



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
Setor de Ciências da Terra
Departamento de Geologia
Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada



MINEROPAR – Minerais do Paraná S.A.



Ensaio Geofísicos a Sul da Região Metropolitana de Curitiba-RMC (Caminhamento Elétrico e Sondagem Elétrica Vertical)

**Curitiba
2004**

Registro n. 1269



Biblioteca/Mineropar

MINEROPAR
BIBLIOTECA
Reg. 1269 Data 03/05



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
Setor de Ciências da Terra
Departamento de Geologia
Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada



MINEROPAR – Minerais do Paraná S.A.

Ensaio Geofísicos a Sul da Região Metropolitana de Curitiba-RMC (Caminhamento Elétrico e Sondagem Elétrica Vertical)

RELATÓRIO FINAL

Rodoilton Stevanato
Francisco José Fonseca Ferreira
Ricardo Wosniak

550.8
S 843 m

**Curitiba - PR
Agosto/2004**



I Introdução

O presente relatório é fruto de cooperação técnica entre o **Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA)**, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná (UFPR) e a **MINEROPAR – Minerais do Paraná S.A.**, tendo como objetivo apresentar os resultados referentes à aquisição e processamento de dados de imageamento elétrico 2-D (caminhamento elétrico), polarização induzida e sondagem elétrica vertical (SEV), como apoio à pesquisa de áreas a sul da Região Metropolitana de Curitiba – RMC, de interesse da **MINEROPAR**.

II Localização da Área

A área objeto dos levantamentos geofísicos situa-se no município de Araucária – PR, nas áreas A-134a, A-134b e A-134c, a sul da Região Metropolitana de Curitiba (RMC).

III Equipe do Projeto

A equipe do Projeto foi constituída pelos seguintes pesquisadores: Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira (Geólogo-Coordenador), MSc. Rodoilton Stevanato (Geólogo), Ricardo Wosniak (Geólogo), todos do **Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada – LPG/A/UFPR**. Os trabalhos foram assessorados pelo geólogo Sergio Maurus Ribas da Mineropar, o qual forneceu os auxiliares para os trabalhos de campo. A aquisição dos dados geofísicos também foi acompanhada pelos alunos da disciplina Geofísica Aplicada, Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR).

IV Princípios dos Métodos Elétricos de Prospecção

O princípio dos métodos elétricos de prospecção é baseado na injeção, no terreno, de uma corrente **I**, através de dois eletrodos, **A** e **B**, e na medida da diferença de potencial ΔV , entre outros dois eletrodos **M** e **N**. A função resistividade aparente (ρ_a) é dada pela seguinte expressão:

$$\rho_a = K * \Delta V / I$$

O fator **K** que multiplica $\Delta V / I$ é puramente geométrico e depende apenas da disposição dos eletrodos **A**, **B**, **M** e **N**. A resistividade aparente (ρ_a) não é um parâmetro físico do meio, mas um efeito integrado sobre um segmento do semi-espaço, para a qual contribuem:

- Os valores da resistividade em cada ponto;
- A geometria elétrica do terreno;
- A disposição geométrica dos eletrodos.

A Figura 1 ilustra o princípio dos métodos elétricos:

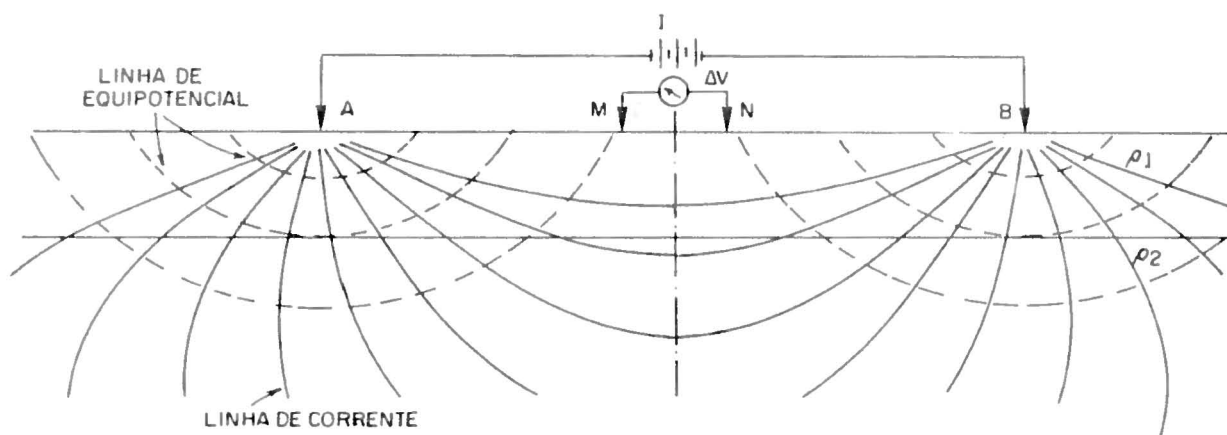


Figura 1 – Ilustração do princípio dos métodos elétricos indicando a propagação das linhas de corrente e de potencial no subsolo.

IV.1 Polarização Induzida

Quando uma corrente elétrica que circula no terreno é interrompida, a voltagem entre os eletrodos **M** e **N** não decai instantaneamente para zero. Durante o fluxo de corrente podem surgir concentrações de carga em várias partes do semiespaço. Depois da interrupção da corrente, as cargas elétricas tendem a retornar à sua posição original, enquanto o voltímetro continua a indicar um sinal fraco. Durante alguns segundos, ou minutos, uma determinada fração da voltagem inicial permanece no terreno enquanto as concentrações de cargas são dissipadas. Este fenômeno é conhecido como **polarização induzida (induced polarization – IP)**.

Durante muitos anos os geofísicos conviveram com os potenciais induzidos durante levantamentos de eletrorresistividade. Apesar de Schlumberger ter verificado o fenômeno antes de 1920, as aplicações modernas iniciaram-se a partir de 1948, inicialmente para prospecção de metais base e, mais recentemente, à exploração de águas subterrâneas, aproveitando-se da propriedade de que a água não se polariza, ao contrário das argilas.

O fenômeno **IP** foi reconhecido pelos estudos eletroquímicos através da passagem de correntes elétricas num sistema eletrodo-eletrólito e sua conexão com sobrevoltagens (*overvoltage*). Esta sobrevoltagem é o potencial extra, que no **IP** é proporcional à densidade de corrente, devido as barreiras eletroquímica e eletrocínética criadas na interface entre o eletrodo e o meio circundante.



Um efeito similar também foi observado em substâncias dielétricas puras. A constante dielétrica de uma substância é a medida da capacidade desta substância em armazenar carga quando um campo elétrico é aplicado. Para um fluxo ininterrupto de corrente, a polarização induzida se manifesta como dependência da impedância do terreno e da frequência da corrente. Define-se impedância como a resistência aparente de uma substância frente ao fluxo de correntes alternadas, de forma análoga à resistência de um circuito elétrico.

O fenômeno da polarização induzida pode ser observado nos domínios do tempo e da frequência. Apesar de ser complexo, o *IP* assemelha-se à descarga de um capacitor (domínio do tempo) ou à variação de impedância de uma corrente alternada (domínio da frequência).

IV.1.1 Medidas de Polarização Induzida (*IP*)

Quando as medidas são feitas pela passagem de pulsos de corrente contínua com duração T (domínio do tempo), a magnitude da polarização induzida observada é frequentemente expressa em $\Delta V/V$ (milivolt/volt), onde $\Delta V/V$ é a voltagem remanescente durante um tempo finito t , depois do corte da corrente elétrica, e V é a voltagem medida enquanto a corrente circula. Esta medida de *IP*, designada como P_t^T é chamada de **polarizabilidade**. Normalmente são utilizados valores de T entre 1-20 segundos, enquanto t é uma fração de T .

É usual mandar primeiro o pulso de corrente contínua numa direção e, em seguida, enviá-lo na direção oposta, procedendo-se depois as leituras de *IP*. Normalmente o tempo de *cut-off* (t) é da mesma ordem de grandeza do tempo T .

É muito importante selecionar adequadamente o tempo t , o qual deve ser suficientemente longo para que os efeitos da indução eletromagnética no terreno não desapareçam, permitindo que pequenas frações de ΔV sejam registradas com segurança e, portanto, não se situem abaixo dos limites de detecção do instrumento. A razão $\Delta V/V$ é independente de V , pelo menos para densidades de corrente normalmente utilizadas nas operações de campo.

A **cargabilidade** (M_{t_1, t_2}^T), como um dos vários parâmetros da polarização induzida no domínio do tempo, pode ser definida de diversas formas:

- Como a razão de decaimento da voltagem inicial (ou voltagem secundária) pela voltagem primária;
- Como a propriedade de um material no qual existe um momento de dipolo provocado por uma corrente induzida por unidade de volume P , energizado por uma densidade de corrente J ($M = P/J$);
- A quantidade de mudança na resistência, medida na curva de decaimento, como função do tempo ($M = \delta\rho(t)/\rho$);

- A integral da área sob uma curva de decaimento de *IP*, entre os tempos t_1 e t_2 , normalizada pela voltagem primária V_p ($M = (1/V_p) \int_{t_1}^{t_2} V_t dt$). A unidade de **cargabilidade** é milivolt.segundo/volt (**mVs/V**);
- A **cargabilidade** multiplicada pela **condutividade**, normalmente expressa em milifarads/unidade de comprimento, é denominada **capacidade específica** quando medida em farads/m. O **farad** é a unidade de **capacitância** no SI; a qual reflete a **capacitância** de um capacitor onde um volt de potencial provoca o armazenamento de um **coulomb** (unidade de carga no SI).

As medidas parciais de **cargabilidade** (M_i) são integradas (somadas), resultando numa média global M_g . M_i e M_g fornecem informações sobre a capacidade do terreno em carregar-se como função de um fluxo de corrente. Como visto, a **cargabilidade** parcial de uma janela i é medida pela seguinte expressão:

$$M_i = \int_{T_{mi}} V dt / T_{mi} * V_{MN}$$

e a **cargabilidade** global é obtida pela seguinte fórmula:

$$M_g = \sum_{i=1}^n (M_i T_{mi}) / \sum_{i=1}^n T_{mi}$$

onde n é igual ao número de janelas *IP*.

No equipamento do **LPGA (ELREC 10)**, podem ser usadas até vinte janelas para definir a curva de decaimento. O fenômeno de descarga observado durante o tempo de relaxamento pode ser descrito de acordo com a Figura 2.

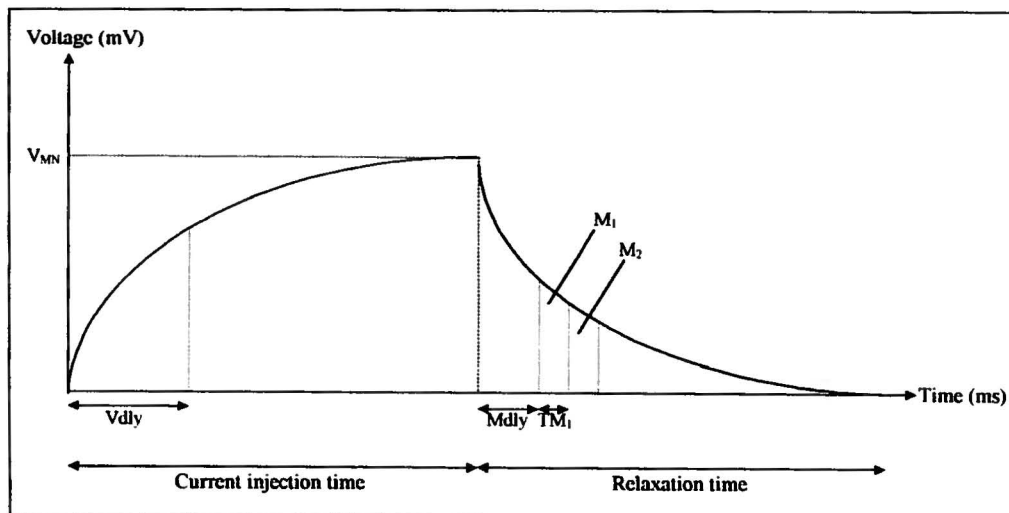


Figura 2 – Ilustração da curva de decaimento *IP* ao longo do tempo (Fonte: Manual de Operações do ELREC 10).



IV.1.2 Origem da Polarização Induzida – Polarização de Membrana e de Eletrodo

A condução elétrica no terreno é normalmente iônica, mas algumas vezes pode ser obstruída por quantidades maiores ou menores de partículas minerais (por exemplo, grãos de pirita), nas quais quem transporta a corrente elétrica são os elétrons. Este fenômeno é bem conhecido quando uma corrente que passa por um eletrodo de metal (condutor eletrônico), inserido num eletrólito, pode aumentar a carga continuamente, de baixo para cima, na interface do eletrodo com o meio circundante, quando os demais processos da reação eletrolítica não se desenvolvem com a mesma velocidade. Isto produz a denominada **polarização de eletrodo**. A carga extra acumulada difunde-se no eletrólito, quando a corrente é interrompida, restabelecendo-se o equilíbrio original, no qual uma película de íons negativos adere ao eletrodo de metal.

O efeito de *IP* observado em corpos de minerais sulfetados, ou outros minerais condutores como a grafita e a magnetita, é basicamente uma manifestação semelhante ao fenômeno da polarização de eletrodo. Tal efeito pode ser realçado se as partículas minerais estiverem dispersas (sulfetos disseminados) numa massa compacta, desde que o mesmo seja um fenômeno da superfície do mineral e que a polarização das cargas esteja relacionada à superfície total das partículas. Valores de $\Delta V/V$ maiores que 10% são comuns em muitos depósitos minerais.

A polarização induzida também é observada na ausência de minerais eletronicamente condutores. A presença de argila é uma condição necessária para a existência deste fenômeno porém, o mesmo não é observado em areias quartzosas ou em outro meio desprovido de argilas. A polarização de membrana, como este efeito tem sido chamado, é provavelmente devida a trocas iônicas e à disposição da difusão de potenciais. A presença de água em subsuperfície não sensibiliza o efeito IP, ou seja, apresentam baixos valores de cargabilidade.

A superfície das partículas de argila, as bordas ou extremidades de corpos acamadados, materiais fibrosos ou planos de clivagem, normalmente aprisionam cargas negativas não balanceadas que atraem uma nuvem de íons positivos do eletrólito. Quando uma corrente elétrica interage com um sistema eletrólito-argila, os íons positivos podem facilmente atravessar aquela nuvem, porém os íons negativos são bloqueados formando zonas de concentração iônica.

O retorno destes íons à sua distribuição de equilíbrio, depois de cessada a corrente, gera uma corrente residual responsável pelo efeito de polarização induzida. Superficialmente, de acordo com observações experimentais, os efeitos de **polarização de membrana e de eletrodo** são semelhantes entre si. Entretanto, não existe uma feição diagnóstica, não ambígua, que possa distinguir estes dois fenômenos durante as operações de campo. Existem diversas teorias, tanto macroscópicas quanto microscópicas, para explicar os mencionados efeitos, porém as mesmas não serão tratadas aqui.

No campo, o balanço químico é normalmente estabelecido entre as cargas elétricas dispostas na superfície dos minerais e os íons das águas que saturam os poros. Os íons positivos oriundos da água tendem a se concentrar em torno das partículas de argila negativamente carregadas e os íons negativos são atraídos pelas cargas positivas da superfície de alguns grãos de areia. Entretanto, a mobilidade dos íons mantém posições que permitem uma neutralidade elétrica como indicado na figura 3.

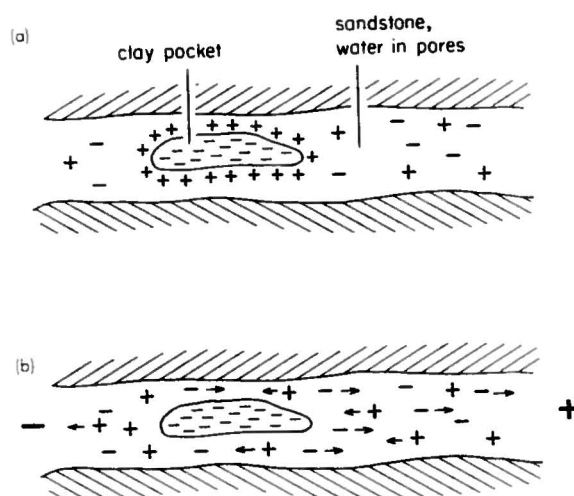


Figura 3 – Distribuição de íons e partículas sedimentares eletricamente carregadas num ambiente natural (a), onde íons positivos da água subterrânea tendem a se concentrar na superfície de partículas argilosas negativamente carregadas e íons negativos são atraídos por grãos de areia que carregam cargas positivas. Este balanço natural é interrompido quando uma corrente elétrica é injetada no terreno causando (b) migração dos íons positivos da água subterrânea em uma direção e negativa na direção oposta. Quando a corrente é removida, estes íons retornam à suas posições originais de equilíbrio. Durante este intervalo de tempo, o retorno dos íons produz uma voltagem seguida do decaimento da amplitude (adaptado de Robinson & Corun, 1998).

O balanço natural de cargas, que equivale a uma bateria gasta, é interrompido por uma corrente elétrica que circula no terreno, a qual age como se a bateria fosse recarregada. Isto significa que as cargas positivas e negativas circulam de um lado para o outro, como ilustrado na mencionada Figura 4b. O efeito de recarga é mais forte nas zonas de elevadas densidades de corrente, as quais correspondem as áreas de mais baixas resistividades. É nestas zonas de mais baixas resistividades que as cargas denotam mais mobilidade.

IV.1.3 Arranjo Dipolo-Dipolo (Caminhamento Elétrico)

Na prática dos levantamentos de imageamento elétrico 2-D ou de polarização induzida, denomina-se geralmente a fonte de corrente como circuito transmissor, ou simplesmente

transmissor (foto 1), e os circuitos relacionados com os eletrodos de potencial como **receptor** (foto 2). O arranjo eletrônico normalmente utilizado neste tipo de levantamento é o **dipolo-dipolo**, onde a separação entre os eletrodos de corrente (**A** e **B**) é a mesma dos eletrodos de potencial não polarizáveis (**M** e **N**), e a distância entre seus pontos médios é um múltiplo deste espaçamento.



Foto 1 – Transmissor de corrente VIP3000W em primeiro plano e o gerador Honda EM5000S.



Foto 2 – Receptor multicanal e espectral ELREC10 e o eletrodo de potencial não polarizável.

Os caminhamentos elétricos são usualmente feitos ao longo de perfis (picadas). O procedimento mais comum é posicionar os eletrodos de corrente (**AB**) no início da linha. As leituras são feitas através de pares sucessivos de eletrodos de potencial (**MN**), igualmente espaçados. O **transmissor (AB)** é então deslocado para a próxima posição, na mesma linha, e o procedimento é então repetido. Tal procedimento é ilustrado na Figura 4.

INDUCED POLARIZATION SURVEYING

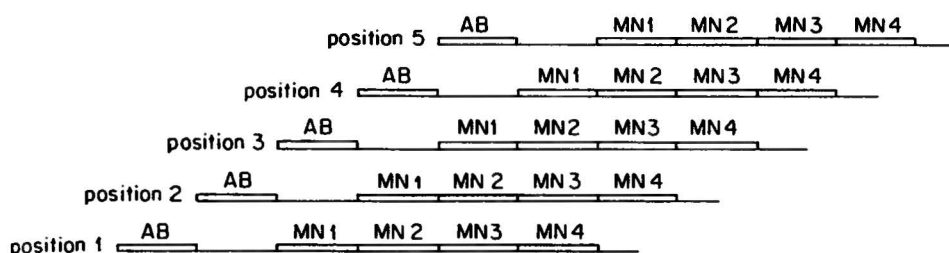


Figura 4 – Procedimento da perfilagem *IP-Resistividade*. Com o **transmissor AB** na posição 1 são realizadas leituras no **receptor MN** nas posições **MN1**, **MN2**, **MN3** e **MN4**. O transmissor é então deslocado, ao longo da linha, para a posição 2, procedendo-se mais quatro medidas no **receptor MN** e assim sucessivamente (adaptado de Robinson & Corun, 1988).

Os valores medidos ao longo do perfil são desenhados de acordo com a mencionada Figura. Nela, as posições do **transmissor (AB)** e do **receptor (MN)** são indicadas pelo primeiro e pelo segundo número, respectivamente. A mencionada Figura mostra que a posição do transmissor está relacionada a uma linha que parte do ponto médio entre os eletrodos de corrente, segundo um ângulo de 45° . Esta linha é interceptada por outras, também com inclinações de 45° , partindo do ponto médio de cada par de eletrodos de potencial. Os valores medidos pelo **receptor**, nas diferentes posições, são colocados nas interseções entre as linhas inclinadas. Observe que os pontos assim desenhados situam-se abaixo da metade da distância entre os pontos médios **transmissor-receptor** ao longo da linha do levantamento. Note também que a profundidade destes pontos aumenta na medida em que a separação **transmissor-receptor** também aumenta. Entretanto, não existe uma relação direta entre estes pontos e o posicionamento das fontes de *IP*, embora se espera que os sinais das fontes profundas reflitam-se nas leituras onde a separação **transmissor-receptor** seja maior.

A Figura 5 mostra os pontos de leitura (interseções), a partir de posições sucessivas do transmissor. Para cada posição do transmissor, o procedimento ilustrado na Figura 4 é repetido (Figura 5b). Esta forma de apresentação dos dados, denominada **pseudoseção**, permite que os valores de *IP* sejam contornados, como esquematizado na Figura 5c, gerando uma imagem da posição relativa das fontes. Entretanto, como referido, tais contornos não refletem o posicionamento real das fontes de *IP*, mas uma aproximação de onde, ao longo do perfil, uma determinada fonte pode estar situada e se a mesma é relativamente rasa ou profunda. É usual nos levantamentos de *IP* também representar simultaneamente e da mesma forma, os valores da **resistividade aparente**.

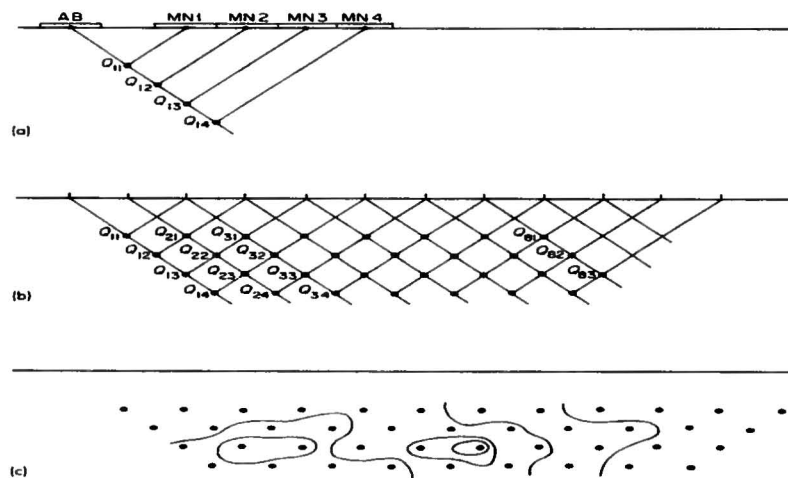


Figura 5 – Representação de uma **pseudoseção** de medidas de um caminhamento elétrico, indicando a posição relativa de zonas que produzem potenciais induzidos. (a) cada medida **Q** é colocada nas interseções de linhas inclinadas segundo 45° , a partir dos pontos médios do **transmissor** e do **receptor**. Para posições sucessivas do **receptor**, considerando uma posição fixa do **transmissor**, os valores são indicados como Q_{11} , Q_{12} , Q_{13} , Q_{14} , etc., todos dispostos ao longo da linha que parte do ponto médio do transmissor. (b) deslocando o transmissor sucessivamente e repetindo o procedimento, é possível desenhar os valores de **Q** em intervalos iguais ao longo de um conjunto de linhas paralelas dispostas segundo ângulos de 45° a partir da posição do transmissor. (c) os valores de **Q** podem ser contornados e interpretados no sentido de identificar as posições relativas das fontes de **IP** (adaptado de Robinson & Corun, 1988).

IV.2 Arranjo Schlumberger (Sondagem Elétrica Vertical - SEV)

O arranjo **Schlumberger** é indicado na Figura 6:

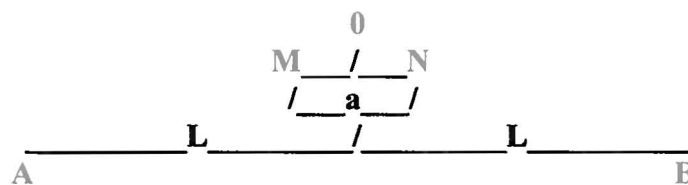


Figura 6 – Configuração do Arranjo Schlumberger

Neste tipo de arranjo (Figura 6 e Foto 3), enquanto os eletrodos de corrente **A** e **B** apresentam uma separação crescente (**L**), em relação ao centro do arranjo (**0**), os eletrodos de potencial **M** e **N** permanecem fixos durante o desenvolvimento do ensaio. A idéia básica deste arranjo é fazer com que a distância **a**, que separa os eletrodos **M** e **N**, tenda a zero em relação à distância crescente entre os eletrodos de corrente **A** e **B**. O erro resultante deste tipo de arranjo é insignificante e, para minimizá-lo, adota-se a seguinte relação: **MN** menor ou igual a **AB/5**.

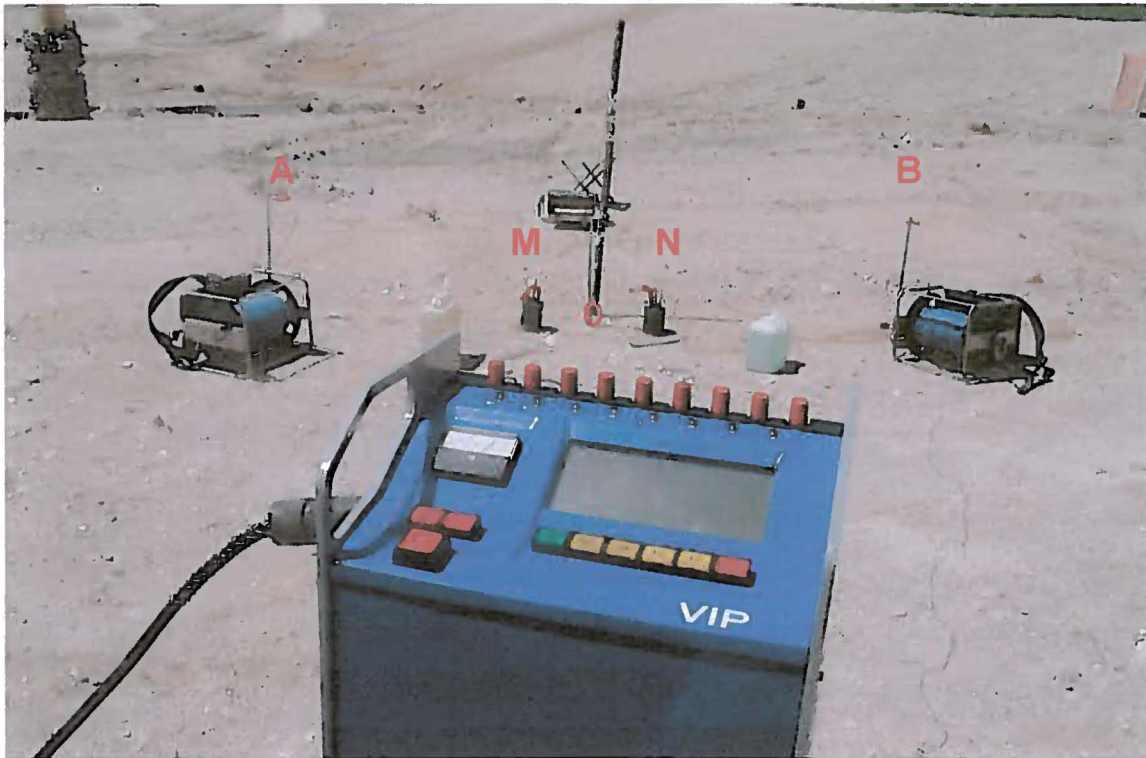


Foto 3 – Transmissor de corrente (primeiro plano) e disposição do arranjo Schlumberger.

A medida em que se aumenta a distância entre os eletrodos de corrente **A** e **B**, o volume total da subsuperfície investigada também aumenta, permitindo alcançar camadas cada vez mais profundas. Assim, os resultados obtidos estarão relacionados com as resistividades e/ou cargabilidades aparentes com a profundidade.

Os dados destes parâmetros físicos, assim obtidos, através de cada sondagem elétrica vertical (**SEV**), são representados por meio de curvas bilogarítmicas em função das distâncias entre os eletrodos correspondentes. No caso do arranjo Schlumberger, as resistividades aparentes (ρ_a , em **Ohm.m**) são plotadas nas ordenadas e as distâncias **AB/2** (em metros) nas abcissas.

A profundidade de investigação de uma **SEV** é governada, principalmente, pelo espaçamento entre os eletrodos de corrente (**A** e **B**), podendo ser considerada, na prática, como igual à **AB/4**. Entretanto tal profundidade é uma estimativa para efeito de planejamento, uma vez que a mesma é dependente dos valores da resistividade e da disposição geométrica das camadas subsuperficiais.

A interpretação das curvas obtidas no campo é procedida automaticamente, através de *software* de inversão 1-D específico, obtendo-se as denominadas colunas geoeletricas, nas quais são indicadas as resistividades e profundidades verdadeiras das camadas. É fundamental, entretanto, que tais resultados sejam compatibilizados com os dados geológicos para que se obtenha uma interpretação segura. A ambigüidade na interpretação das **SEVs** pode resultar em modelos

geoeletricos que não correspondam fielmente à geologia de subsuperfície, uma vez que camadas geologicamente distintas podem apresentar a mesma resistividade, ou, por outro lado, é possível que uma mesma camada indique mais de um nível de resistividade. Ressalte-se que a zona não saturada, constituída por um ou mais tipos litológicos, é considerada um estrato geoeletrico. Finalmente as rochas de mesma natureza (litologia), apresentam resistividades que são influenciadas pela porosidade, conteúdo de água dos poros, condutividade, tamanho dos grãos, grau de compactação, metamorfismo, efeitos tectônicos, etc., aspectos estes que devem ser considerados na interpretação.

V Aquisição dos dados geofísicos

Os equipamentos utilizados na aquisição dos dados de resistividade aparente (ρ_a) e de cargabilidade global aparente (M_a), são de última geração tecnológica e incluem um sistema completo de polarização induzida e resistividade, fabricado pela *Iris Instruments*, o qual é composto por um transmissor de alta potência (VIP3000W), alimentado por um gerador Honda (EM5000S) e um receptor multicanal/espectral (ELREC 10). Este sistema pode operar com dez níveis de investigação, além de permitir a coleta complementar de parâmetros espectrais como a cargabilidade verdadeira (M_{cc}) e a constante de tempo (τ), utilizando o modelo Cole-Cole (Cole-Cole, 1941).

VI Resultados Obtidos

Os dados geoeletricos coletados, processados e interpretados neste Projeto, utilizando as técnicas de caminhamento elétrico/IP (imageamento elétrico 2-D/IP) e sondagem elétrica vertical (SEV/IP), foram os seguintes: a) caminhamento elétrico/IP – linhas L1 (figuras 7 e 8) e L2 (figuras 9 e 10); b) sondagem elétrica vertical/IP - SEV-1, SEV-2, SEV-3, SEV-4, SEV-5, SEV-6, SEV-7, SEV-8, SEV-9, SEV-10, SEV-11 (figuras 11 a 21), cujos resultados serão discutidos a seguir.

O processamento dos dados geofísicos foi realizado em ambiente computacional através dos seguintes *software*: *Geosoft Oasis Montaj™* e *Geosoft/Interpex Zonge 2-D Inversion for Interactive™ IP*, para os dados de caminhamento elétrico/IP, e *IPI2Win* relativo aos dados de sondagem elétrica vertical/IP.

Os resultados dos caminhamentos elétricos, por linha, e das sondagens elétricas verticais, por unidade, são apresentados da seguinte forma, respectivamente:

- Pseudoseções de resistividade aparente (ρ_a) e cargabilidade total aparente (M_a) e modelos de profundidade da resistividade verdadeira e da cargabilidade verdadeira correspondentes (figuras 7, 8, 9 e 10);
- Curvas de resistividade aparente (ρ_a) e cargabilidade total aparente (M_a), *versus* AB/2 (m), e modelos de profundidade correspondentes (figuras 11 a 21).

VI.1 Caminhamentos Elétricos/IP (Imageamentos Elétricos/IP 2-D)

• **Linha L1** – As figuras 7 e 8 apresentam, respectivamente, as pseudoseções de resistividade e cargabilidade aparentes e os modelos de profundidade correspondentes. Nota-se na Figura 7 a identificação de baixas resistividades aparentes nos níveis mais superficiais, as quais gradam para valores maiores em profundidade. Já a pseudoseção da cargabilidade global aparente revela índices elevados na maioria dos níveis superficiais e baixos em profundidade, à exceção do segmento entre as estações 850 e 1050 metros (Figura 7). A Figura 8 representa os modelos de profundidade para ambas as variáveis. Observa-se claramente no modelo da resistividade verdadeira, a definição de um estrato superficial de baixa resistividade, o qual foi interpretado como resposta do conjunto solo-regolito (melhor detalhado na SEV-1, Figura 11), *versus* níveis profundos com maiores valores, interpretados como resposta do embasamento geológico resistivo. Assinale-se também que a interrupção dos níveis superficiais de baixas resistividades verdadeiras, em torno da estação 150 metros, foi interpretada como uma fratura (Figura 8). Sobretudo no segmento meridional do modelo de cargabilidade verdadeira, são assinalados níveis superficiais elevados desta variável, sobrepostos a estratos de baixa cargabilidade. Tal comportamento pode ser bem visualizado na curva de cargabilidade aparente da Figura 11, a qual exibe incremento desta variável, a partir da superfície, decaindo a partir de $AB/2$ em torno de 20 metros.

• **Linha L2** - As figuras 9 e 10 apresentam, respectivamente, as pseudoseções de resistividade e cargabilidade aparentes e os modelos de profundidade correspondentes. As pseudoseções da Figura 9 mostram um comportamento semelhante aquele observado na Figura 7. Já os modelos de profundidade da Figura 10 mostram também níveis superficiais de baixa resistividade e alta cargabilidade, cujas interrupções, do mesmo modo, foram interpretadas como fraturas. É interessante observar que os dois núcleos profundos de altas resistividades, separados por uma fratura, se refletem distintamente no modelo de cargabilidade da Figura 10, ou seja, baixas cargabilidades entre a estação 550 metros e o término setentrional do modelo, *versus* cargabilidades moderadas entre aquela estação e o extremo meridional do modelo. Tal contraste pode ser explicado pelo maior percentual de minerais polarizáveis do segmento setentrional, o que muitas vezes não se reflete em termos de resistividade.

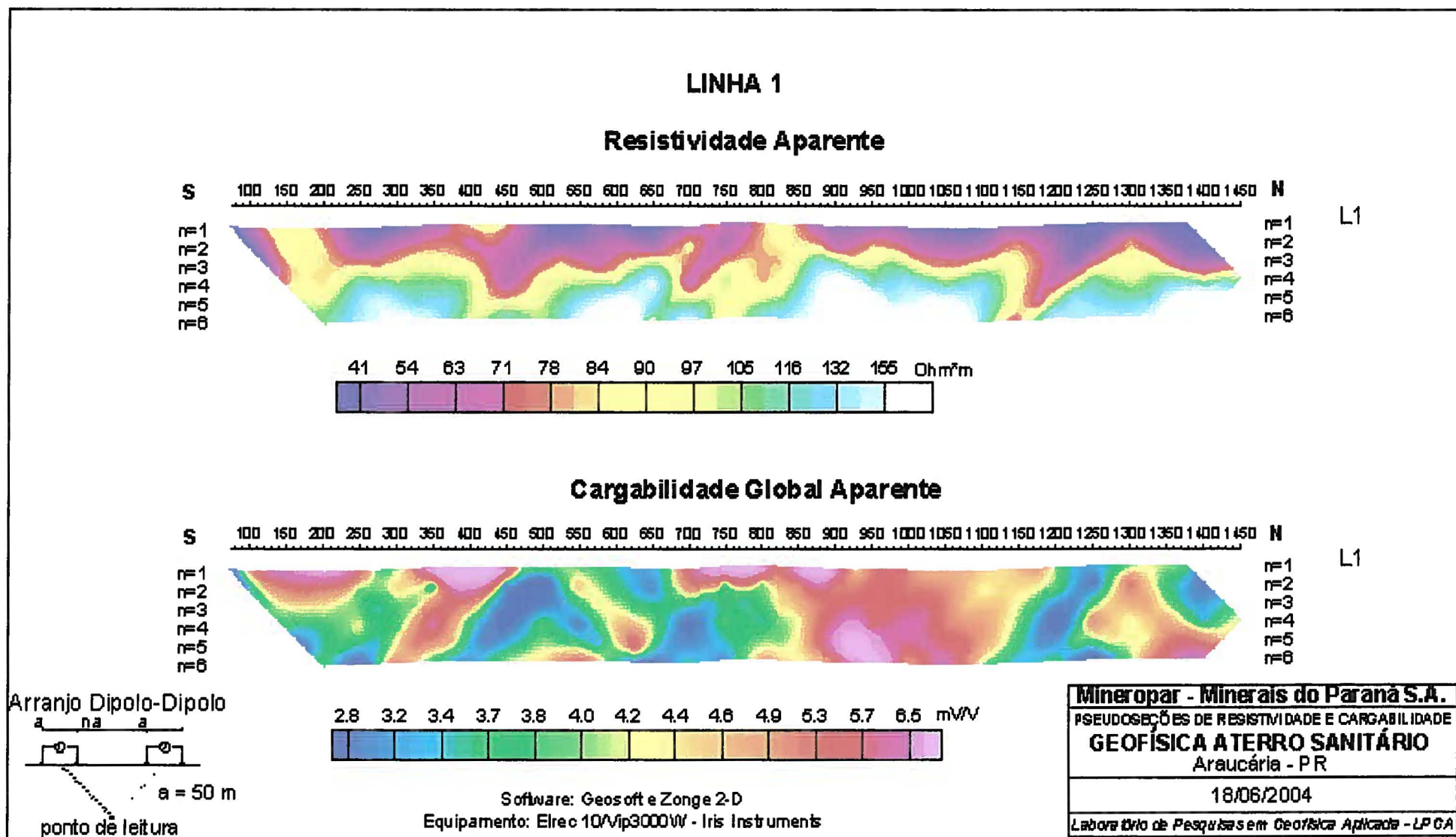


Figura 7 – Pseudoseções de resistividade e cargabilidade aparentes da Linha L1

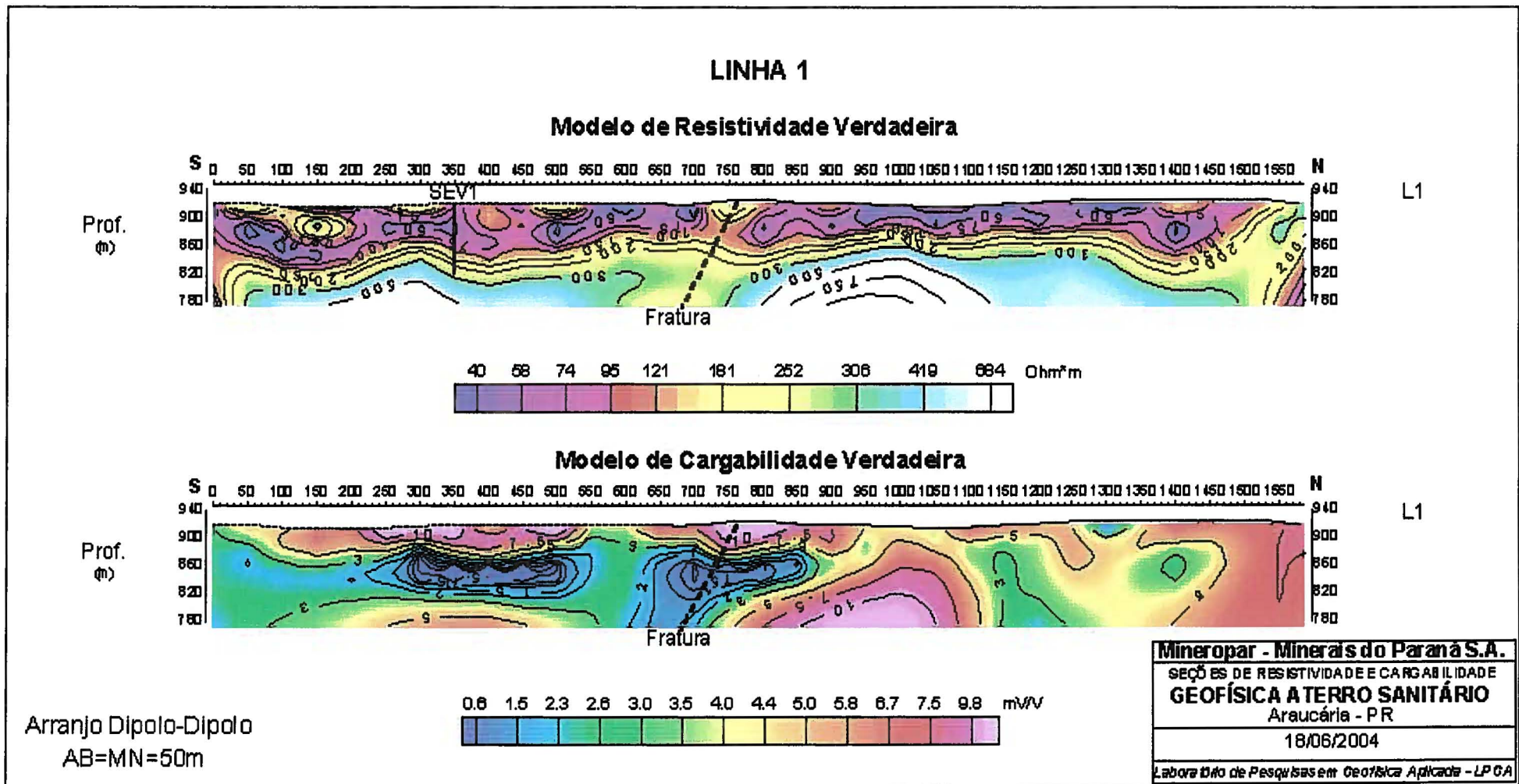


Figura 8 – Seções dos modelos de resistividade e cargabilidade verdadeiras da Linha L1

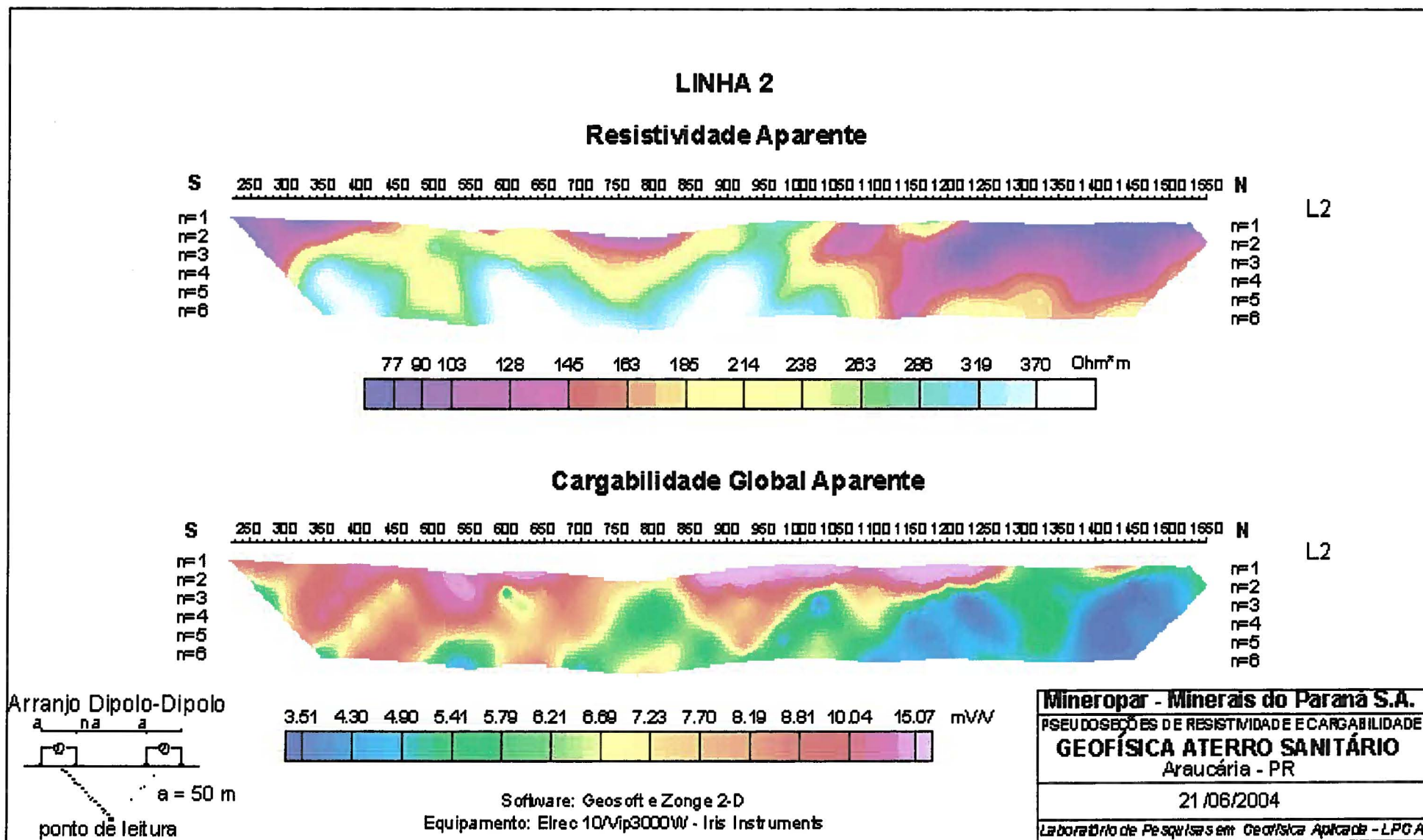


Figura 9 – Pseudoseções de resistividade e cargabilidade aparentes da Linha L2

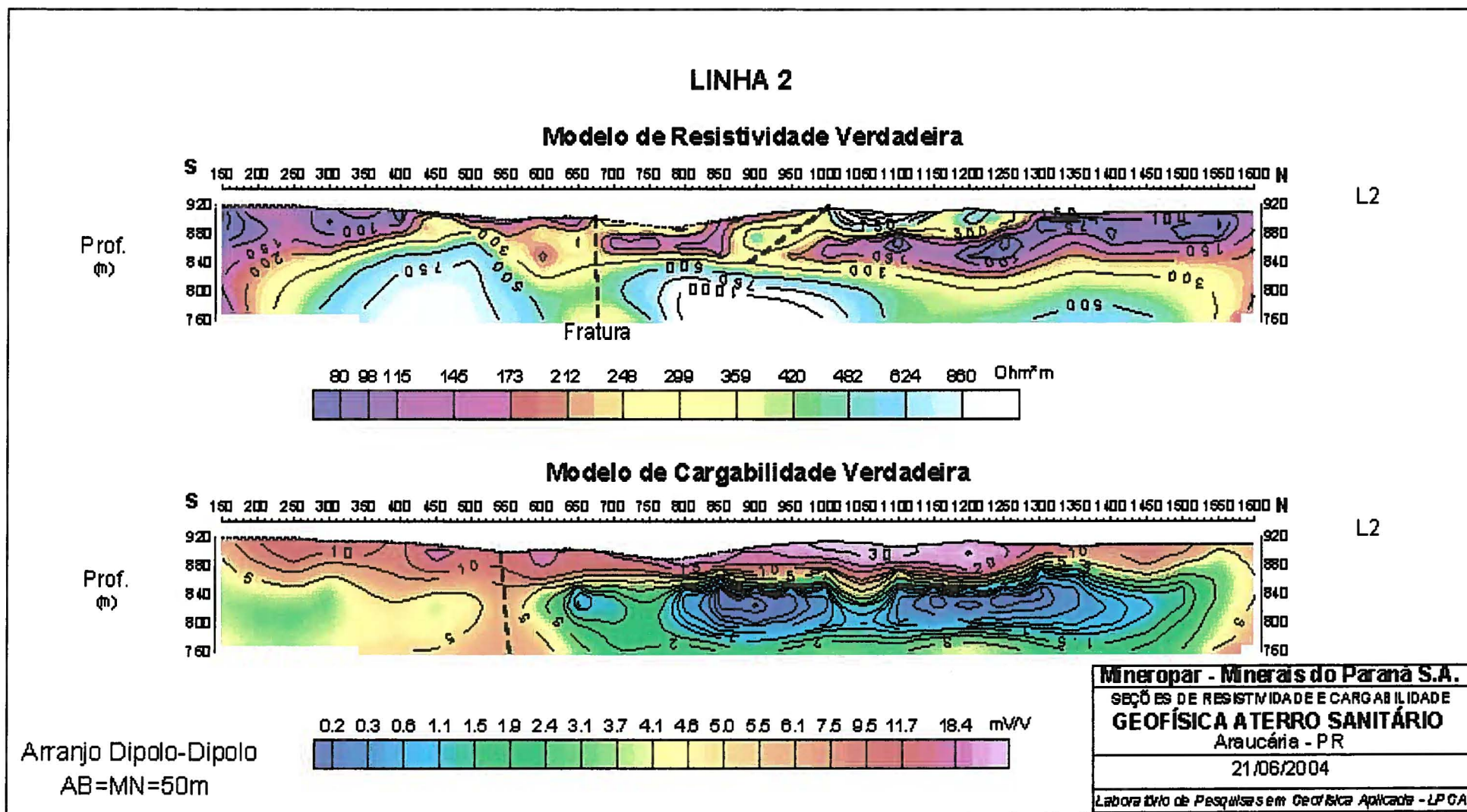


Figura 10 – Seções dos modelos de resistividade e cargabilidade verdadeiras da Linha L2

VI.2 Sondagens Elétricas Verticais (SEVs/IP)

A descrição e a interpretação das sondagens elétricas verticais (SEVs) e das curvas de cargabilidade aparente (IP), adquiridas simultaneamente, serão feitas a seguir, de acordo com as figuras 11 a 21.

Como se pode observar nas figuras 11 a 21, o comportamento das SEVs e das curvas de cargabilidade aparente são muito semelhantes, refletindo a homogeneidade geológica da área investigada. Em todas as figuras mencionadas, as SEVs foram interpretadas geofísica e geologicamente, do que resultaram: 1) detalhamento geológico dos estratos superficiais, incluindo o início do lençol freático e o topo da rocha sã (coluna camadas); 2) resistividades verdadeiras das camadas definidas em (1); e espessuras/profundidades das camadas definidas em (1). O detalhamento geológico permitiu a definição das seguintes camadas/estratos geoeletricos: solo parcialmente saturado, solo não saturado, início do lençol freático, solo + regolito e topo da rocha sã.

A Tabela abaixo resume, de forma integrada e aproximada, os resultados obtidos:

	SEV-1	SEV-2	SEV-3	SEV-4	SEV-5	SEV-6	SEV-7	SEV-8	SEV-9	SEV-10	SEV-11
RESIST. (Ohm.m)											
Sol. parc. saturado	216	104 [#]	204	130 [#]	215 [#]	175 [#]	110 [#]	218	114 [#]	119 [#]	115 [#]
Solo não saturado	1576	395	—	—	—	994	2000	—	713	209	407
Lençol freático	66	120	32	25	96	71	77	44	59	43	110
Solo+regol. satur.	66	33	32 ^{###}	25 ^{###}	31 ^{###}	71 ^{###}	77	44 ^{###}	59 ^{###}	43 ^{###}	110 ^{###}
Topo da rocha sã	68236	45911	290	21338	39524	1603	57258	24388	19105	4557	4091
ESP./PROF.(m)											
Sol. parc. saturado	0-4	0-1 [#]	0-7	0-3 [#]	0-4 [#]	0-2 [#]	0-1 [#]	0-5	0-2 [#]	0-1 [#]	0-1 [#]
Solo não saturado	4-6	7-5	—	—	—	2-8	1-2	—	2-4	1-12	1-18
Lençol freático	6	5	7	3	4	8	2	5	4	12	18
Solo+regol. satur.	6-92	5-58	7-19 ^{###}	3-34 ^{###}	4-44 ^{###}	8-43 ^{###}	2-74 ^{###}	5-63 ^{###}	4-41 ^{###}	12-24 ^{###}	18-36 ^{###}
Topo da rocha sã	92	58	19	34	44	43	74	63	41	24	36
ERRO (%)	3	5	7	6	4	4	5	4	7	3	3

[#] solo saturado; ^{###} solo + regolito com água;

Os solos saturados ou parcialmente saturados mostraram resistividades verdadeiras entre 104 (SEV-2) e 218 (SEV-8) Ohm.m, média de 156 Ohm.m, enquanto os solos não saturados, identificados apenas nas SEV-1, SEV-2, SEV-6, SEV-7, SEV-9, SEV-10 e SEV-11, exibiram resistividades verdadeiras entre 209 (SEV-10) e 2.000 (SEV-7) Ohm.m, média de 899 Ohm.m.

As resistividades verdadeiras do topo do lençol freático, diretamente vinculadas às camadas de solo + regolito com água, variaram de 25 (SEV-4) a 120 Ohm.m (SEV-2), média de 68 Ohm.m. Como esperado, as resistividades verdadeiras da rocha sã indicaram valores elevados, sobretudo nas SEV-1, SEV-2, SEV-4, SEV-5, SEV-7, SEV-8 e SEV-9, entre 19.105 (SEV-9) e



68.236 (SEV-1) Ohm.m, média de 39.394 Ohm.m. Entretanto, foram identificadas resistividades verdadeiras muito baixas para o topo da rocha sã na SEV-3 (290 Ohm.m), sugerindo a possibilidade de existência de fratura com percolação de água, o mesmo podendo ocorrer na SEV-6 (1.603 Ohm.m). Já nas SEV-10 e SEV-11, os valores desta variável, relativos ao topo da rocha sã, foram de 4.557 e 4.091 Ohm.m, respectivamente.

A profundidade máxima dos solos saturados, ou parcialmente saturados, foi de 7 metros (SEV-3), enquanto nas demais sondagens elétricas verticais a profundidade média foi de 2,5 metros. Onde identificados (SEV-1, SEV-2, SEV-6, SEV-7, SEV-9, SEV-10 e SEV-11), as espessuras dos solos não saturados foram as seguintes: 1,0 metro (SEV-7), 2,0 metros (SEV-1, SEV-2 e SEV-9), 6,0 metros (SEV-6), 11,0 metros (SEV-10) e 17 metros (SEV-11).

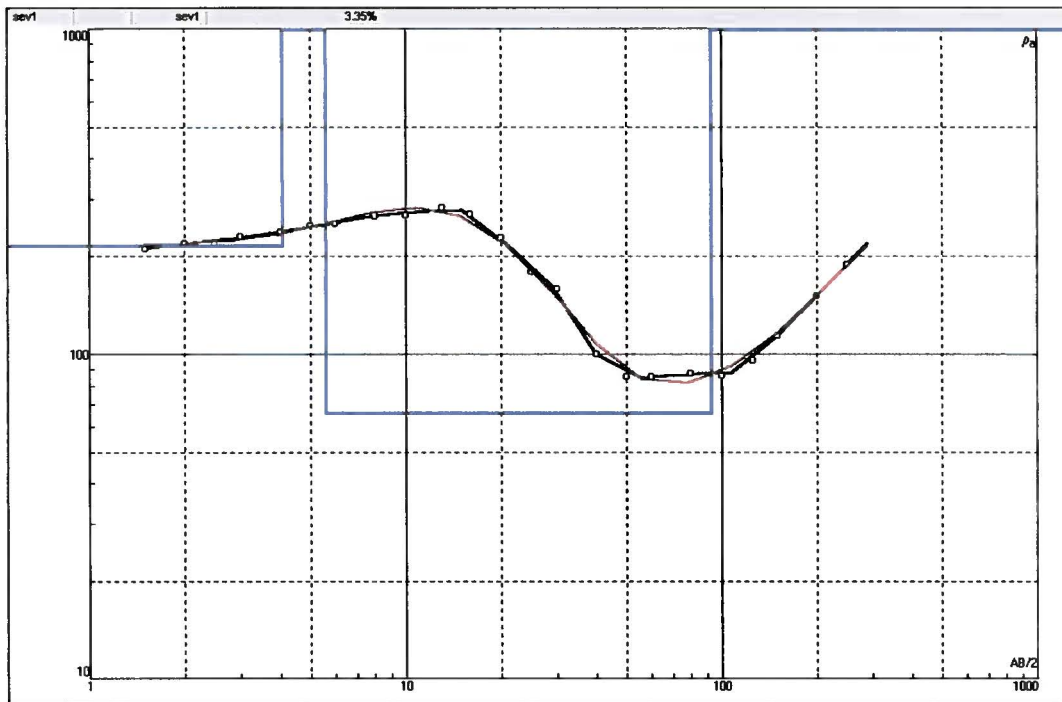
As profundidades máximas do topo do lençol freático foram registradas nas SEV-11 (18 metros) e SEV-10 (12 metros), enquanto nas demais as profundidades oscilaram entre 2,0 e 8,0 metros, média de 4,9 metros.

A profundidade máxima do topo da rocha sã foi registrada na SEV-1 (92 metros) e a mínima na SEV-3 (19 metros), enquanto a média das demais foi de 46 metros.

Finalmente, o erro médio do ajuste entre os dados observados e calculados foi de 4,6%.

VII Considerações Finais

Os resultados obtidos na presente investigação mostraram que os métodos geofísicos, através das técnicas de caminhamento elétrico/IP (2-D) e sondagem elétrica vertical/IP (1-D), foram bastante eficazes no delineamento lateral e vertical (profundidade) do manto de alteração (solo + regolito) e das profundidades do lençol freático e do topo da rocha sã.



SEV-1 (Ponto 1)		
CAMADAS	RESISTIVIDADE (Ohm.m)	ESPESSURA/PROF. (m)
Solo parcialmente saturado	216	0 – 4,0
Solo não saturado	1576	4,0 – 5,6
Início do lençol freático	66	5,6
Solo + regolito saturado	66	5,6 – 92,5
Topo da rocha sã	68236	92,5 (erro do ajuste = 3,35%)

Curva de Cargabilidade Aparente do Ponto 1

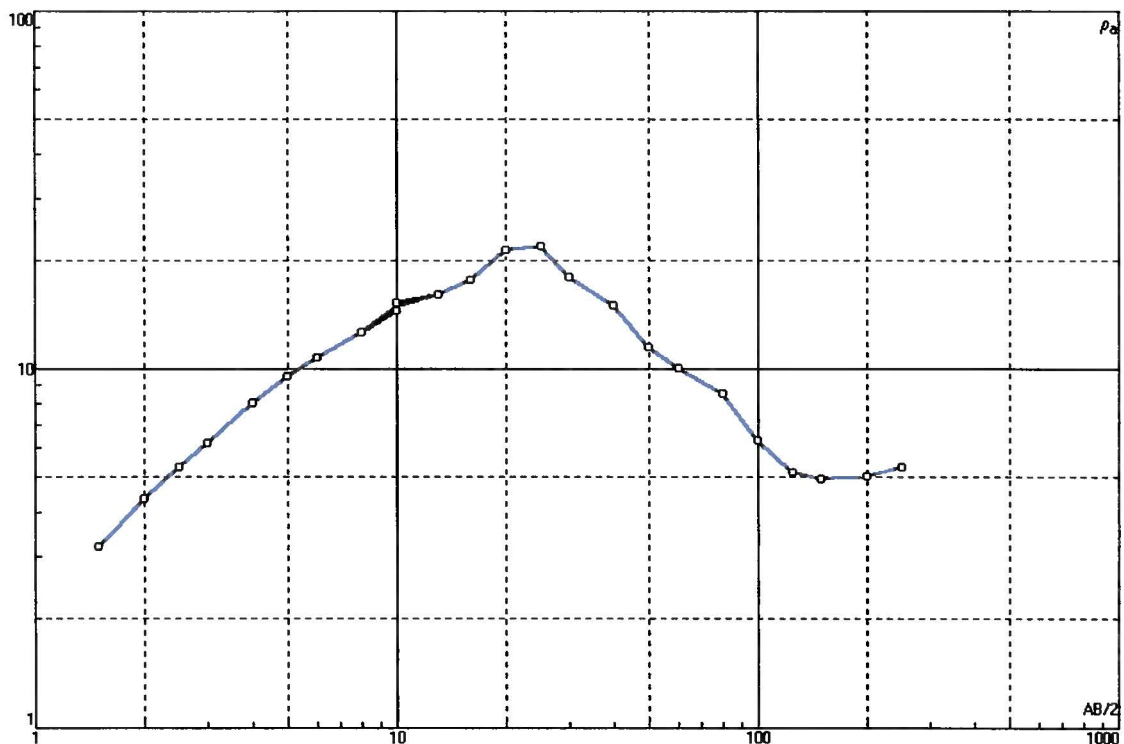
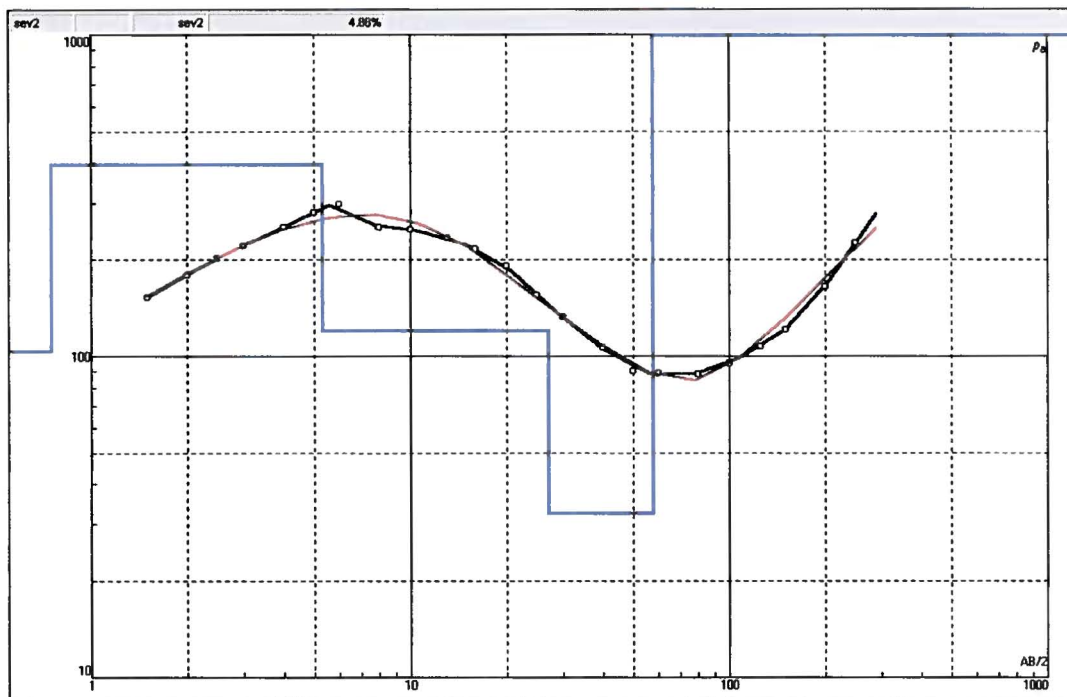


Figura 11 - Sondagem elétrica vertical (SEV-1), sua interpretação geofísico-geológica e a curva de cargabilidade aparente correspondente



SEV-2 (Ponto 2)		
CAMADAS	RESISTIVIDADE (Ohm.m)	ESPESSURA/PROF. (m)
Solo saturado	104	0 – 0,7
Solo não saturado	395	0,7 – 5,3
Início do lençol freático	120	5,3
Solo + regolito saturado	33	5,3 – 57,7
Topo da rocha sã	45911	57,7 (erro do ajuste = 4,88%)

Curva de Cargabilidade Aparente do Ponto 2

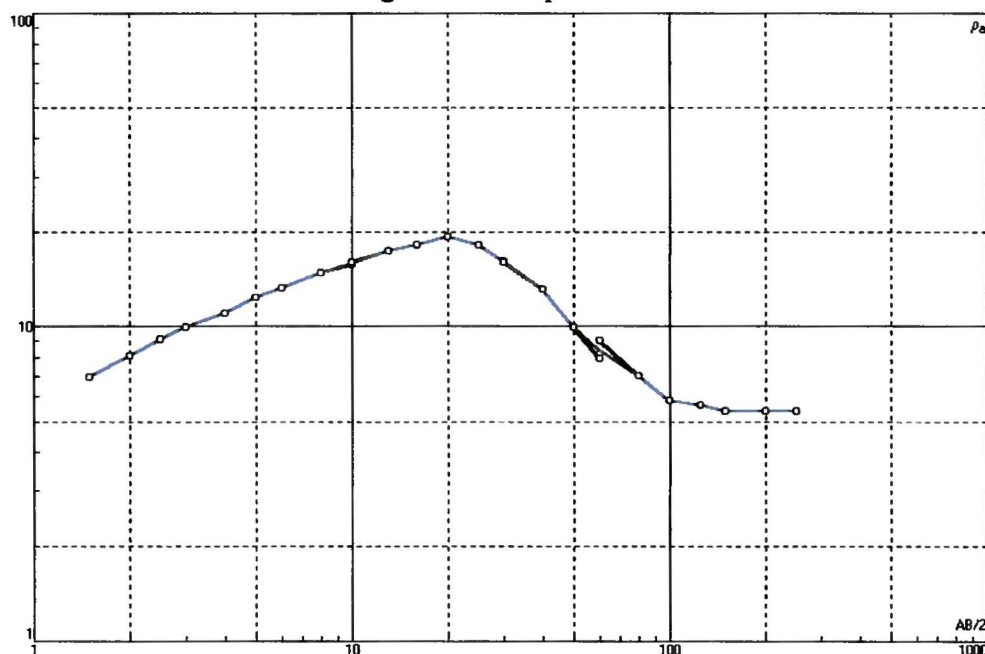
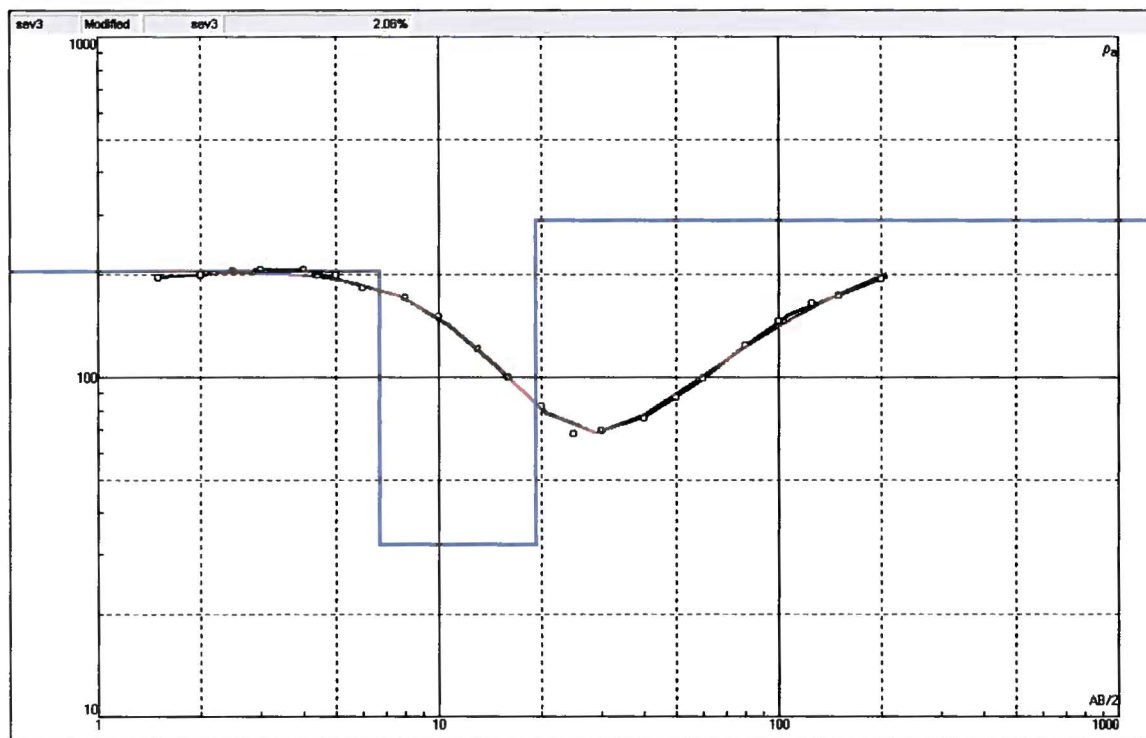


Figura 12 - Sondagem elétrica vertical (SEV-2), sua interpretação geofísico-geológica e a curva de cargabilidade aparente correspondente



SEV-3 (Ponto 3)		
CAMADAS	RESISTIVIDADE (Ohm.m)	ESPESSURA/PROF. (m)
Solo parcialmente saturado	204	0 – 6,7
Início do lençol freático	32,2	6,7
Solo + regolito com água	32,2	6,7 – 19,3
Topo da rocha sã	290	19,3 (erro do ajuste = 6,75%)

Curva de Cargabilidade Aparente do Ponto 3

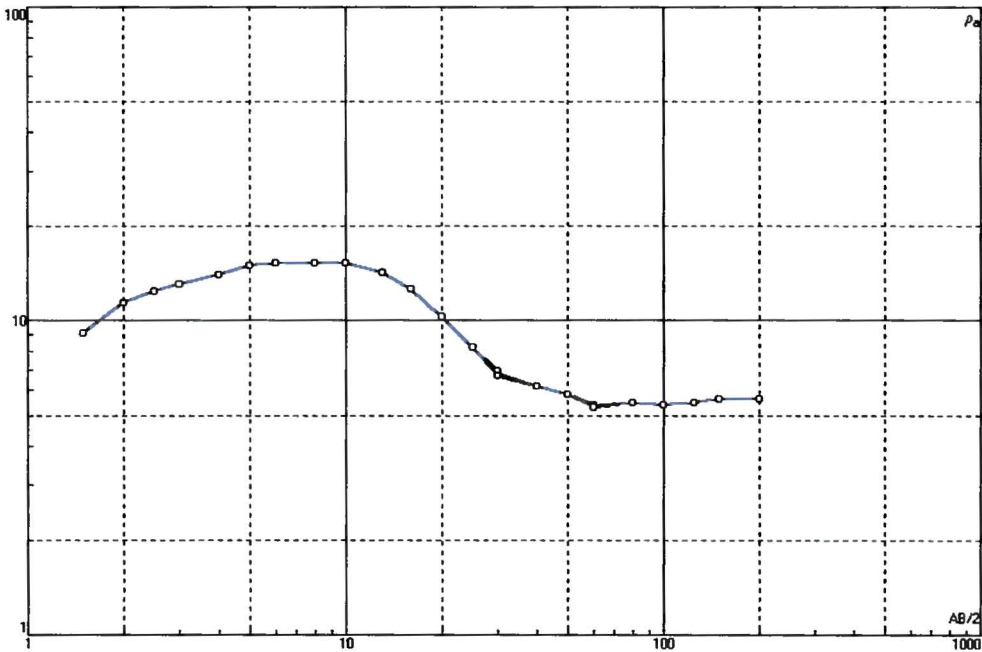
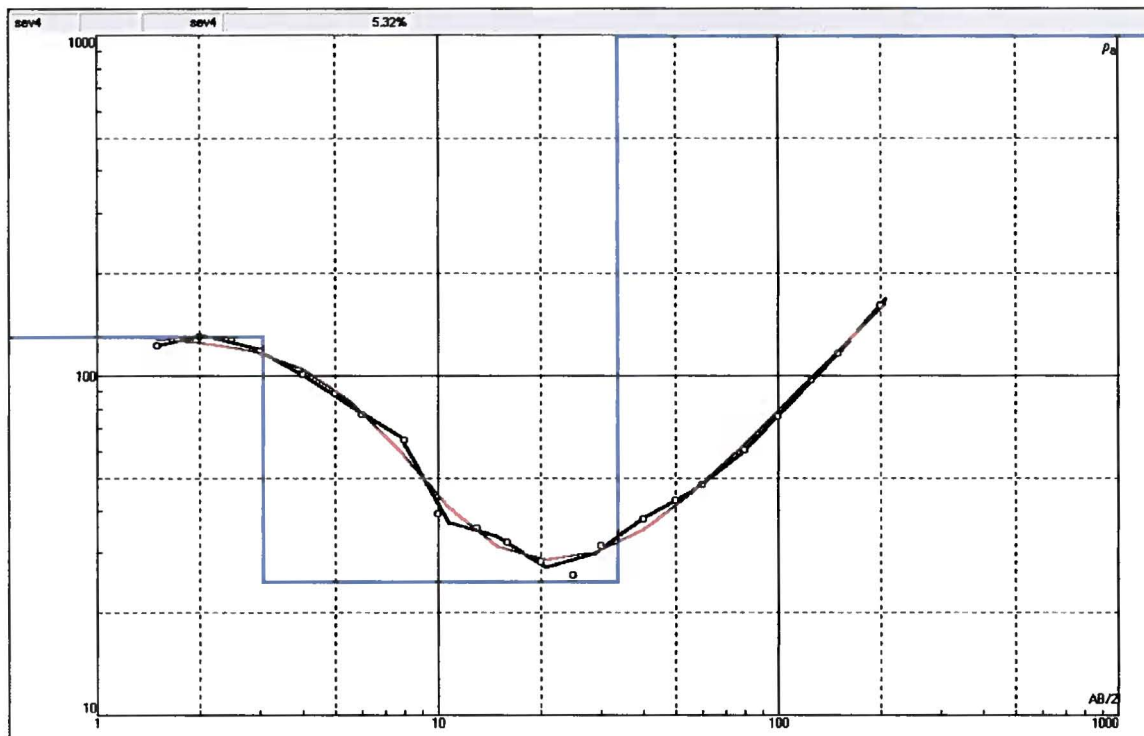


Figura 13 - Sondagem elétrica vertical (SEV-3), sua interpretação geofísico-geológica e a curva de cargabilidade aparente correspondente



SEV-4 (Ponto 4)

CAMADAS	RESISTIVIDADE (Ohm.m)	ESPESSURA/PROF. (m)
Solo saturado	130	0 – 3,0
Início do lençol freático	25	3,0
Solo + regolito com água	25	3,0 – 33,6
Topo da rocha sã	21338	33,6 (erro do ajuste = 6,07%)

Curva de Cargabilidade Aparente do Ponto 4

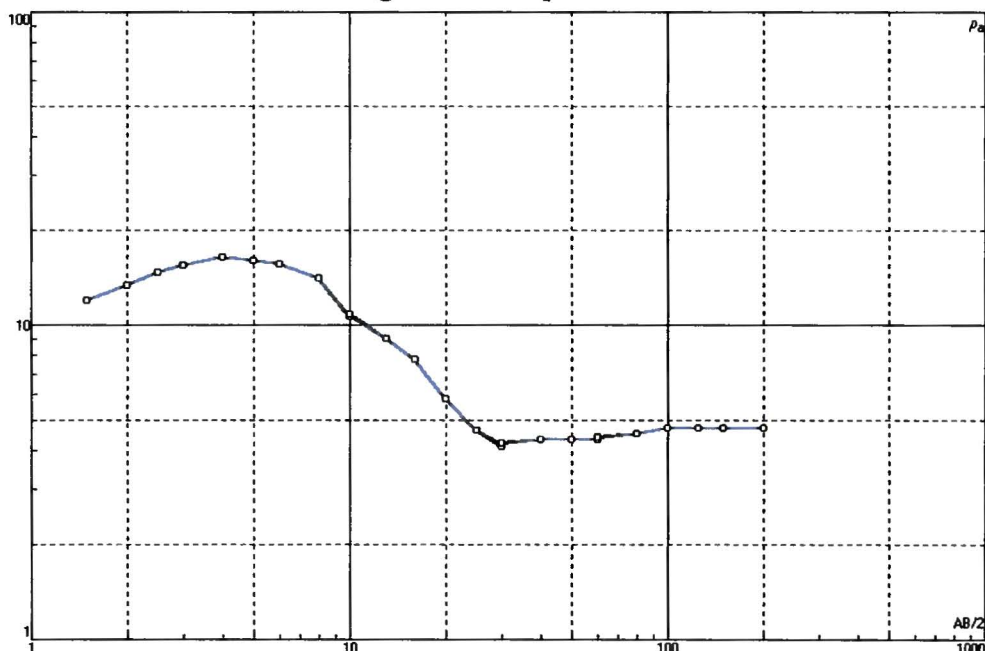
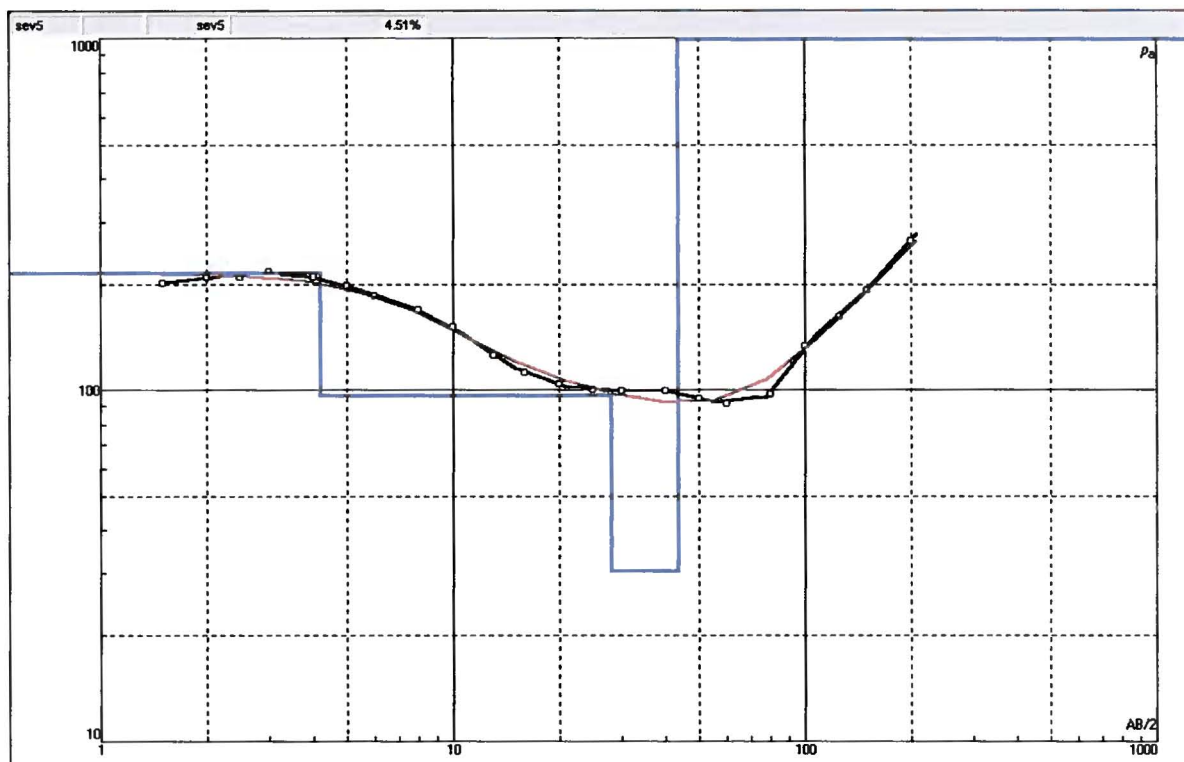


Figura 14 - Sondagem elétrica vertical (SEV-4), sua interpretação geofísico-geológica e a curva de cargabilidade aparente correspondente



SEV-5 (Ponto 5)		
CAMADAS	RESISTIVIDADE (Ohm.m)	ESPESSURA/PROF. (m)
Solo saturado	215	0 – 4,2
Início do lençol freático	96	4,2
Solo + regolito com água	31	4,2 – 43,6
Topo da rocha sã	39524	43,6 (erro do ajuste = 4,38%)

Curva de Cargabilidade Aparente do Ponto 5

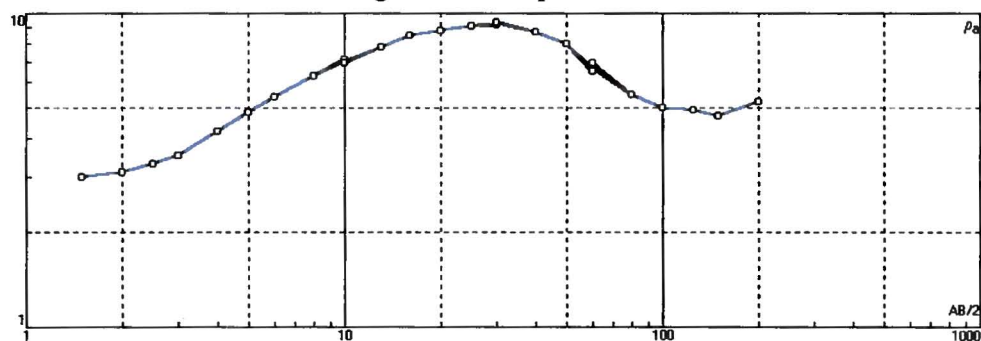
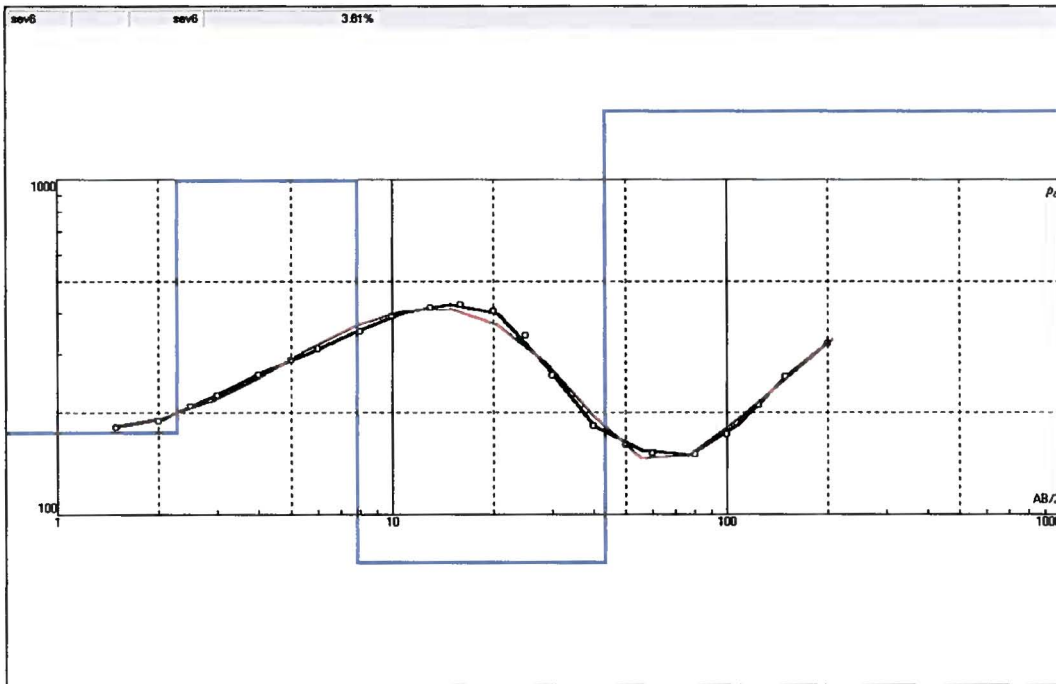


Figura 15 - Sondagem elétrica vertical (SEV-5), sua interpretação geofísico-geológica e a curva de cargabilidade aparente correspondente



SEV-6 (Ponto 6)		
CAMADAS	RESISTIVIDADE (Ohm.m)	ESPESSURA/PROF. (m)
Solo saturado	175	0 – 2,3
Solo não saturado	994	2,3 – 7,8
Início do lençol freático	71,4	7,8
Solo + regolito com água	71,4	7,8 – 43,2
Topo da rocha sã	1603	43,2 (erro do ajuste = 3,61%)

Curva de Cargabilidade Aparente do Ponto 6

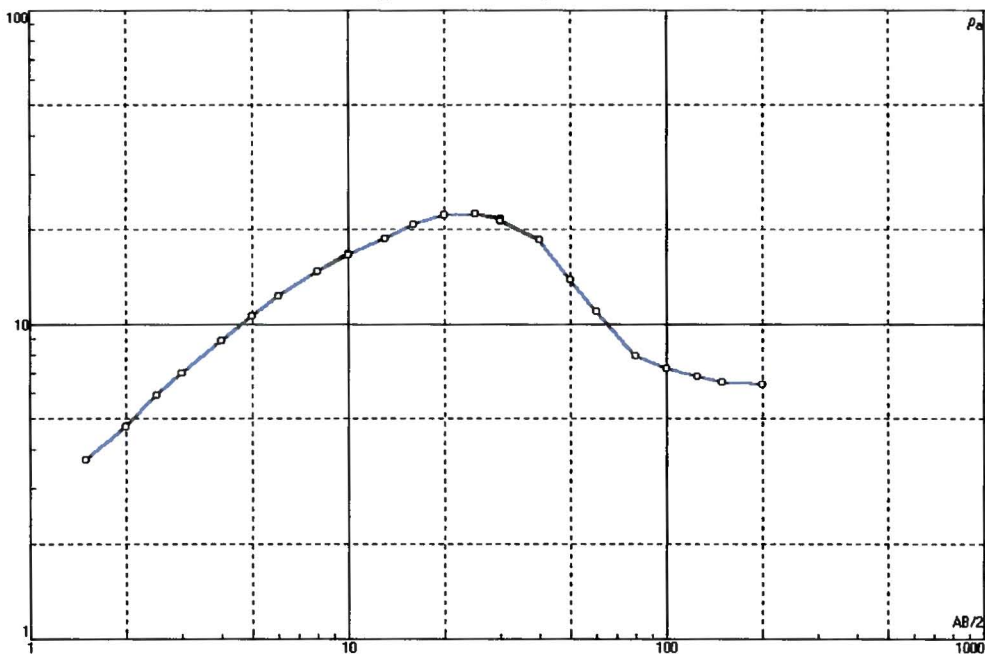
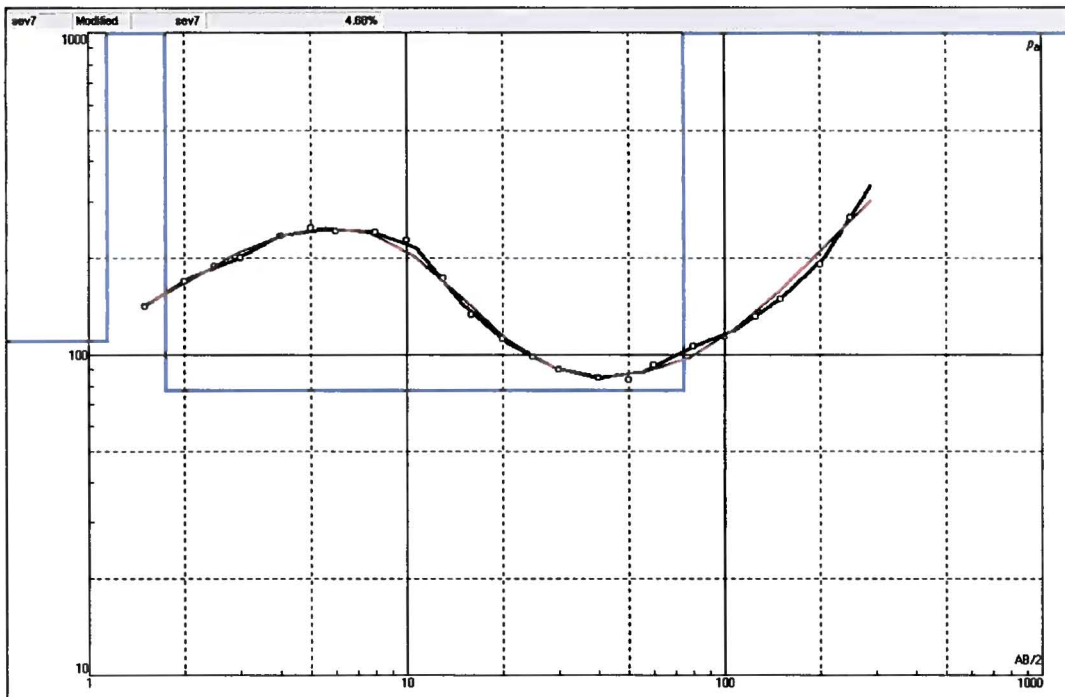


Figura 16 - Sondagem elétrica vertical (SEV-6), sua interpretação geofísico-geológica e a curva de cargabilidade aparente correspondente



SEV-7 (Ponto 7)		
CAMADAS	RESISTIVIDADE (Ohm.m)	ESPESSURA/PROF. (m)
Solo saturado	110	0 – 1,15
Solo não saturado	2000	1,15 – 1,75
Início do lençol freático	77,2	1,75
Solo + regolito com água	77,2	1,75 – 74,5
Topo da rocha sã	57258	74,5 (erro do ajuste = 4,68%)

Curva de Cargabilidade Aparente do Ponto 7

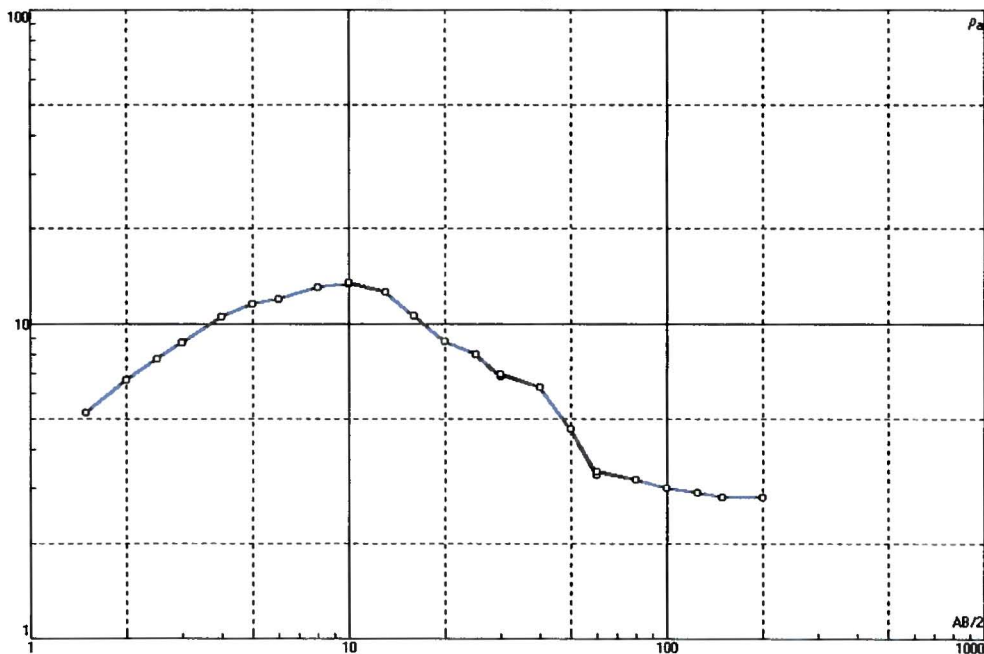
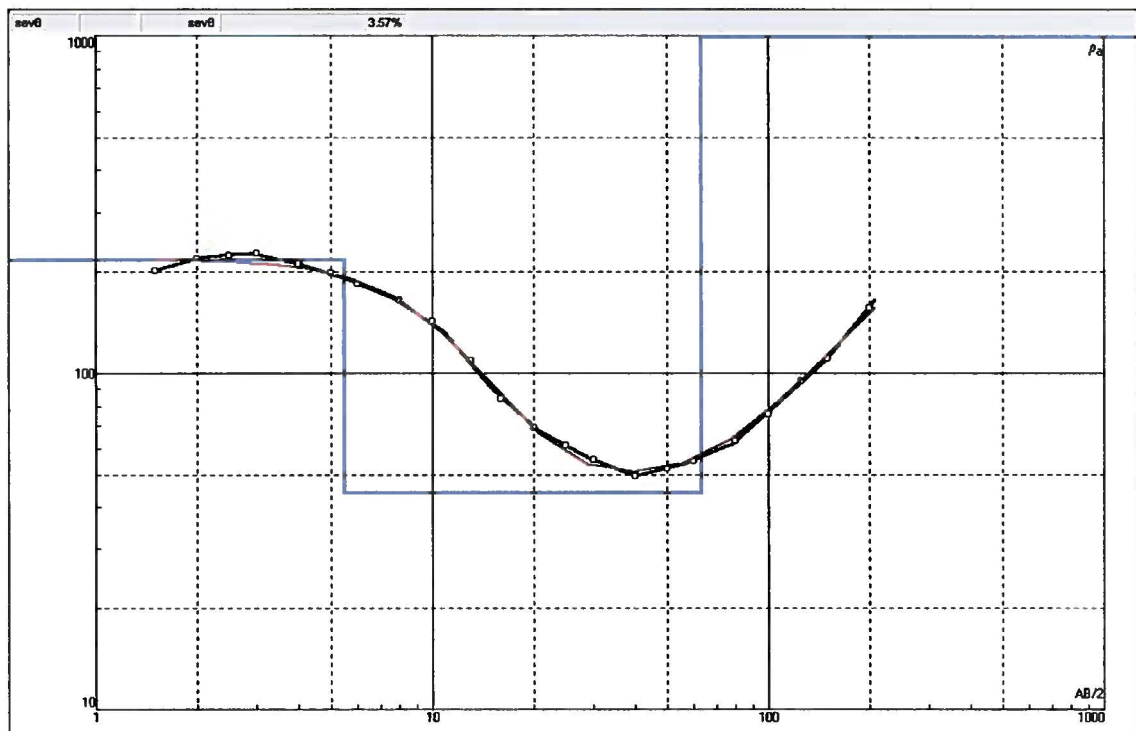


Figura 17 - Sondagem elétrica vertical (SEV-7), sua interpretação geofísico-geológica e a curva de cargabilidade aparente correspondente



SEV-8 (Ponto 8)

CAMADAS	RESISTIVIDADE (Ohm.m)	ESPESSURA/PROF. (m)
Solo parcialmente saturado	218	0 – 5,5
Início do lençol freático	44,4	5,5
Solo + regolito com água	44,4	5,5 – 63,3
Topo da rocha sã	24388	63,3 (erro do ajuste = 3,57%)

Curva de Cargabilidade Aparente do Ponto 8

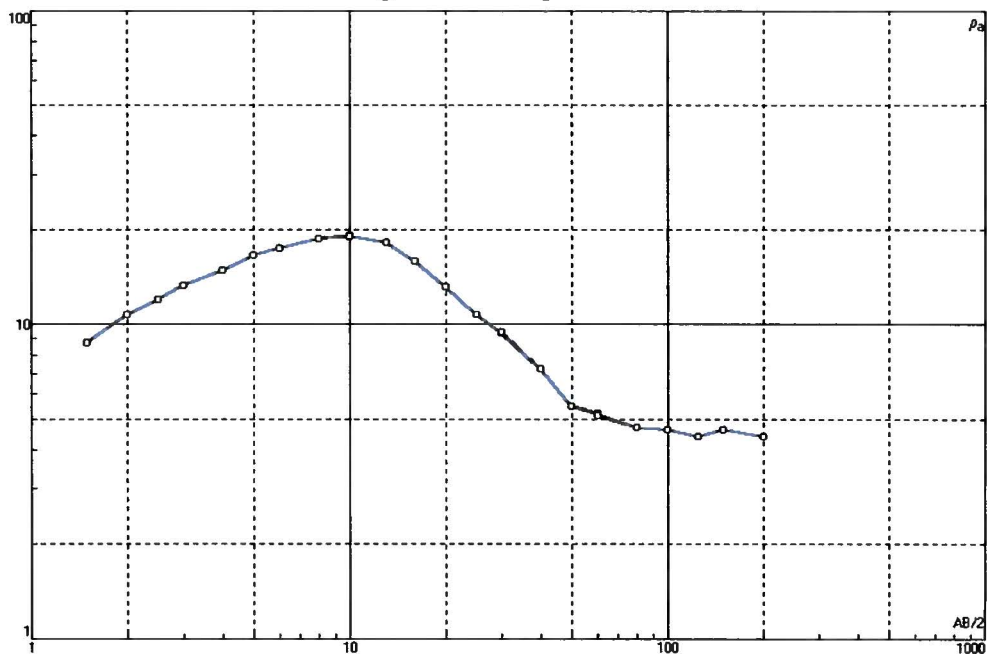
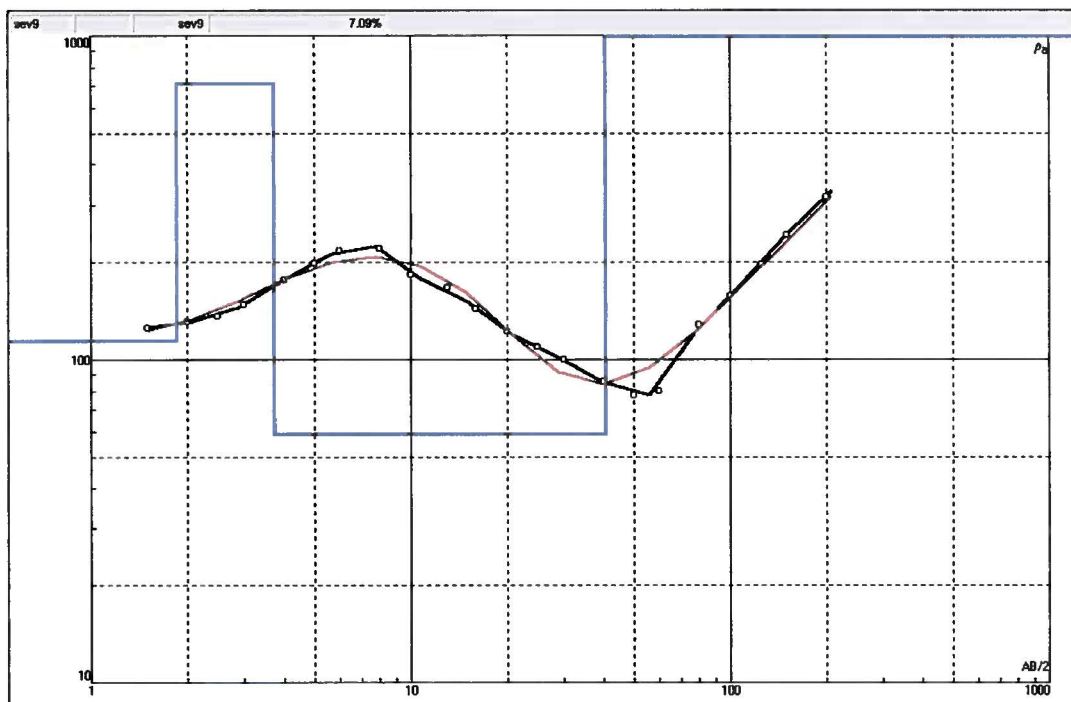


Figura 18 - Sondagem elétrica vertical (SEV-8), sua interpretação geofísico-geológica e a curva de cargabilidade aparente correspondente



SEV-9 (Ponto 9)		
CAMADAS	RESISTIVIDADE (Ohm.m)	ESPESSURA/PROF. (m)
Solo saturado	114	0 – 1,85
Solo não saturado	713	1,85 – 3,75
Início do lençol freático	59,1	3,75
Solo + regolito com água	59,1	3,75 – 40,6
Topo da rocha sã	19105	40,6 (erro do ajuste = 7,09%)

Curva de Cargabilidade Aparente do Ponto 9

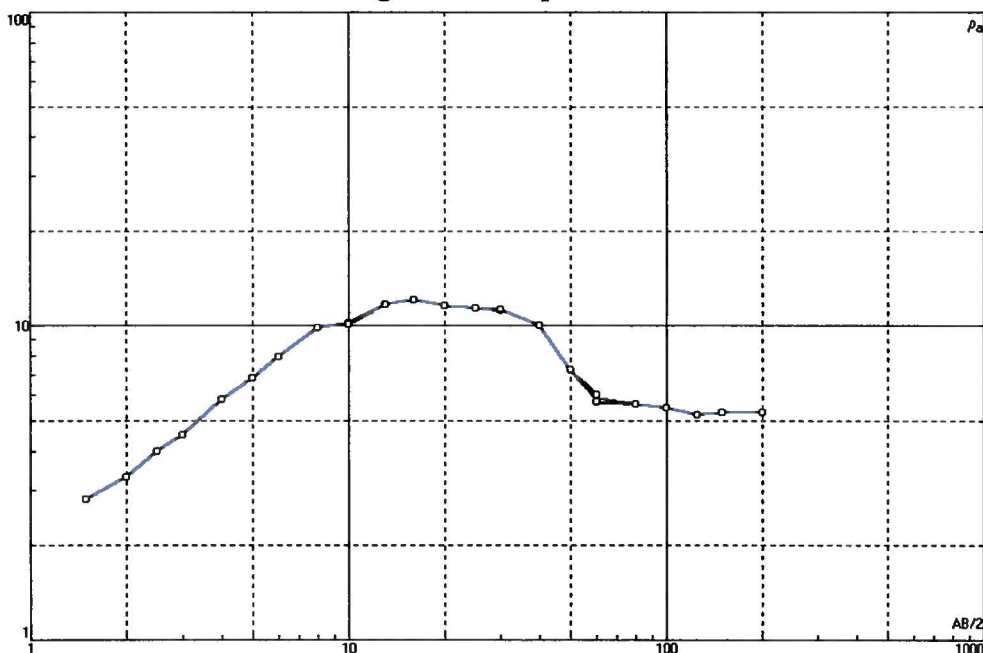
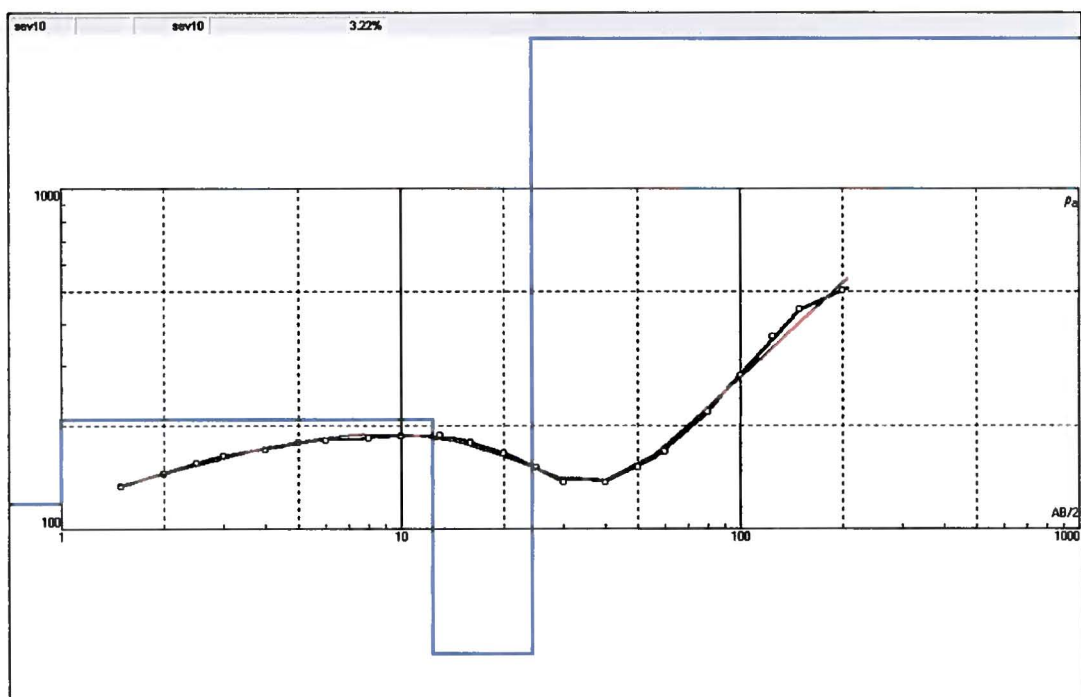


Figura 19 - Sondagem elétrica vertical (SEV-9), sua interpretação geofísico-geológica e a curva de cargabilidade aparente correspondente



SEV-10 (Ponto 10)		
CAMADAS	RESISTIVIDADE (Ohm.m)	ESPESSURA/PROF. (m)
Solo saturado	119	0 – 1,0
Solo parcialmente saturado	209	1,0 – 12,4
Início do lençol freático	42,8	12,4
Solo + regolito com água	42,8	12,4 – 24,3
Topo da rocha sã	4557	24,3 (erro do ajuste = 3,22%)

Curva de Cargabilidade Aparente do Ponto 10

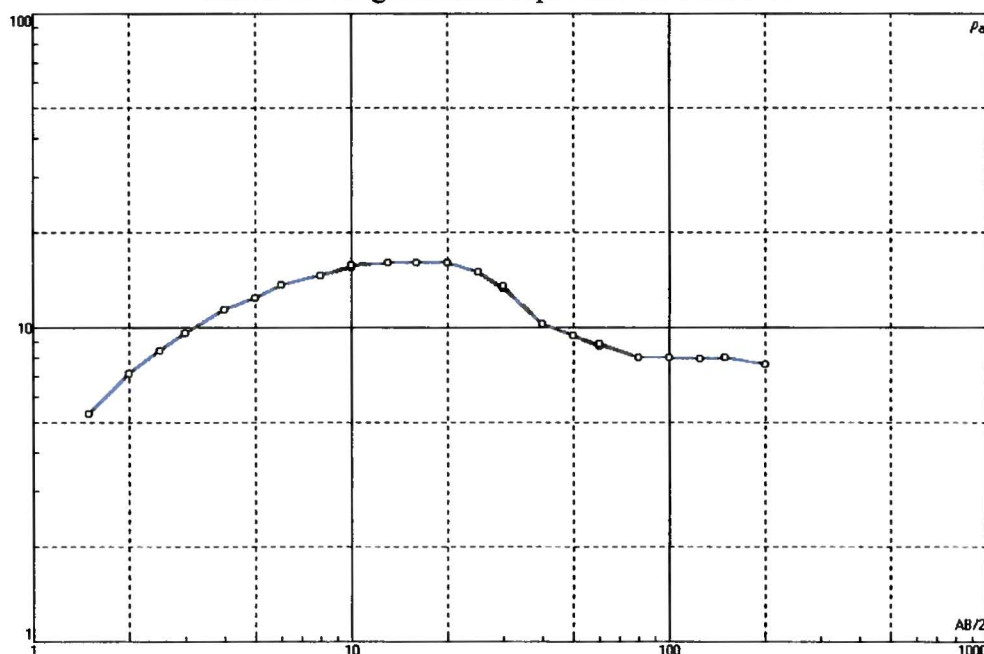
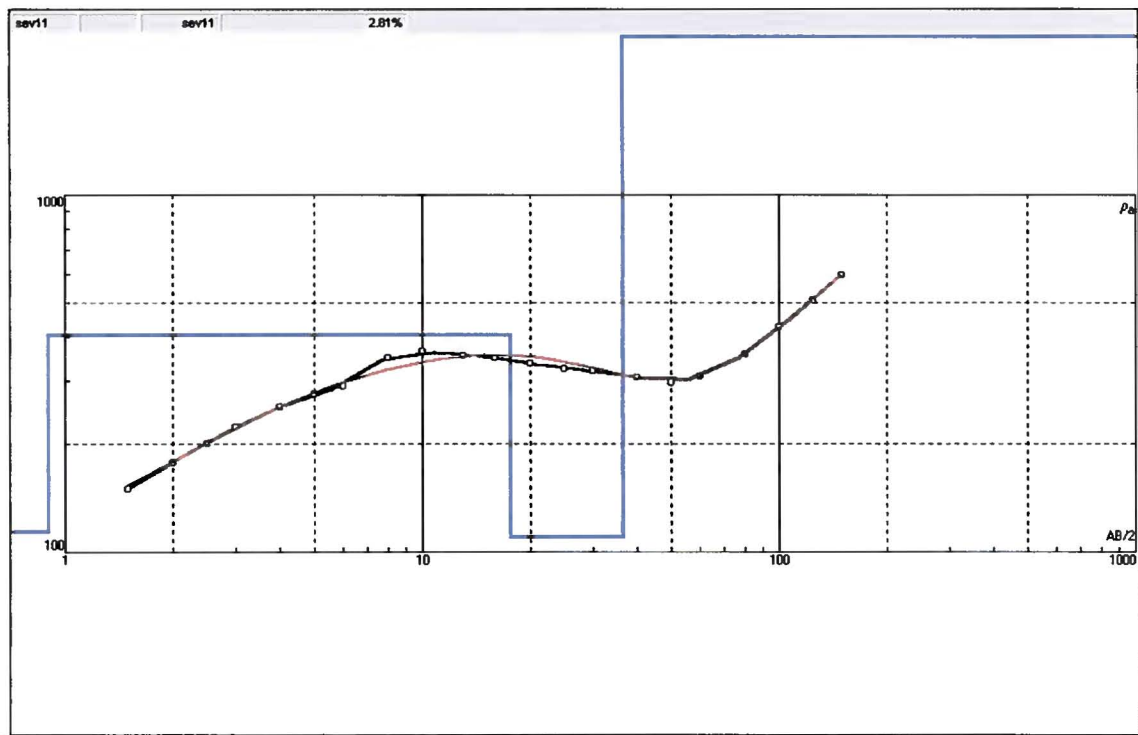


Figura 20 - Sondagem elétrica vertical (SEV-10), sua interpretação geofísico-geológica e a curva de cargabilidade aparente correspondente



SEV-11 (Ponto 11)		
CAMADAS	RESISTIVIDADE (Ohm.m)	ESPESSURA/PROF. (m)
Solo saturado	115	0 – 1,0
Solo não saturado	407	1,0 – 17,7
Início do lençol freático	110	17,7
Solo + regolito com água	110	17,7 – 36,4
Topo da rocha sã	4061	36,4 (erro do ajuste = 2,81%)

Curva de Cargabilidade Aparente do Ponto 11

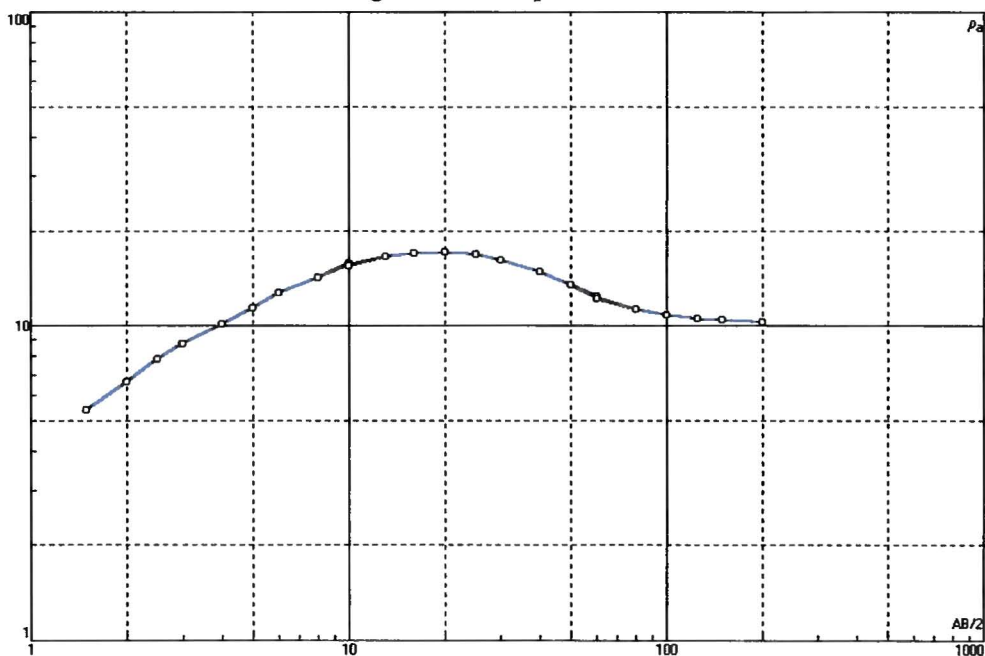


Figura 21 - Sondagem elétrica vertical (SEV-11), sua interpretação geofísico-geológica e a curva de cargabilidade aparente correspondente



VIII Referências Bibliográficas

- Bertin, J. and Loeb, J., 1976. Experimental and theoretical aspects of induced polarization. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, Germany: Geopublication Associates, Geopublication Monographs, series 1, no. 7, v.1, 250p.
- Cole, K.S. and Cole, R.H., 1941. Dispersion and absorption in dielectrics. 1 – Alternating current fields. *J. Chem. Phys.*, **9**, 341.
- DeGroot-Hedlin, C. and Constable, S., 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, **55**, 1613-1624.
- Loke, M.H., 2000. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: a practical guide to 2-D and 3-D surveys, 59p. (<http://www.agiusa.com>).
- Robinson, E. and Corun, C., 1988. Basic Exploration Geophysics. John Wiley & Sons, New York, 562p.

Curitiba, 23 de agosto de 2004.

Rodoilton Stevanato
Geólogo MSc.
LPGA/UFPR

Ricardo Vosniak
Geólogo
LPGA/UFPR

Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira
Geólogo/LPGA/UFPR
Coordenador

