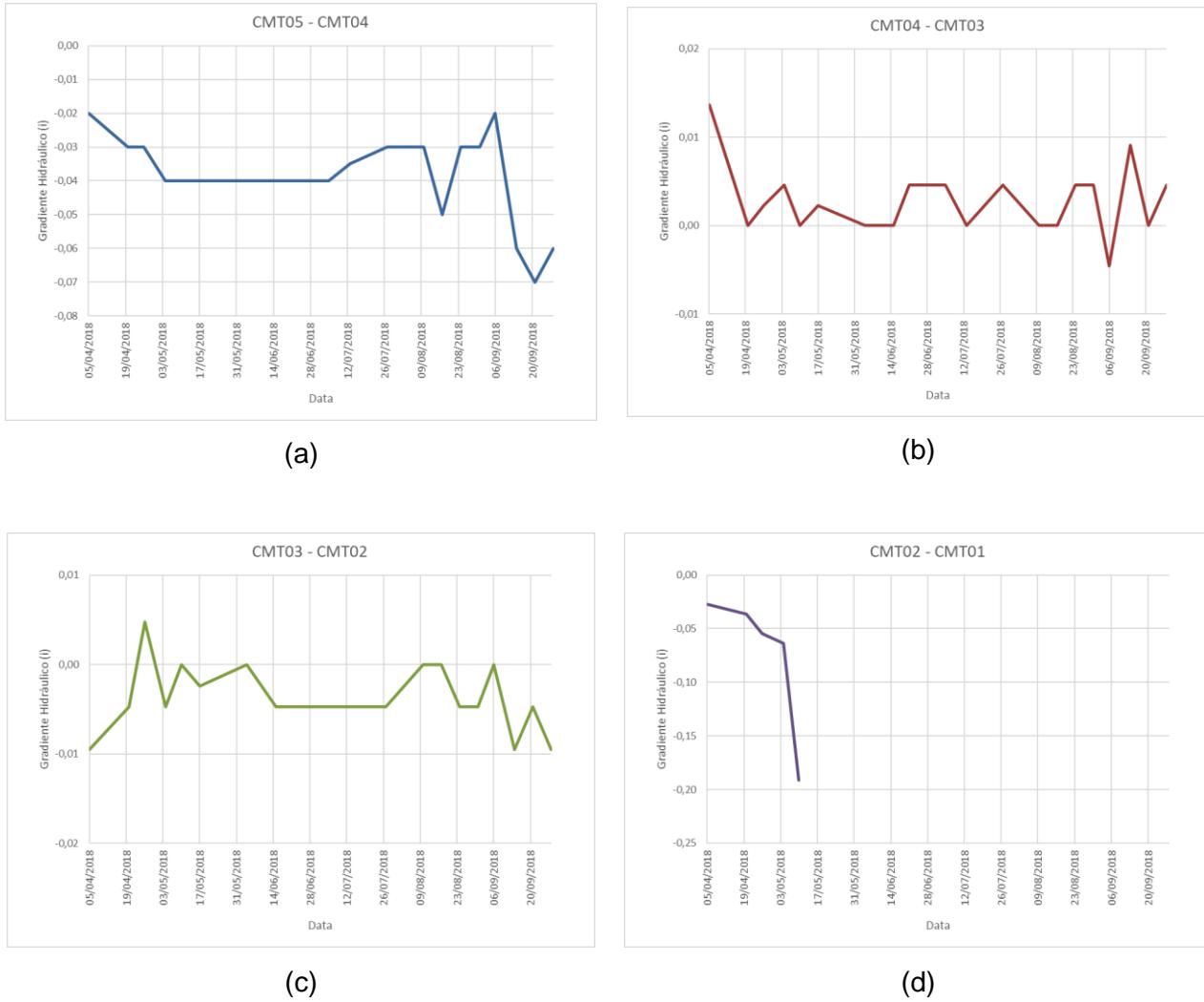


Figura 28: Variação dos gradientes hidráulicos de pares de portas CMT05 a CMT01.

A partir da observação destes gráficos de gradiente hidráulico (Figuras 25 a 28, Anexo 4), pode-se concluir o seguinte acerca de cada intervalo de portas:

- WB01 – WB02: O gradiente hidráulico se encontra 100% do tempo entre a margem de erro do equipamento, indicando um fluxo horizontal de maior importância. A média dos valores foi de 0,02 com um desvio padrão baixo, de 0,01. Esta constância pode ser observada no gráfico de variação do gradiente hidráulico através do tempo.
- WB02 – WB03: O gradiente hidráulico se encontra 100% do tempo com valores negativos. Isso indica um fluxo descendente de água neste intervalo. Apresenta valor médio de gradiente hidráulico de -0,07 e desvio padrão bastante baixo (0,01), indicando uma constância dos valores ao longo do tempo, o que também pode ser observado no gráfico.
- WB03 – WB04: Em 95% do tempo a água apresenta um fluxo ascendente, e em apenas 5% do tempo a componente horizontal de fluxo é mais importante, observado como um valor fora do padrão, no dia 09/08. O valor médio do gradiente hidráulico é de 0,05, e o desvio padrão é baixo (0,01). É possível notar um valor alto de gradiente hidráulico no dia 14/09, um ponto fora do padrão.
- WB04 – WB05: O fluxo de água neste intervalo foi observado como sendo descendente em 100% do tempo, apresentando um valor médio de -0,09 e desvio padrão de 0,01, de acordo com a constância dos valores observadas em gráfico, salvo o dia 14/09, em que também houve uma elevação anormal do gradiente.
- WB05 – WB06: Neste intervalo o fluxo de água foi observado como sendo ascendente em todo o tempo, apresentando um valor médio de 0,15 e desvio padrão também de 0,01, indicando uma grande constância dos valores em todo o período monitorado.
- WB06 – WB07: Já neste intervalo, a água apresentou um fluxo descendente em todo o tempo, com valor médio de gradiente hidráulico de -0,9 e desvio padrão de 0,01. Os valores foram constantes por todo o período monitorado.
- WB07 – WB08: Observa-se que o fluxo de água foi descendente em 75% do tempo, ascendente em 10% do tempo, e predominantemente horizontal em 15% do tempo. A média do gradiente hidráulico foi observada como sendo -0,06, com um desvio padrão não tão baixo (0,11). Esta variação dos dados pode ser observada principalmente no dia 21/06, em que houve um pico de aumento do gradiente hidráulico, seguido de queda para o padrão, e também de um aumento seguido de queda abrupta dos valores nos dias 31/08 e 14/09, antes de os valores retornarem ao valor médio.
- WB08 – WB09: Em 20% do tempo o fluxo de água foi observado como sendo descendente, ascendente em 40% do tempo e predominantemente horizontal nos outros 40%. A média dos valores de carga hidráulica é de 0,0, com um desvio padrão de 0,1. Este desvio padrão mais elevado pode ser observado no gráfico dos valores, que apresenta um

comportamento quase que oposto ao trecho WB07-WB08, com um pico de queda dos valores no dia 21/06, e uma queda seguida de aumento nos dias 31/08 e 14/09. A média de carga hidráulica de 0,0 sugere que o fluxo horizontal é o mais importante.

- WB09 – WB10: Neste intervalo observou-se um fluxo descendente em 100% do tempo de monitoramento, com valor médio de gradiente hidráulico de -0,06, e desvio padrão de 0,05, um valor baixo. Através do gráfico pode-se constatar que o gradiente hidráulico permaneceu constante por quase todo o tempo, exceto no dia 14/09, que apresentou uma queda abrupta.

- WB10 – WB11: Em 80% do tempo o fluxo foi observado como sendo majoritariamente horizontal, 15% do tempo como descendente e 5% como ascendente. A média do gradiente hidráulico foi de -0,02, com um desvio padrão de 0,14. Os valores de gradiente hidráulico foram constantes ao longo de todo o período monitorado, exceto por um pequeno pico positivo no dia 04/05, e por um grande pico negativo no dia 14/09.

- WB11 – WB12: Em 95% do tempo o fluxo observado foi descendente, e ascendente em apenas 5%. A média dos valores de gradiente hidráulico foi de -0,15, com desvio padrão de 0,14. Este valor um pouco elevado do desvio padrão é evidenciado por um leve pico de valor negativo no dia 04/05, e por um grande pico positivo no dia 14/09.

- WB12 – WB13: Neste intervalo pode-se observar que em 90% do tempo o fluxo foi descendente, e em 10% do tempo o fluxo foi horizontal. A média de gradiente hidráulico foi calculada como sendo -0,25, mas com um desvio padrão um pouco elevado, de 0,23. Novamente, a variação de valores está no dia 14/09, em que há um grande pico negativo de valores.

- WB13 – WB14: O fluxo foi descendente em 100% do tempo, com um valor de gradiente hidráulico médio de -0,44, e desvio padrão elevado, de 0,25. Houve uma pequena variação de gradiente hidráulico ao longo do tempo, mas este desvio padrão mais elevado se dá devido a um pico negativo de valor nos dias 14/09 e 21/09.

- WB14 – WB15: Neste intervalo o fluxo de água foi observado sendo descendente por todo o tempo. O valor médio de gradiente hidráulico é -0,13, com um desvio padrão pequeno (0,07). Apesar disso, também há um pico de valores negativos entre os dias 14/09 e 21/09.

- WB15 – CMT07 e WB16 – CMT 07: As portas WB15 e WB16 do Westbay estão localizadas entre os mesmos obturadores do poço. Por este motivo, não é possível calcular o gradiente hidráulico entre elas. Contudo, pode-se calcular o gradiente hidráulico entre estas portas e a porta mais profunda do poço CMT, que é a CMT07. Em ambos os casos o fluxo observado foi ascendente em 100% do tempo. Entre as portas WB15 e CMT07 observa-se uma oscilação entre os dados. Já entre as portas WB16 e CMT07, o gradiente hidráulico oscila, mas vai diminuindo ao longo do tempo.

- CMT07 – CMT06: O fluxo se apresentou como sendo descendente em 100% do tempo estudado. O gradiente hidráulico possui um valor médio de -0,22, com desvio padrão de 0,07. No dia 21/09 ocorre uma queda abrupta do valor de gradiente hidráulico. No resto do tempo, os valores se mostraram relativamente constantes.

- CMT06 – CMT05: Neste intervalo o fluxo também foi observado como descendente em todo o tempo, com valor médio de gradiente hidráulico de -0,12 e desvio padrão baixo (0,03). No dia 21/09 também ocorreu um pico negativo no valor de gradiente hidráulico.

- CMT05 – CMT04: Aqui o fluxo também foi descendente em todo o tempo, porém com uma média de gradiente hidráulico maior que os observados entre as portas mais profundas do CMT, -0,04, com um desvio padrão bem baixo (0,01). Este baixo desvio padrão é explicado por uma constância dos dados entre os dias 04/05 e 05/07, com valor de -0,04. Após este período há algumas oscilações, com um pico negativo no dia 21/09.

- CMT04 – CMT03: Observou-se que o fluxo horizontal predominou por 90% do tempo neste intervalo, com um fluxo ascendente em apenas 10% do tempo. A média de gradiente hidráulico foi de 0, com um desvio padrão de também 0, indicando que neste trecho o fluxo horizontal predomina.

- CMT03 – CMT02: Em 85% do tempo o fluxo foi predominantemente horizontal, enquanto que em 15% do tempo ele foi descendente. Tanto a média de gradiente hidráulico quanto o desvio padrão foram 0, indicando que neste trecho o fluxo é predominantemente horizontal.

- CMT02 – CMT01: Apesar de se obter apenas 5 medidas de carga hidráulica na porta CMT01 (a porta CMT01 esteve seca a maior parte do tempo de duração deste trabalho), observou-se que o fluxo foi descendente em todo o tempo, com uma média de gradiente hidráulico de -0,07. Observou-se que o gradiente hidráulico foi diminuindo ao longo do tempo.

É importante comentar que no dia 14/09 foram observados valores anormais de gradiente hidráulico em vários intervalos entre portas. Neste dia estava sendo realizado o bombeamento de um poço tubular de 166 metros de profundidade na mesma área de estudos, com o objetivo de limpá-lo. O bombeamento foi realizado a 156 metros de profundidade. Este poço em questão é todo revestido com tubo de PVC, mas possui filtros em diversos trechos. É possível que este bombeamento seja responsável para esta diferença abrupta nas cargas hidráulicas monitoradas no Westbay. Outra explicação para esta variação de cargas poderia ser as intensas chuvas que ocorreram nos dias que precederam o monitoramento do poço Westbay, após um período de poucas chuvas.

Buscando melhor compreender a variação de gradiente hidráulico vertical, estes dados também foram comparados com a transmissividade das fraturas que compõem aquífero fraturado (Figura 29). Pretendeu-se saber se fraturas mais ou menos transmissivas

apresentam cargas hidráulicas maiores ou menores. Para isso, foram escolhidos perfis de gradientes hidráulicos representativos de diferentes meses para realizar a comparação, com base na análise de todos os perfis presentes no Anexo 4.

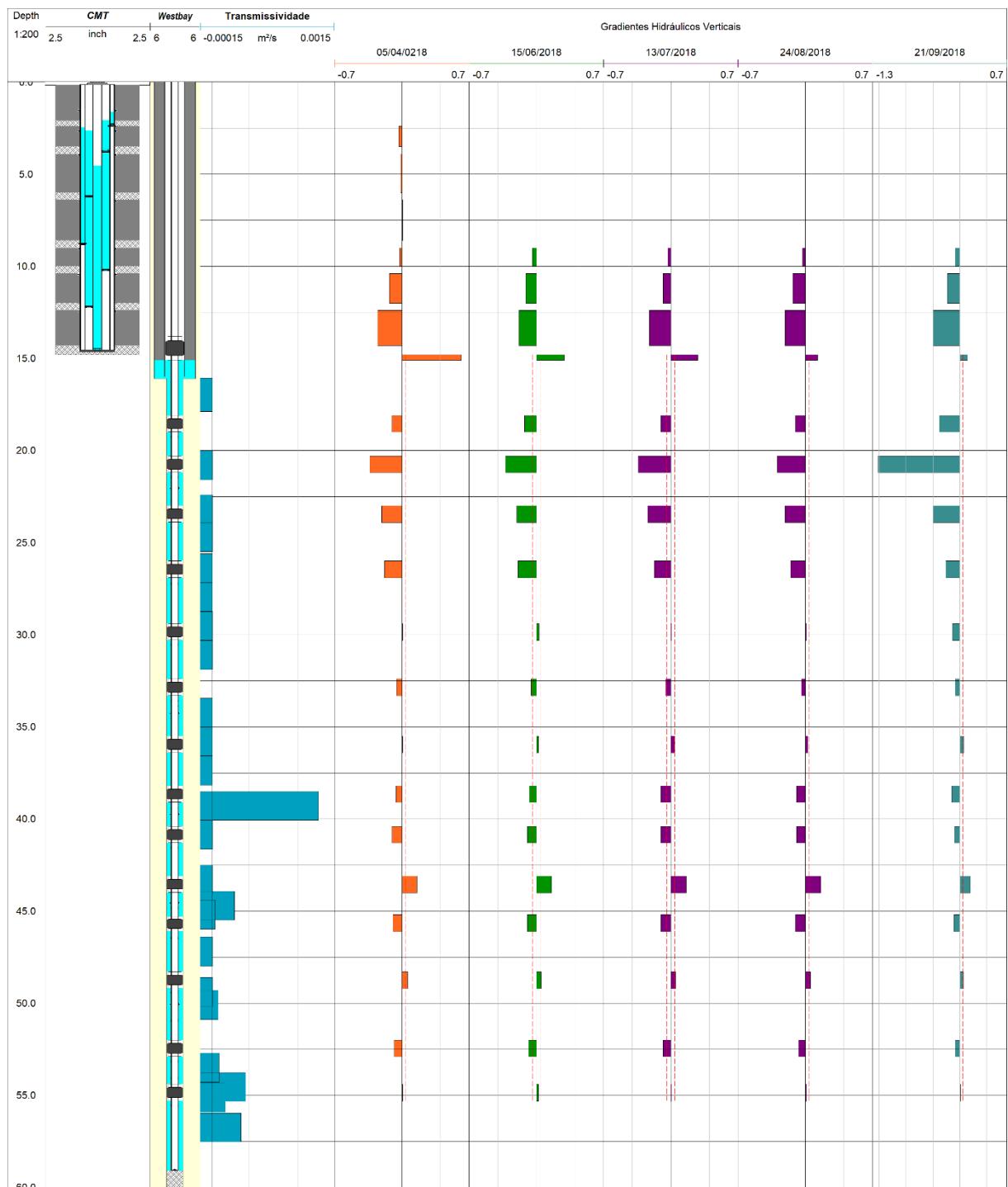


Figura 29: Transmissividade das fraturas do aquífero fraturado, ao lado do perfil dos poços CMT e Westbay e de perfis de gradientes hidráulicos de diferentes datas em diferentes meses.

Observa-se que não aparenta existir relação entre a diferença de transmissividade de fraturas com a intensidade do gradiente hidráulico vertical, e nem com a determinação dos fluxos preferenciais serem ascendentes, descendentes ou horizontais.

A análise de todos os perfis de gradiente hidráulico vertical (Anexo 4) permitiu a constatação de que o fluxo vertical permaneceu praticamente constante ao longo do tempo. Houve variações na intensidade do gradiente hidráulico, porém foram bastante pontuais as porções em que houveram inversões entre fluxos ascendentes e descendentes, ou vice-versa. Vale notar que há um contraste abrupto entre o solo de alteração e a rocha sã. No solo de alteração o fluxo hidráulico é descendente ou horizontal por toda a sua extensão, mas ascendente assim que a rocha sã começa (intervalo entre portas WB16 e CMT07). Isto poderia dificultar a passagem de água entre as camadas. Porém, cálculos de vazão de água realizados no item 5.5 indicam que este não é o caso.

5.5 Balanço hídrico

Através da observação das cargas hidráulicas das diferentes camadas aquíferas, constatou-se que há um fluxo descendente de água, fluindo dos sedimentos aluvionares para o solo de alteração, e do solo de alteração para a rocha fraturada. A fim de quantificar este movimento de água na área de estudos, calculou-se a vazão de água que se movimenta da camada de aluvião para a de solo de alteração, e da camada de solo de alteração para a de rocha fraturada. Também foi quantificada a vazão de água que sai lateralmente da área de estudos pela camada de solo de alteração. Para se calcular a vazão entre as camadas aquíferas, foram utilizadas as informações apresentadas na Tabela 5.

Tabela 5: Dados utilizados para se calcular a vazão de água que flui entre as diferentes unidades aquíferas, utilizando a lei de Darcy.

Intervalo entre unidades aquíferas	K (m/s)	ΔH (m)	ΔL (m)	A (m^2)
Aluvião – Solo de alteração	5,5E-06	732,20 – 732,0 = 0,20	3,39	1000
Solo de alteração – Rocha fraturada	1,2E-05	732,00 – 731,04 = 0,96	6,43	1000

Através deste cálculo, foram obtidas as vazões de água (Tabela 6). Elas foram calculadas em diferentes unidades de medida, para se ter uma melhor compreensão da quantidade de água que está fluindo entre as camadas.

Tabela 6: Vazão de água entre as diferentes unidades aquíferas, em diferentes unidades de medida.

Intervalo entre unidades aquíferas	Q (m^3/s)	Q (m^3/min)	Q (m^3/h)	Q (m^3/dia)
Aluvião – Solo de alteração	3,24E-04	1,95E-02	1,17	28,08
Solo de alteração – Rocha fraturada	1,79E-03	1,11E-01	6,45	154,79

Calculou-se também o quanto de água que está fluindo lateralmente na unidade de solo de alteração. Os dados para este cálculo estão apresentados na Tabela 7. Para se calcular a área foi utilizada a espessura média da camada de solo de alteração (6,43 metros) e o comprimento da lateral da planta da área de estudos. As vazões de água calculadas estão na Tabela 8.

Tabela 7: Dados utilizados para se calcular a vazão de água que está fluindo lateralmente pelo solo de alteração, e deixando a área de estudos.

K (m/s)	ΔH (m)	ΔL (m)	A (m^2)
1,2 E-05	$3 - 1 = 2$	100	643

Tabela 8: Vazão calculada da água que está saindo lateralmente pelo solo de alteração da área de estudos, em diferentes unidades de medida.

Q (m^3/s)	Q (m^3/min)	Q (m^3/h)	Q (m^3/dia)
1,54E-04	9,26E-03	0,56	13,33

Através dos dados de vazão obtidos acima, é possível se fazer uma estimativa de quanta água está entrando na área de estudos lateralmente pela camada do solo de alteração. Visto que em um dia $28,08 m^3$ de água são transferidos da unidade aluvionar para o solo de alteração, que $13,33 m^3$ de água estão saindo lateralmente pela borda oeste da área e que $154,79 m^3$ de água estão sendo transferidos do solo de alteração para a rocha fraturada, conclui-se que um total de $140,04 m^3$ de água por dia estão fluindo lateralmente pelo solo de alteração e entrando pela borda leste da área. Isso significa que a camada de solo de alteração da área de estudos recebe uma quantidade de água significativamente

maior provinda do próprio solo de alteração que está fluindo lateralmente do que provinda de um fluxo vertical descendente do aluvião. A camada de solo de alteração também apresenta uma componente vertical descendente importante, pois boa parte da água está fluindo para o aquífero de rochas fraturadas.

6. CONCLUSÕES

Através deste trabalho, pôde-se chegar a algumas conclusões acerca da hidrogeologia da área estudada. O fluxo horizontal da água, de uma maneira geral, ocorre de leste para oeste. Na camada de aluvião, o fluxo se mostrou como sendo de sudeste para noroeste, em direção ao Córrego Zavuvus, e também de nordeste para sudoeste, em direção ao Rio Jurubatuba. Já na camada de solo de alteração, o fluxo é de nordeste para sudoeste, em direção apenas ao Rio Jurubatuba.

Em relação ao fluxo vertical de água, observou-se que este é predominantemente descendente entre a camada de aluvião e o solo de alteração, e também entre o solo de alteração e a rocha sã fraturada. Na interface solo de alteração – rocha sã o gradiente hidráulico indica um fluxo ascendente, embora os cálculos de vazão da água subterrânea sugiram a ocorrência de fluxo do solo de alteração para a rocha. Nesta, o fluxo de água também se apresentou como majoritariamente descendente, mas com algumas porções em que o fluxo horizontal é de maior importância, ou é ainda ascendente. Estas alternâncias de sentido de fluxo aparentaram não ter relação com as transmissividades de cada fratura presente no aquífero. Este perfil de gradientes hidráulicos verticais permaneceu constante ao longo do tempo monitorado, apenas com variações na intensidade dos gradientes, porém sem grandes alterações nos sentidos de fluxo.

Através de cálculos de vazão, constatou-se que há uma importante contribuição de fluxo descendente de água do solo de alteração para a rocha fraturada, bem maior que a transferência de água do aluvião para o solo de alteração. O fluxo lateral de água na camada de solo de alteração se mostrou então de vital importância, de forma a fornecer a água necessária para abastecer o aquífero fraturado.

Em relação à variação temporal da potociometria da área, percebeu-se que no geral ela permanece bastante constante ao longo do tempo. A configuração das curvas equipotenciais dos mapas potenciométricos do aluvião variam levemente entre os diferentes meses. Sua carga hidráulica flutua cerca de 0,5 metros entre a época seca e a chuvosa. O mapa elaborado também difere do apresentado previamente pela empresa de consultoria ambiental responsável, ressaltando aqui a importância da escolha de poços para a elaboração destes mapas. Já na camada de solo de alteração, as curvas equipotenciais permanecem constantes por todas as épocas, assim como sua carga hidráulica.

Por fim, não foi possível relacionar a variação da potenciometria da área de estudos com os parâmetros da lei de Darcy: espessura do aquífero e condutividade hidráulica. Isso se deve essencialmente a dois fatores: (i) não foi possível obter valores confiáveis de condutividade hidráulica para a área através da comparação de dados existentes de *slug test* e obtidos por meio dos dados coletados durante amostragens de baixa vazão; e (ii) não havia uma distribuição espacial representativa dos dados existentes, tanto para a unidade do aluvião como do solo de alteração.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABGE (2013a). *Ensaio de permeabilidade em solo: Orientações para sua execução no campo*. São Paulo: ABGE – Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental.
- Barbosa M. B. (2015). *Sistema de Informações Geográficas Aplicado ao Gerenciamento da Contaminação da Antiga ZUPI 131, Jurubatuba*. São Paulo. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Bouwer, H., Rice, R. C. (1976). A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, 12, 423-28.
- Coutinho, J. M. V. (1972). Petrologia do Pré-Cambriano de São Paulo e arredores. *Boletim /G*, 3: 5-99.
- Dachler, R. (1936). *Grundwasserstromung (Flow of Groundwater)*. Viena: Julius Springer.
- Dumble, P., Fuller, M., Beck, P., Sojka, P. (2006). Assessing contaminant migration pathways and vertical gradients in a low-permeability aquifer using multilevel borehole systems. *Land Contamination & Reclamation*, 14 (3), 699-712.
- Einarson, M. D., Cherry, J. A. (2002). A new multilevel ground water monitoring system using multichannel tubing. *Groundwater Monitoring & Remediation*, 22 (4), 52-65.
- ERM – Environmental Resources Management, Haley & Aldrich. (2014). Atualização do Modelo Conceitual do Site (CSM). Antigo Galpão da Duracell. Referência: 0230253.
- FABHAT – Fundação Agência da Bacia Hidrográfica do Alto Tietê, Servmar Ambiental e Engenharia. (2012). *Relatório de Situação dos Recursos Hídricos Bacia Hidrográfica do Alto Tietê - UGRHI 06*.
- Fernandes, A. J. (1991). *O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Fernandes, A. J., Fiume, B., Bertolo, R., Hirata, R. C. A. (2016). Modelo geométrico de fraturas e análise da tectônica rúptil aplicados ao estudo do fluxo do aquífero cristalino, São Paulo (SP). *Geologia USP Série Científica*, 16(3), 71-88.

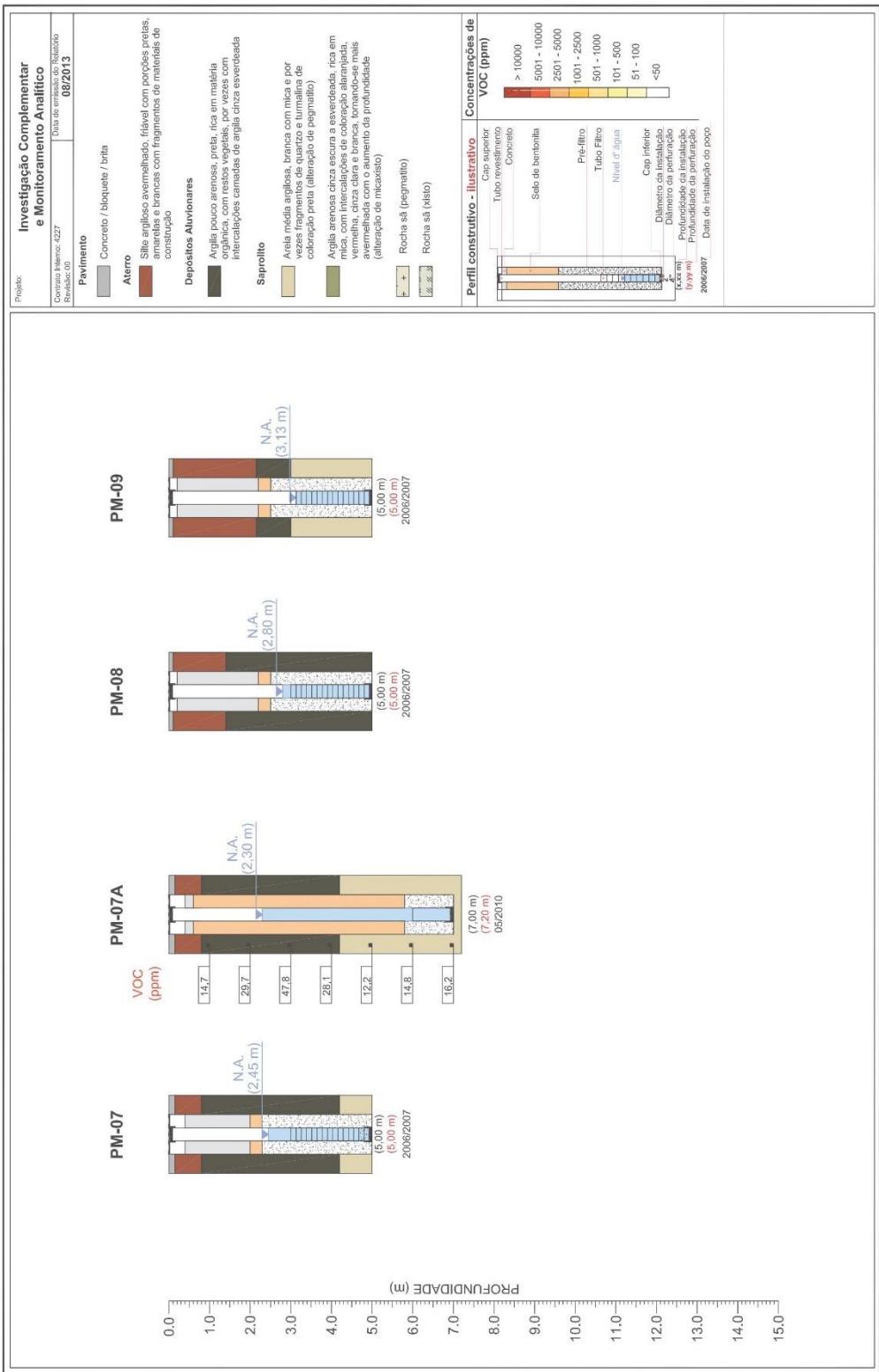
- Fiume, B. (2013). *Geologia estrutural de detalhe para elaboração de modelo conceitual de circulação de água subterrânea: estudo de caso em Jurubatuba, SP*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Freeze, R. A., Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
- FUSP – Fundação de Apoio à Universidade de São Paulo. (2012). *Plano de Bacia Hidrográfica do Alto Tietê*. Caderno Técnico Institucional. São Paulo: Universidade de São Paulo.
- Gurgueira, M. D. (2013). *Correlação de dados geológicos e geotécnicos na Bacia de São Paulo*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M. D. C., Silva, L. D., Trouw, R. A. J., Janasi, V. A. (2004). Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito-Neves (Eds.), *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 203-234. São Paulo: Beca.
- Hirata, R. C. A., Ferreira, L. M. R. (2001). Os aquíferos da Bacia Hidrográfica do Alto Tietê: disponibilidade hídrica e vulnerabilidade à poluição. *Revista Brasileira de Geociências*, março, 31(1), 43 - 50.
- Hvorslev, M. J. (1951). Time lag and soil permeability in ground water observations. *Waterways Experiment Station Corps of Engineers, U. S. Army, Bulletin* 36.
- Juliani, C. (1992). O embasamento pré-cambriano da Bacia de São Paulo. *Seminário Problemas Geológicos e Geotécnicos na Região Metropolitana de São Paulo*, Atas, 3-20. São Paulo: ABAS/ABGE/SBG-SP.
- L'Apicarella, E. S. P. (2009). Contaminação e áreas de restrição de uso de água subterrânea no entorno do Canal Jurubatuba em São Paulo – SP. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Lojkasek-Lima, P. (2018). *Caracterização de detalhe do perfil vertical de contaminação em um aquífero cristalino fraturado e intemperizado – Jurubatuba – São Paulo - SP*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Inédito.
- Meyer, J. R., Parker, B. L., Cherry, J.A. (2008). Detailed Hydraulic Head Profiles as Essential Data for Defining Hydrogeologic Units in Layered Fractured Sedimentary Rock. *Environmental Geology*, 56 (1), 27-44.
- Meyer, J., Parker, B., Cherry, J. (2012). High resolution head profiles for flow system characterization in fractured sedimentary rocks. *MGWA Spring 2012 Conference Conduits, Karst, and Contamination Address Groundwater Challenges*. April 19, 2012.
- Mayer, J. R., Parker, B. L., Cherry, J. A. (2014). Characteristics of high-resolution hydraulic head profiles and vertical gradients in fractured sedimentary rocks. *Journal of Hydrology*, 517, 493-507.

- Muskat, M. (1937). *The Flow of Homogeneous Fluids through Porous Media*. New York: McGraw-Hill Book Co.
- Parker, B. L. (2007). Investigating contaminated sites on fractured rock using the DFN approach. *U.S. EPA/NGWA Fractured Rock Conference: State of the Science and Measuring Success in Remediation*, 24-26, Portland, Maine, Westerville, Ohio: National Ground Water Association.
- Pino, D. S. (2017). *Caracterização hidráulica de super detalhe do aquífero cristalino fraturado do Jurubatuba, São Paulo (SP)*. Exame de Qualificação (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Pino, D. S., Lojkasek-Lima, P., Molinas, S., Barbosa, M., Hirata, R., Fernandes, A., Parker, B., Bertolo, R. (2018). Perfil hidrogeológico estrutural vertical de aquífero cristalino fraturado na região de Jurubatuba, São Paulo. *XX Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*. Campinas: ABAS.
- Portal GeoSampa - Sistema de Consulta do Mapa Digital da Cidade de São Paulo - Prefeitura de São Paulo. Acesso em 27/10/2018, <<http://geosampa.prefeitura.sp.gov.br>>.
- Ribeiro, L. A. F. S. (2012). Perfilagens geofísicas de poços tubulares profundos, região do canal jurubatuba, São Paulo (SP). Trabalho de Formatura. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Riccomini, C. (1989). *O rift continental do sudeste do Brasil*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Riccomini, C., Coimbra, A. M. (1992). Geologia da bacia sedimentar. *Solos da cidade de São Paulo*. São Paulo: Abms/Abef.
- Riccomini, C., Sant'Anna, L. C., Ferrari, A. L. (2004). Evolução Continental do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Neto, V.M.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Neves, B.B.B. (orgs). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 385-405.
- Robbins, G. A., Aragon-Jose, A. T., Romero, A. (2009). Determining hydraulic conductivity using pumping data from low-flow sampling. *Ground Water*, 47 (2), 271–276.
- Seabra, O. C. L. (1987). Os meandros dos Rios nos Meandros do Poder. Tietê e Pinheiros: Valorização dos Rios e das Várzeas na cidade de São Paulo. Tese (Doutorado). São Paulo, Faculdade de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo.
- Takiya, H. (1997). *Estudo da sedimentação Neogênico-Quaternário no município de São Paulo: caracterização dos depósitos e suas implicações na geologia urbana*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

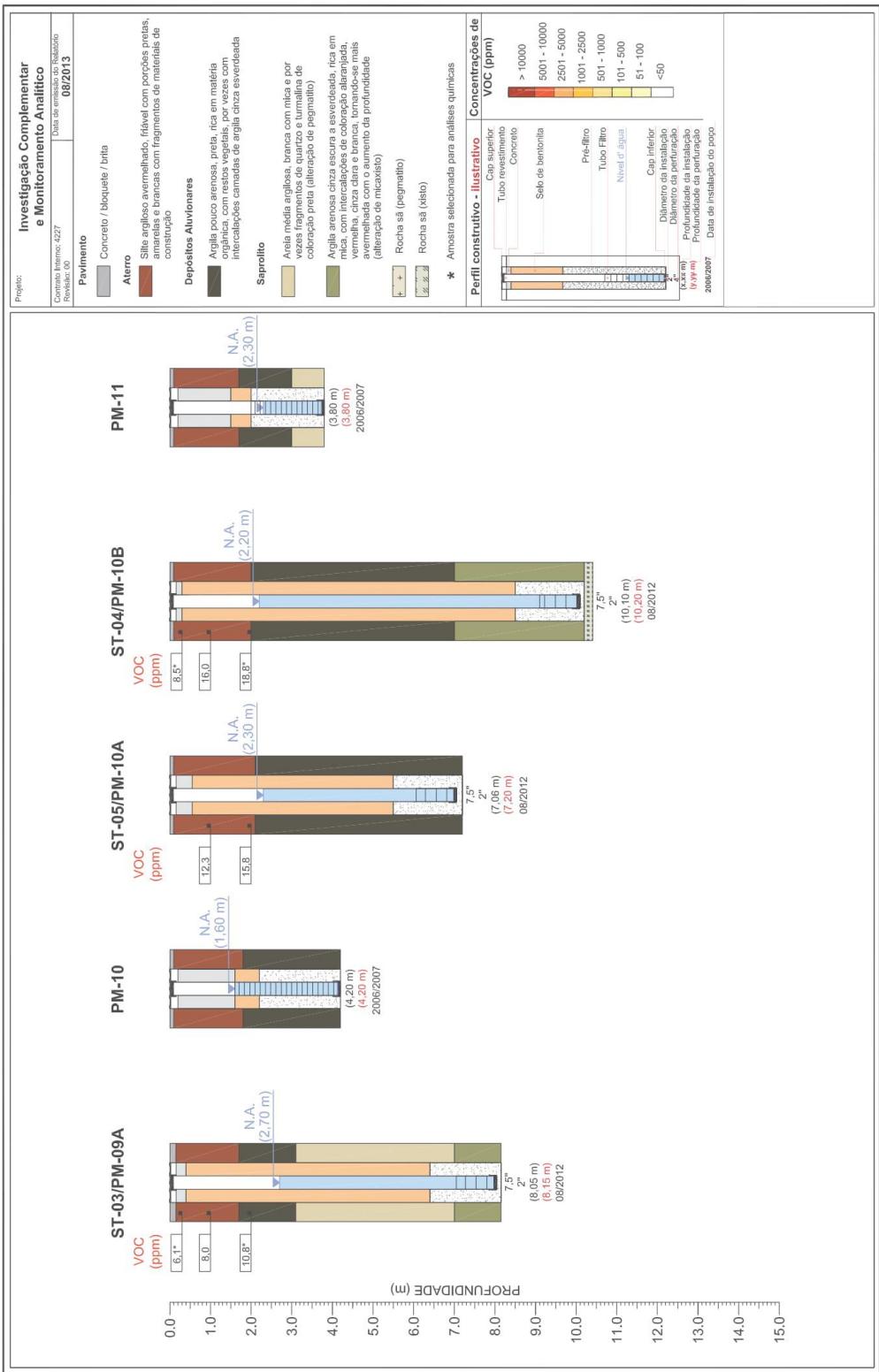
ANEXO 1 – PERFIL DOS POÇOS DE MONITORAMENTO CONVENCIONAIS E PLANTA DE LOCALIZAÇÃO



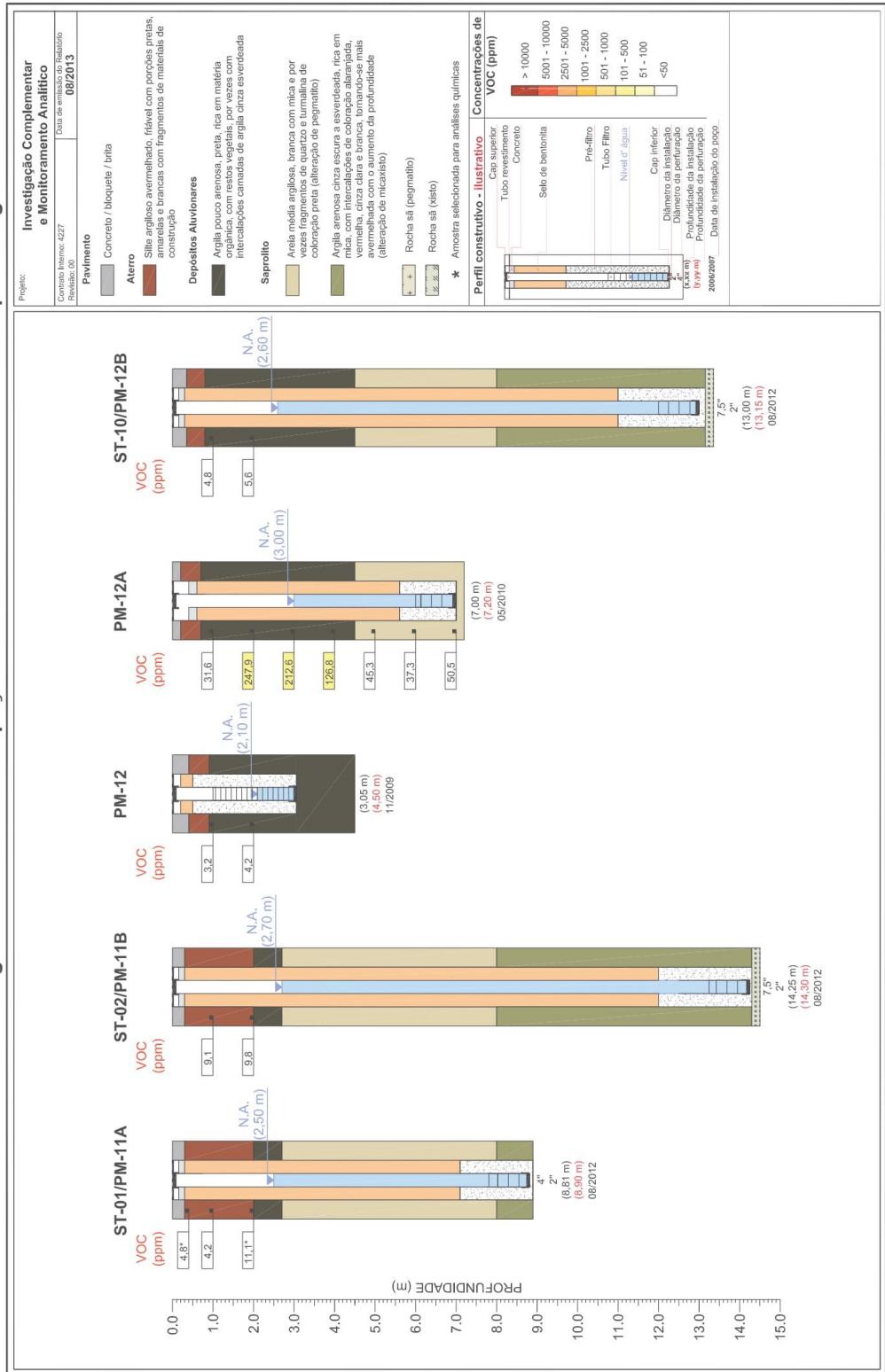
Perfis litológico-construtivos dos poços de monitoramento e teores de vapores orgânicos



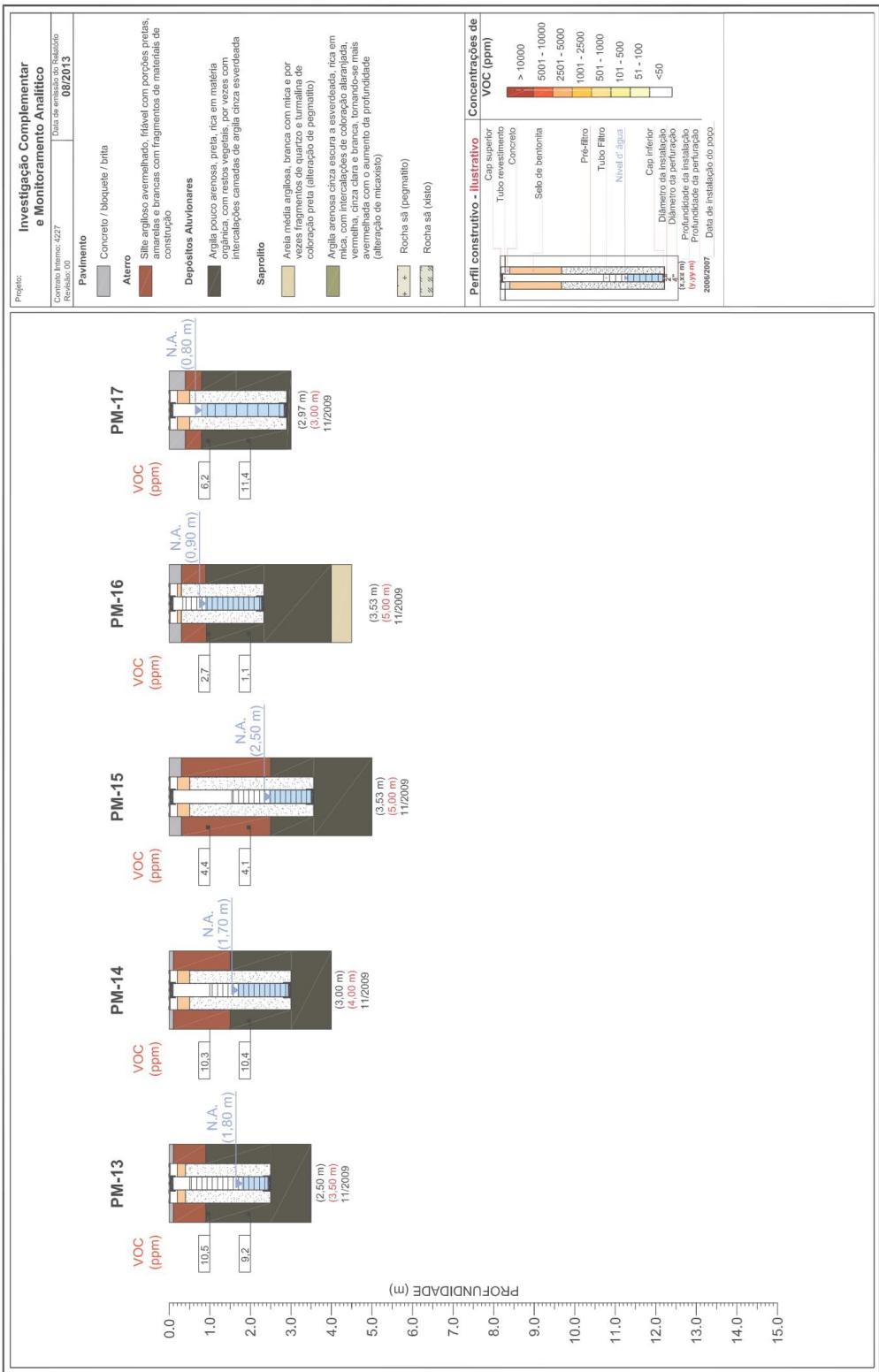
Perfis litológico-construtivos dos poços de monitoramento e teores de vapores orgânicos



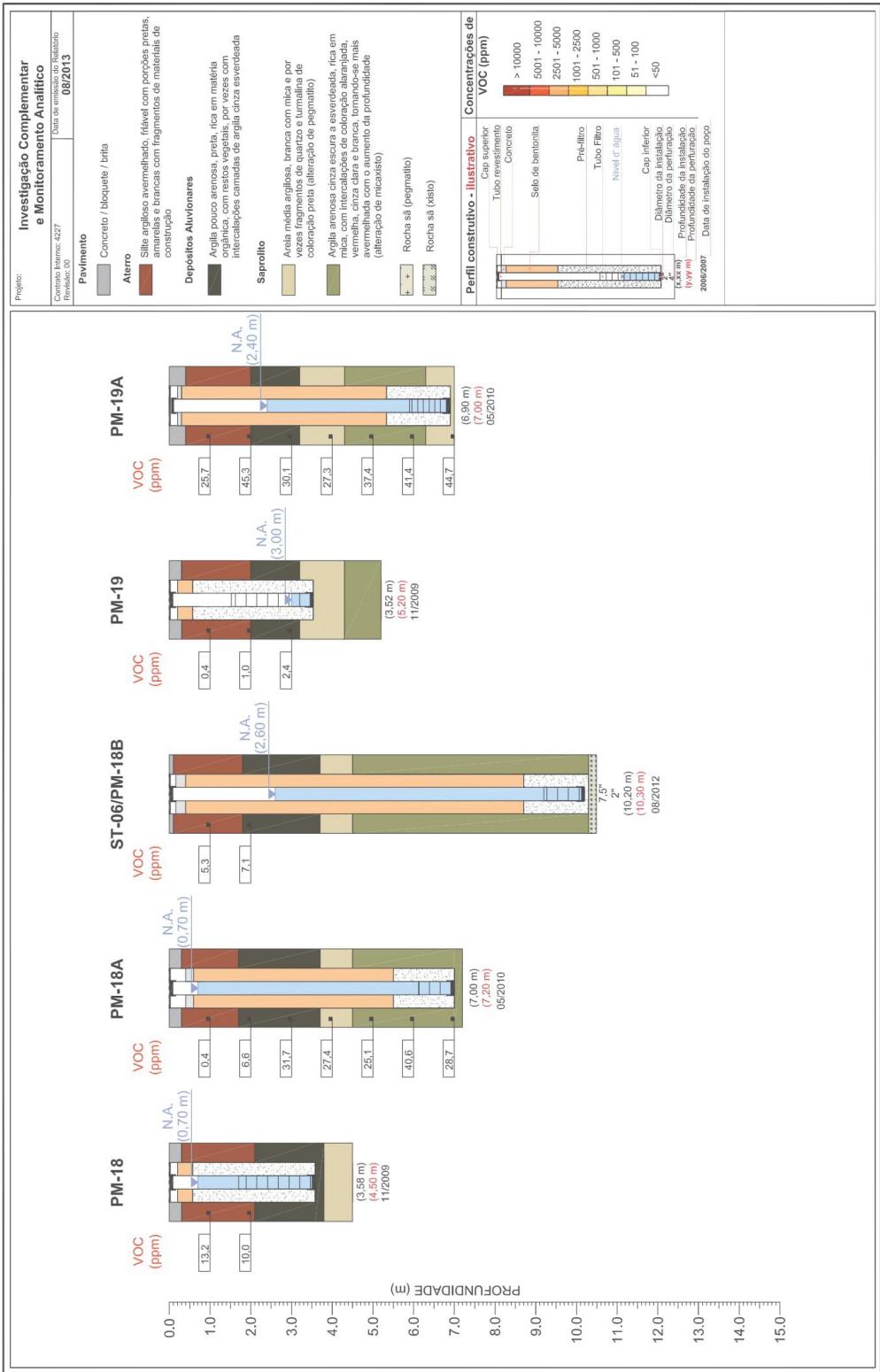
Perfis litológico-construtivos dos poços de monitoramento e teores de vapores orgânicos



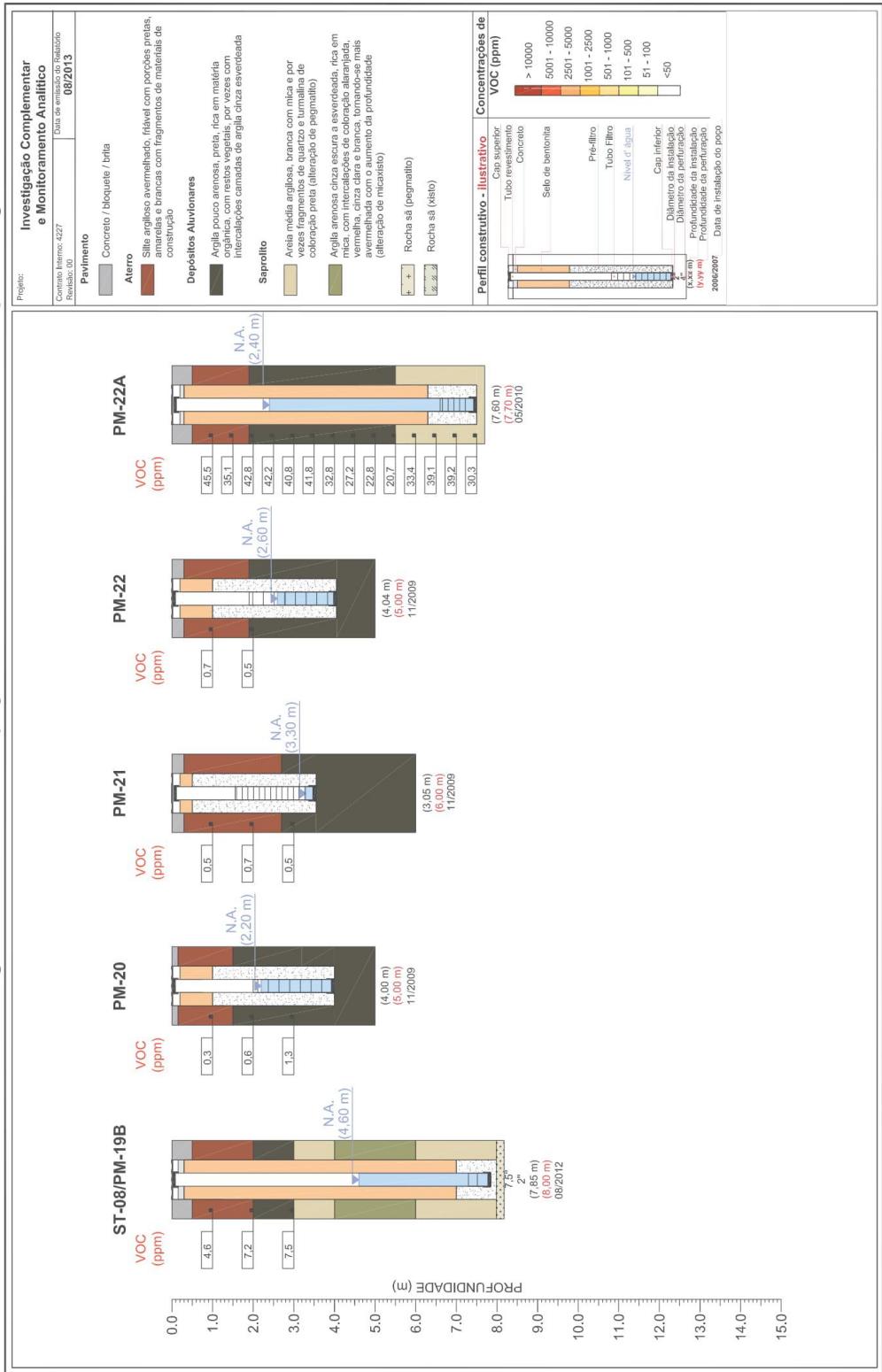
Perfis litológico-construtivos dos poços de monitoramento e teores de vapores orgânicos



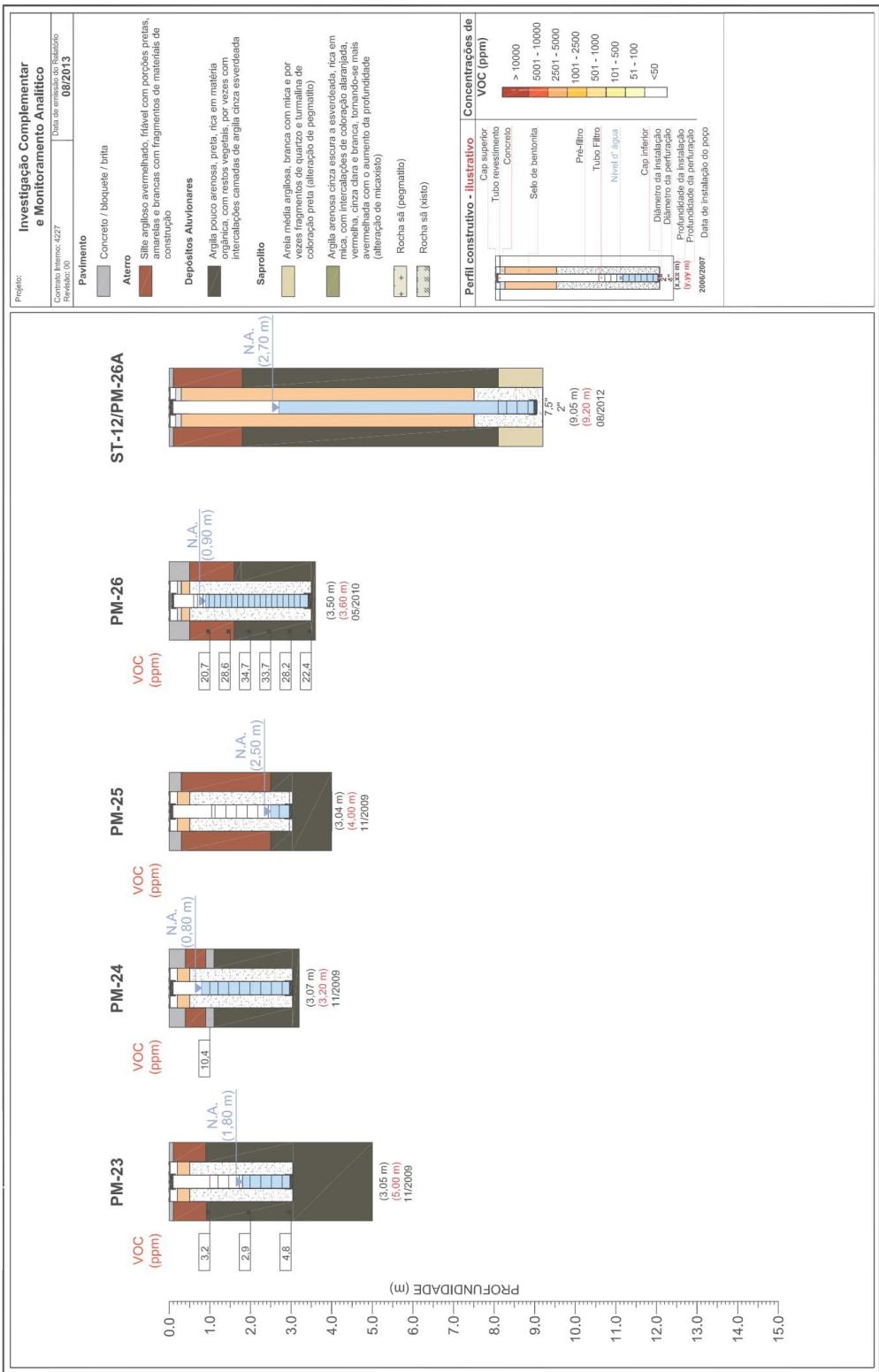
Perfis litológico-construtivos dos poços de monitoramento e teores de vapores orgânicos



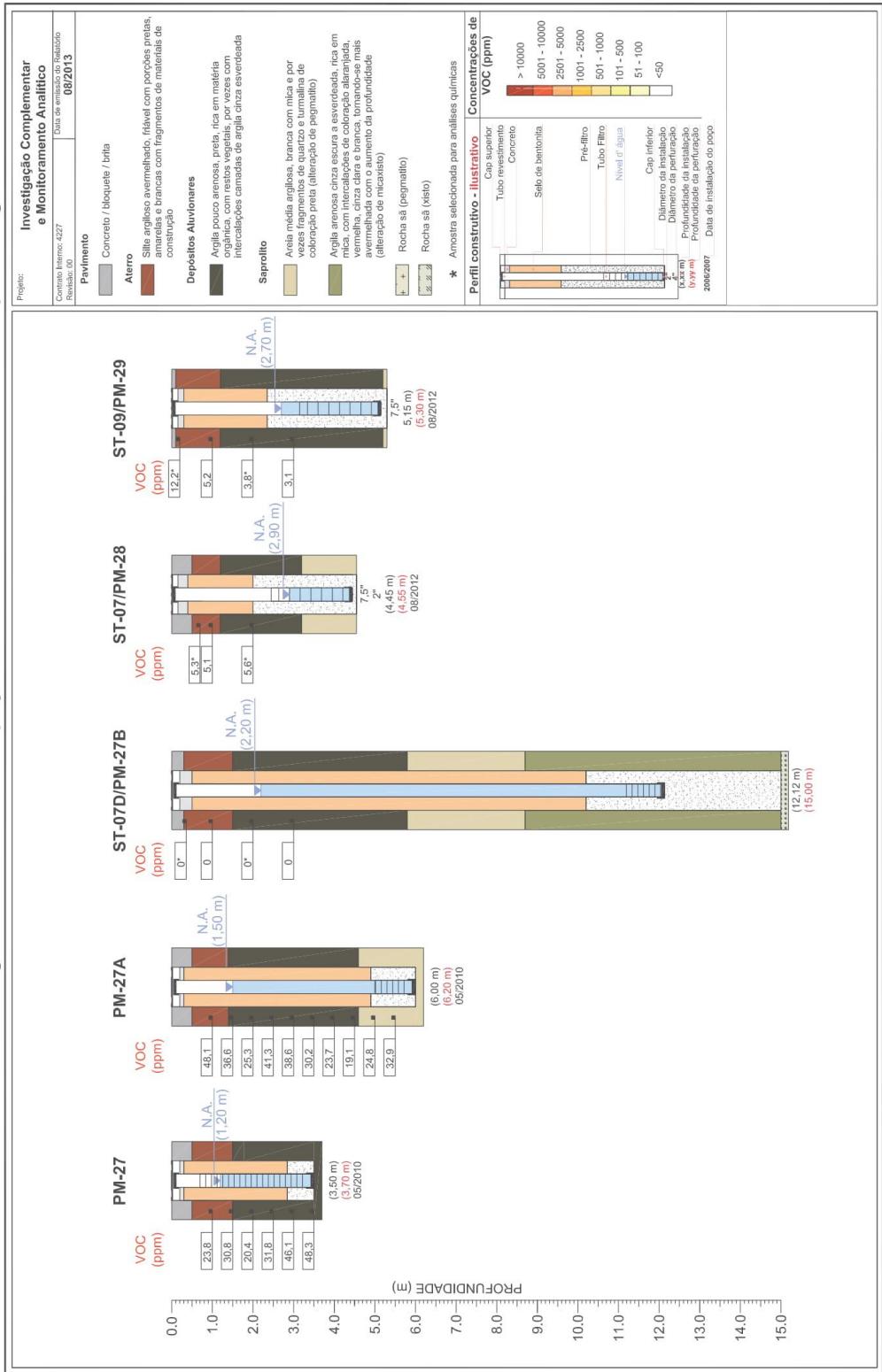
Perfis litológico-construtivos dos poços de monitoramento e teores de vapores orgânicos



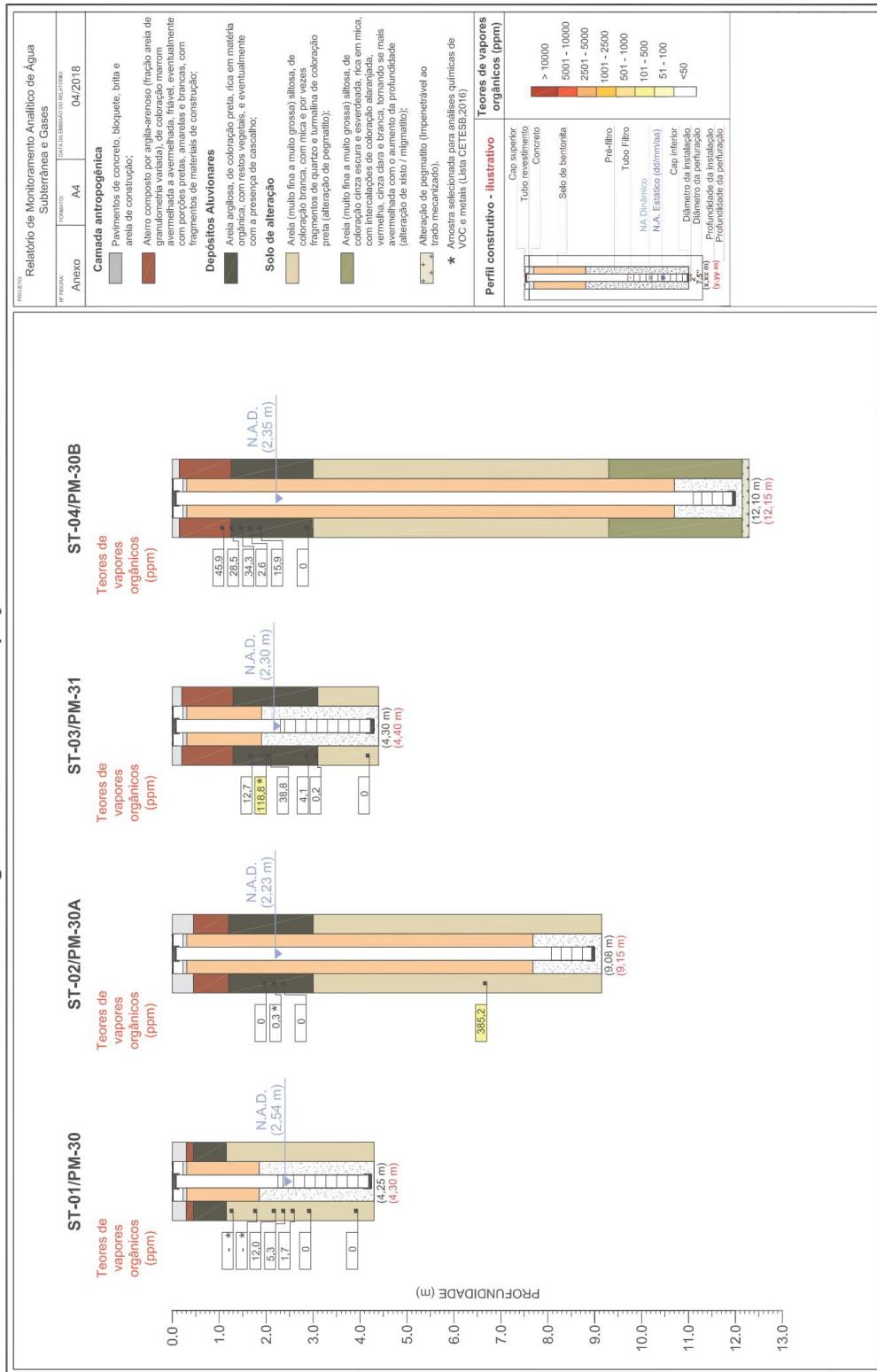
Perfis litológico-construtivos dos poços de monitoramento e teores de vapores orgânicos



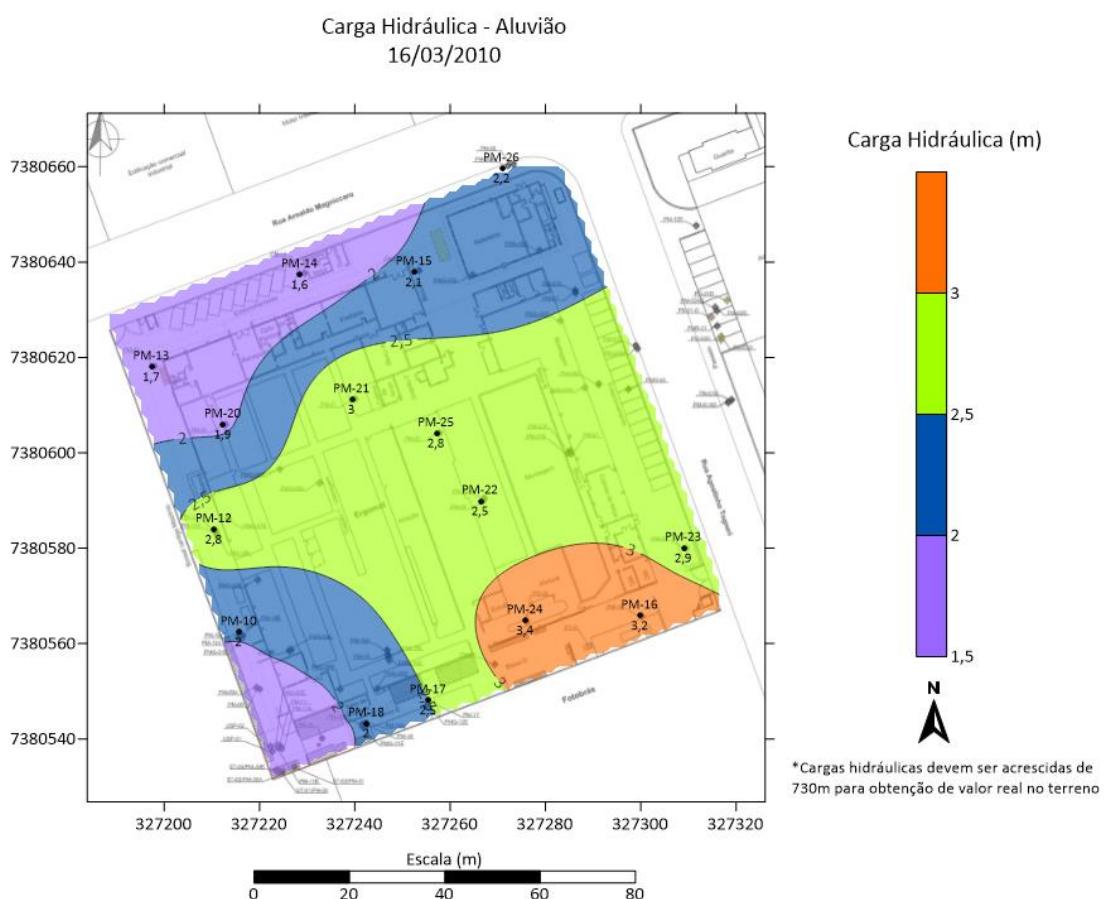
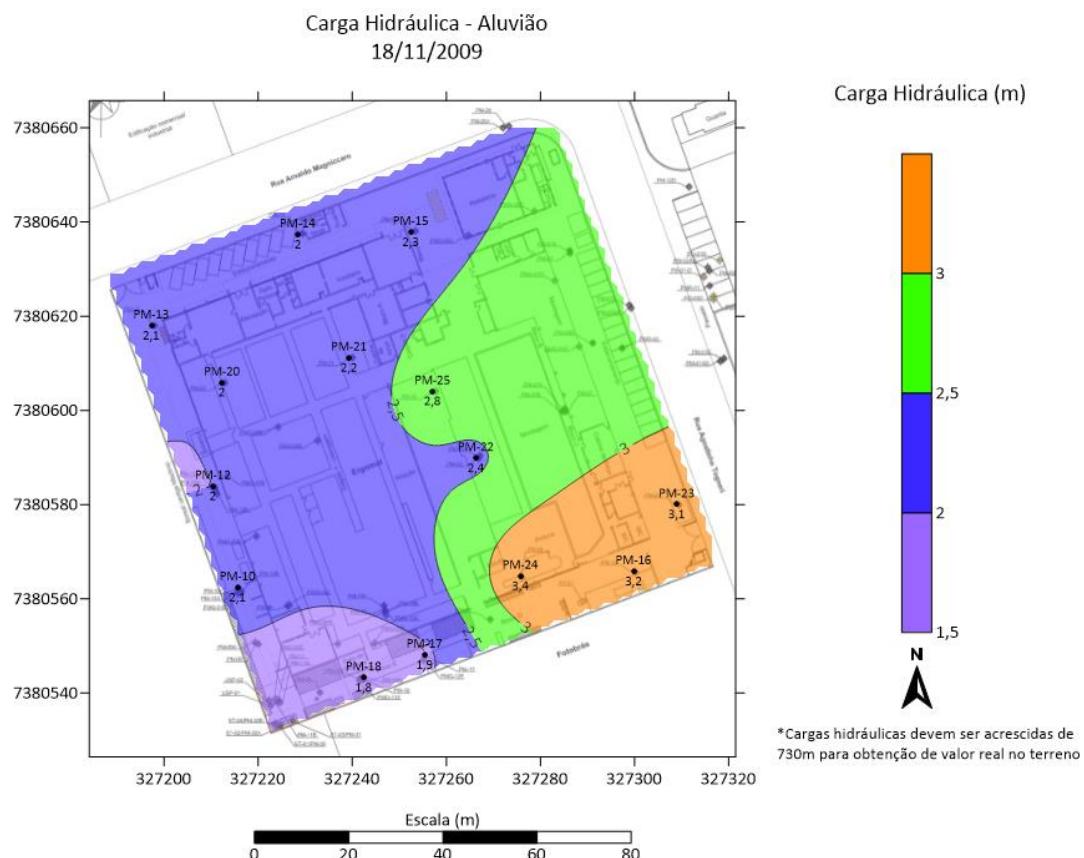
Perfis litológico-construtivos dos poços de monitoramento e teores de vapores orgânicos



Perfis litológico-construtivos dos poços de monitoramento

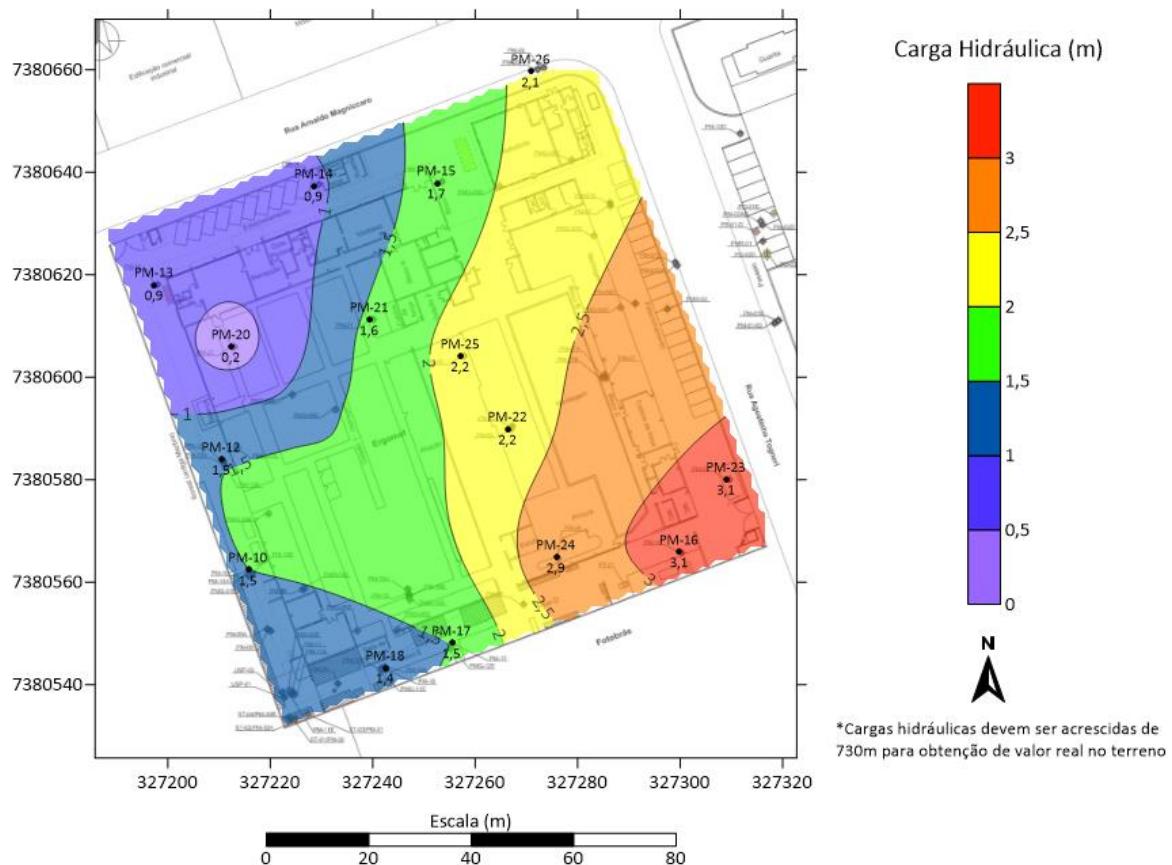
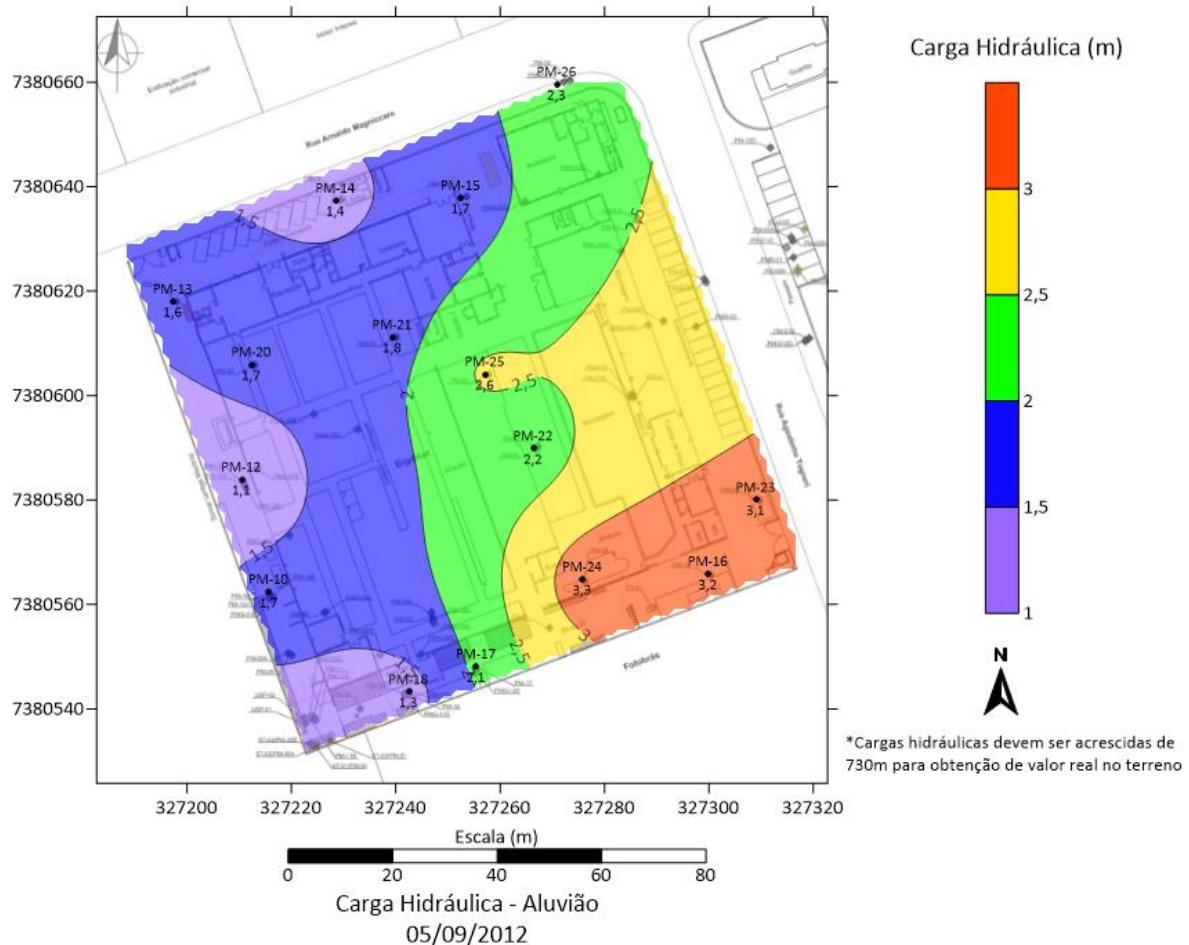


ANEXO 2 – MAPAS POTENCIOMÉTRICOS HISTÓRICOS DO ALUVIÃO

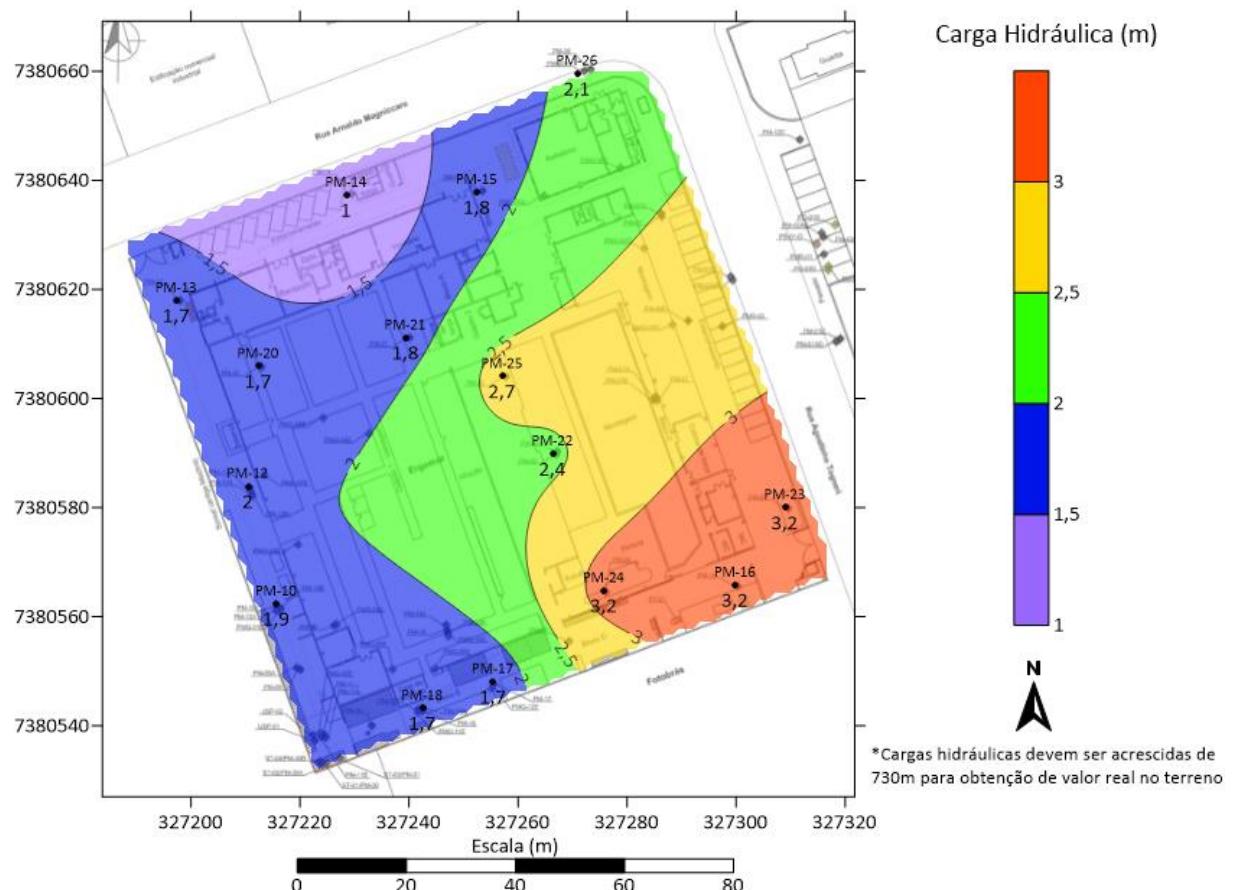
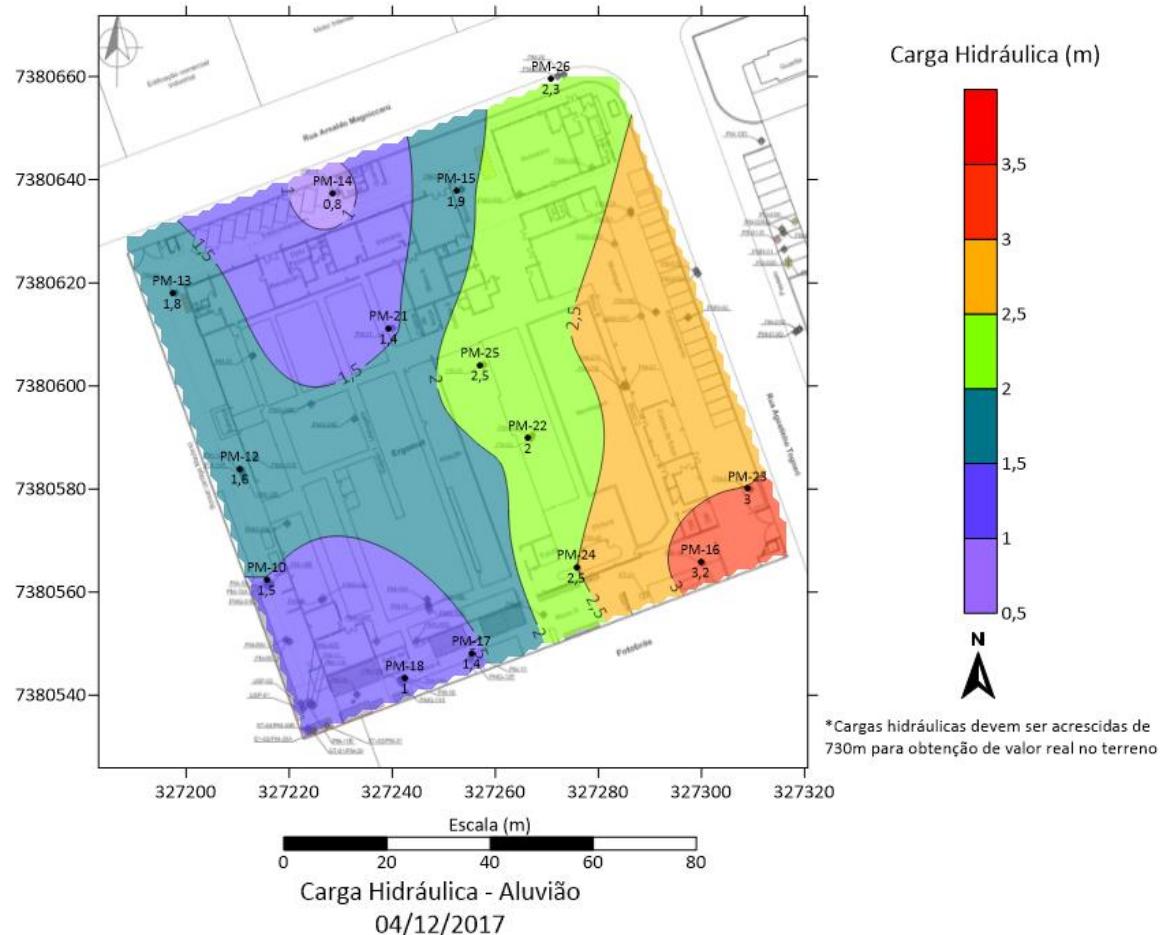


Carga Hidráulica - Aluvião

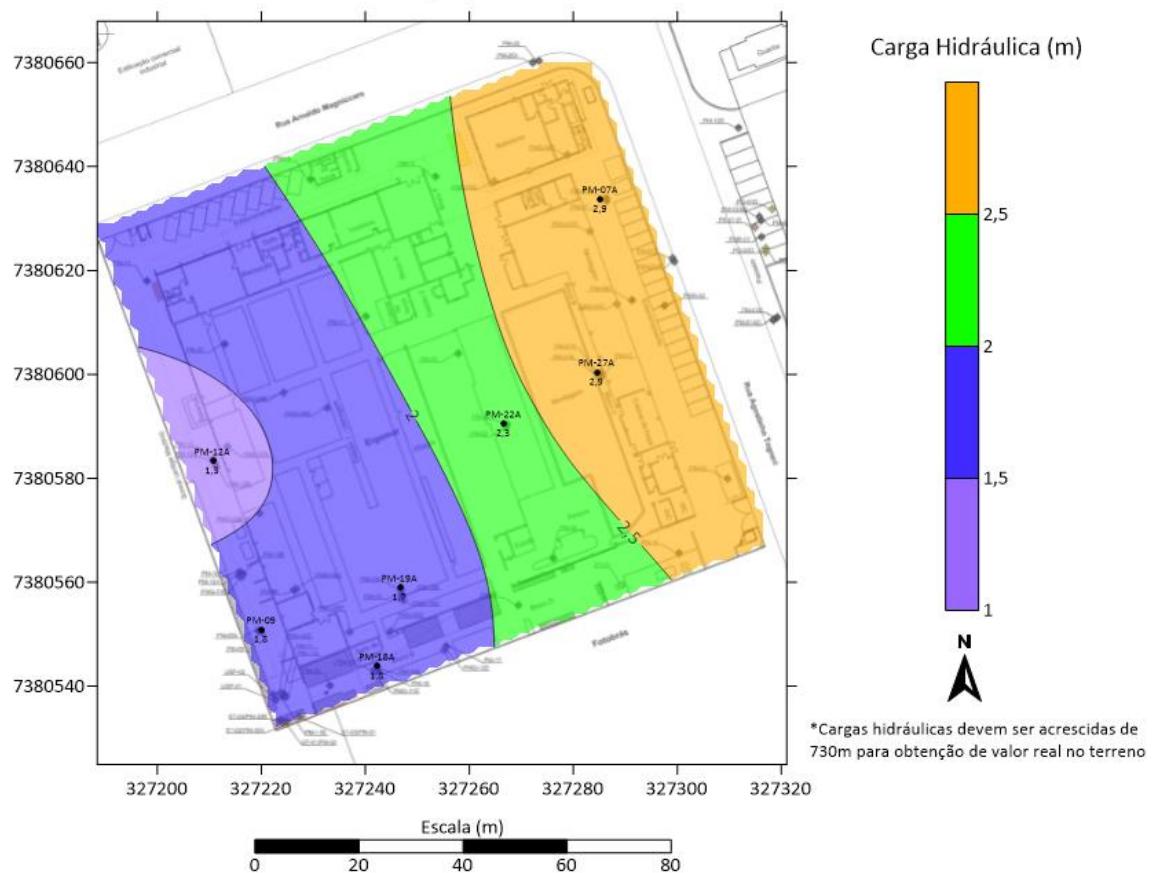
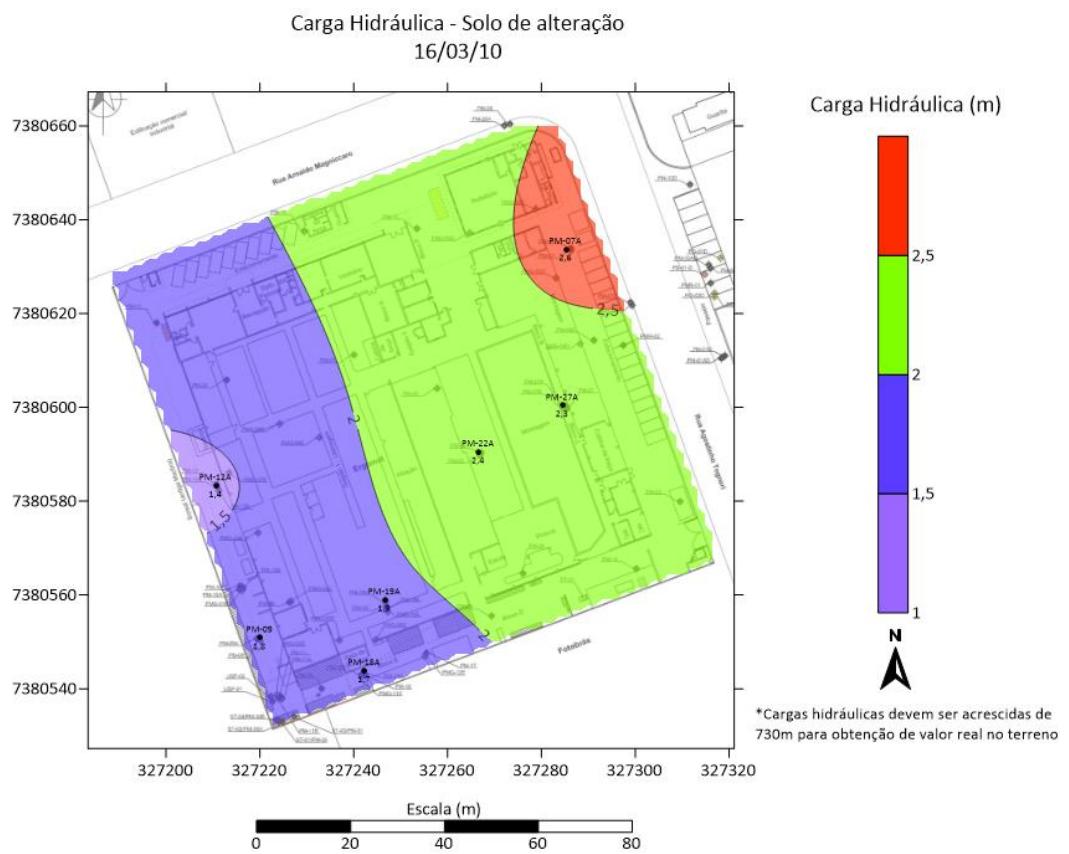
10/11/2011



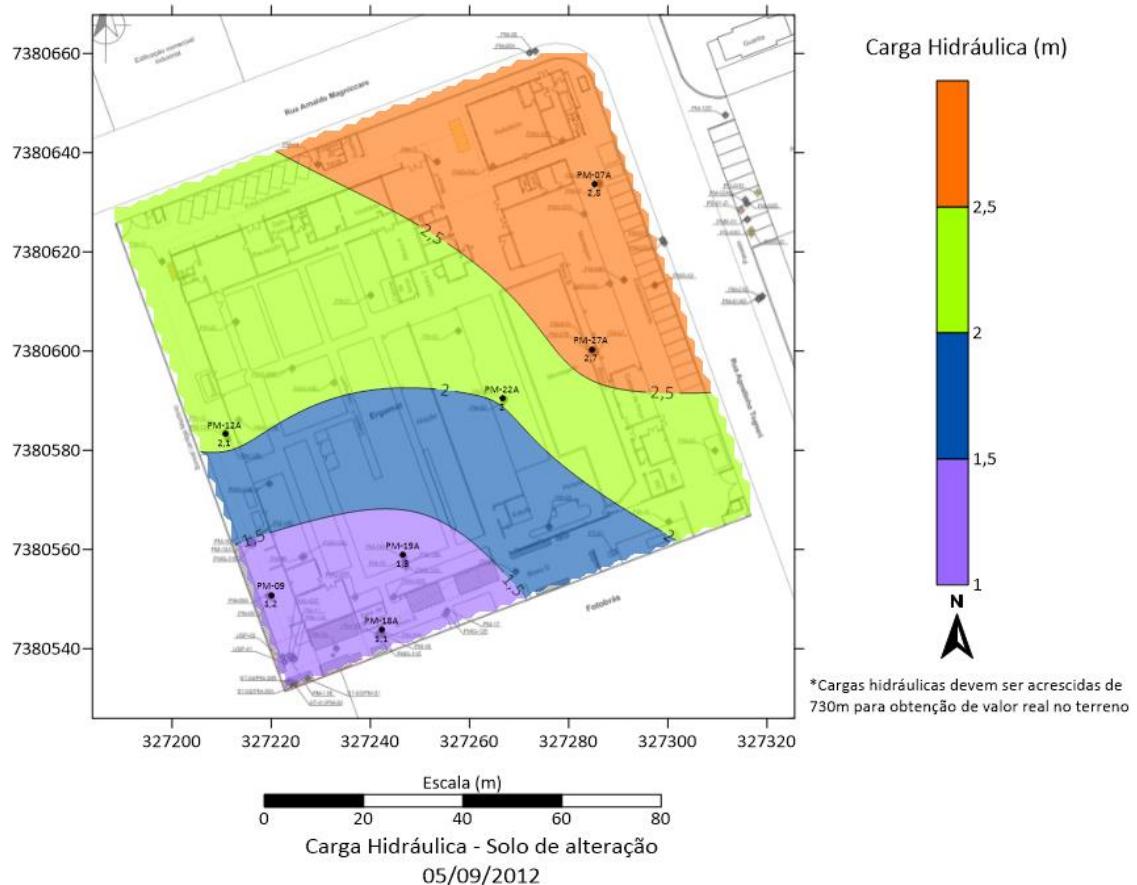
Carga Hidráulica - Aluvião
05/12/2014



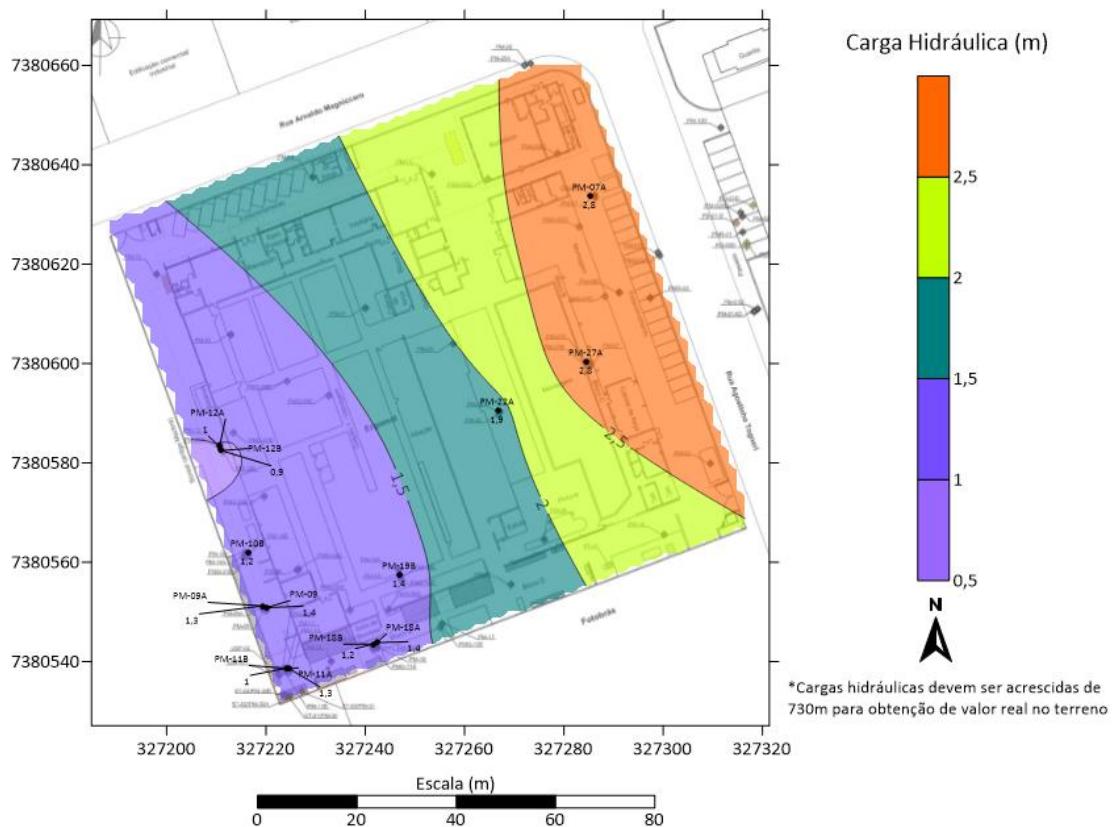
ANEXO 3 – MAPAS POTENCIOMÉTRICOS HISTÓRICOS DO SOLO DE ALTERAÇÃO



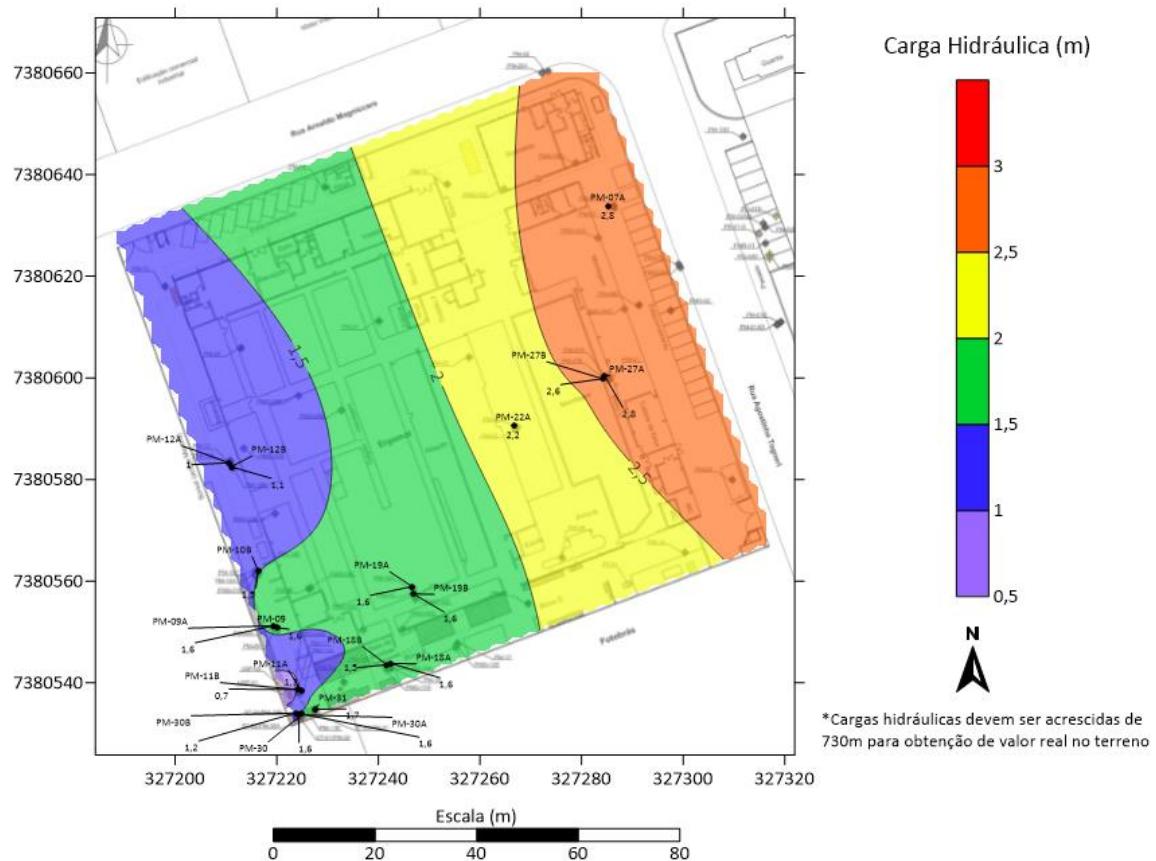
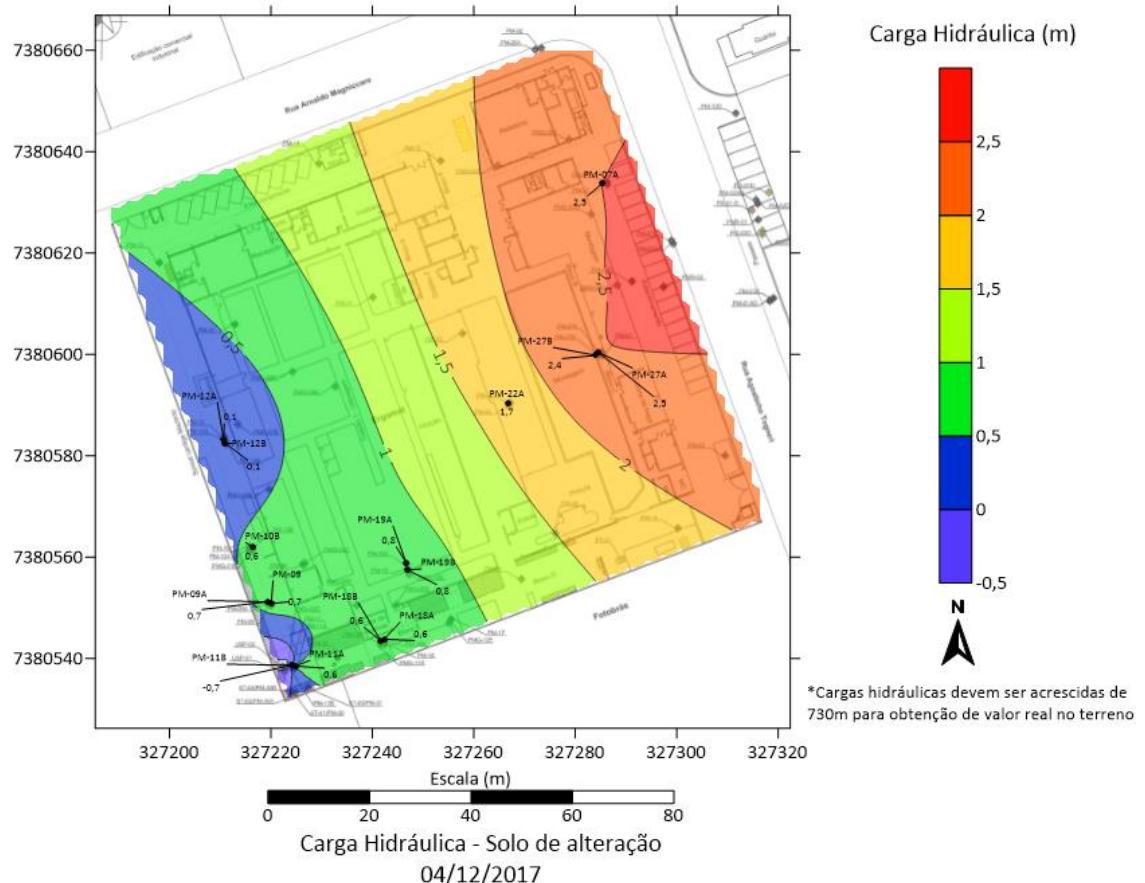
Carga Hidráulica - Solo de alteração
10/11/2011



Carga Hidráulica - Solo de alteração
05/09/2012



Carga Hidráulica - Solo de alteração
05/12/2014



**ANEXO 4 – PERFIS DOS GRADIENTES HIDRÁULICOS DOS POÇOS WESTBAY E CMT
EM FUNÇÃO DA DATA**

