

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

CONDUTIVIDADE ELÉTRICA COMPLEXA DE ROCHAS

Tese Apresentada por

BRÍGIDA RAMATI PEREIRA DA ROCHA

como requisito parcial à obtenção do grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOFÍSICA


Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Geofísicas e Geológicas da
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 14.08.79

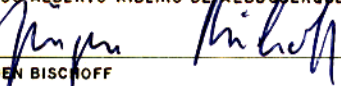


WILLIAM AUGUST SAUCK

(ORIENTADOR)



CARLOS ALBERTO RIBEIRO DE ALBUQUERQUE



JÜRGEN BISCHOFF

Comitê de Tese

R 672 ROCHA, BRÍGIDA RAMATI PEREIRA DA

Medida de condutividade complexa das rochas.
Belém, UFPa-NCGG, 1979.

113 p.

Tese apresentada ao Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas - UFPa, para obtenção do grau de Mestre em Ciências na área de Geofísica.

1. Geofísica. 2. Rochas - Propriedades elétricas. I. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas (UFPa). II. Título.

CDD: 552.06

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. William August Sauck pela grande dedicação à orientação deste trabalho.

Ao Dr. Carlos Alberto Ribeiro de Albuquerque pela colaboração na análise petrográfica das amostras estudadas.

Ao Dr. Jürgen Bischoff pelas sugestões dadas ao examinar este trabalho.

Ao Dr. Carlos Alberto Dias por sua sugestão quanto ao sistema de eletrodos adequado à realização das medidas.

Ao Dr. Juan Rolando Zuleta Roncal por ter realizado o trabalho de espectrometria de absorção atômica.

Ao Dr. José Sêixas Lourenço pelo incentivo.

Ao Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará pelo apoio.

A Companhia RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO S/A DOCEGEO pelo fornecimento das amostras de furos da área MM1- Serra dos Carajás.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq pelo suporte financeiro a este projeto de pesquisa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de estudo concedida no período 76-78.

À Sonia Alves pela revisão.

A todos os que colaboraram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

R E S U M O

Foram realizadas medidas em laboratório da condutividade elétrica complexa de 28 amostras de testemunhos de sondagem de três furos da área MM1-Alvo 1, Distrito dos Carajás, com o objetivo de auxiliar na interpretação de dados geofísicos de campo, obtidos com os métodos polarização induzida/resistividade e eletromagnético/AFMAG, aplicados na área.

As medidas foram tomadas no intervalo de frequências de 10^{-3} Hz a 10^4 Hz, medindo-se a amplitude e a fase da condutância. O método empregado foi o de medida direta de impedância, utilizando-se um osciloscópio com memória, um gerador de sinais e dois pré-amplificadores diferenciais com alta impedância de entrada. O sistema de eletrodos escolhido para realizar as medidas foi o de 2 eletrodos de platina-platinizada em virtude de sua resposta de frequência ser plana no intervalo utilizado. Todas as medidas foram realizadas à temperatura constante de $24^{\circ}\text{C} \pm 1^{\circ}\text{C}$.

Para interpretar as medidas de condutividade foi realizado estudo petrográfico das amostras, utilizando-se lâminas delgadas, seções polidas e difração de Raios-X. Foi determinado o teor de cobre, sob a forma de sulfeto, nas amostras utilizando-se o método de absorção atômica.

Os resultados petrográficos permitiram classificar as amostras em cinco grupos distintos: granito, biotita-xisto, anfibólito, anfibólito-xisto e quartzito ferruginoso-formação ferrífera. O teor de cobre foi variável nos cinco grupos, havendo teores desde 50ppm até 6000ppm.

Nas medidas de condutividade observou-se que, dentre os cinco grupos, as amostras da formação ferrífera apresentaram as maiores variações com a frequência. As amostras de granito tiveram espectro mais plano que as dos xistos e anfibólito.

A conclusão a que se chegou é que as anomalias eletromagnéticas e de polarização induzida/resistividade observadas no

campo próximo aos três furos (F₁, F₂, F₃) são devidas principalmente a formação ferrífera magnetítica, e secundariamente à mineralização de baixo teor de calcopirita associada.

A B S T R A C T

Laboratory measurements of complex conductivity were made on 28 drill-core samples from area MM1-Prospect 1 of the Carajás Mining District. The objective of this research was to help interpret field geophysical survey of the area using Induced Polarization and AFMAG methods.

The laboratory measurements of amplitude and phase of conductance were taken in the frequency interval of 10^3 Hz to 10^4 Hz. The method used was the direct measurement of impedance using a memory oscilloscope, a signal generator, and two high input impedance differential preamplifiers. The electrode system chosen for the measurements was the 2 electrode platinized-platinum because its frequency response is flat in the frequency range used. All the measurements were made at a constant temperature of $24^{\circ}\text{C} \pm 1^{\circ}\text{C}$.

A petrographic study of the samples was done, using thin sections, polished sections and X-ray diffraction. Copper content, in the form of sulfides, was determined using atomic absorption. As a result of the petrographic study, the samples were classified in five distinct groups: granite, biotite schist, amphibolite and magnetite quartzite-iron formation. The grade of Cu was variable in the five groups, ranging from 50 ppm to 6000 ppm.

In the conductivity measurements it was observed that, among the five groups, the samples of iron formation gave the largest variations with frequency. The granite samples had spectra flatter than those of schist or amphibole.

In conclusion, these measurements show that the field Induced Polarization and AFMAG anomalies near these three drill holes (F1, F2 and F3) are due primarily to the magnetic iron formation, and secondarily due to associated low-grade chalcopyrite mineralization.

S U M Á R I O

	Pag
AGRADECIMENTOS	
RESUMO	
ABSTRACT	
<u>INTRODUÇÃO</u>	1
<u>1. TRABALHOS ANTERIORES EM GEOQUÍMICA/GEOLOGIA/ GEOFÍSICA DESENVOLVIDOS NA ÁREA ALVO 1-MM1-DISTRITO DOS CARAJÁS.</u>	
1.1. Introdução	4
1.2. Trabalhos em Geoquímica/Geologia	4
1.3. Trabalhos em Geofísica	7
<u>2. MEDIDAS DE PROPRIEDADES ELÉTRICAS DE ROCHAS; TEORIA E MÉTODOS.</u>	
2.1. Condução e Polarização Elétrica nas Rochas - Con- ceitos Gerais	9
2.1.1. Mecanismos de condução nos minerais	10
2.1.2. Mecanismos de condução na água	12
2.1.3. Mecanismos de polarização nos minerais ...	12
2.1.4. Mecanismos de polarização devidos à condu- ção elétrica	15
2.1.4.1. Polarização Interfacial, Polariza- ção de Maxwell-Wagner ou Polariza- ção Macroscópica (Pi)	16
2.1.4.2. Polarização eletroquímica	16
2.1.5. Condução e Polarização nas Rochas	19
2.2. Condutividade e Constante Dielétrica Complexas ..	23
2.3. Métodos de Medida, em Laboratório, da Condutivida- de Complexa de Rochas	34
2.3.1. Sistema de medida direta de impedância ...	36
2.3.2. Sistema de medida em ponte de capacitância ou ponte de impedância	38
2.4. Sistemas de Eletrodos	39

	Pag
3. <u>METODOLOGIA UTILIZADA NO DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO</u>	
3.1. Escolha e Preparação das Amostras	44
3.2. Análise Petrográfica das Amostras	49
3.2.1. Determinação ótica de minerais	49
3.2.2. Identificação de minerais utilizando método de difração de raios-X	49
3.2.3. Determinação do teor de cobre por espectrofo- tometria de absorção atômica	49
3.3. Medidas de Condutividade	50
3.3.1. Instrumentação utilizada	50
3.3.2. Sistema de eletrodos	50
3.3.3. Cálculo de $A(\omega)$	53
3.3.4. Forma de apresentação dos resultados	58
4. <u>APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS</u>	
4.1. Análise Petrográfica. Resultados	59
4.2. Medidas de Condutividade Total. Resultados	65
4.3. Análise dos Resultados	92
5. <u>CONCLUSÕES</u>	102
6. <u>BIBLIOGRAFIA</u>	104
7. <u>APENDICES</u>	
7.1. Perfil composto (Geologia, suscetibilidade magnética dos solos, campo magnético, valor geoquímico - ppm/Cu) para os perfis LT 6000 (F1), LT 5250(F2), LT 5750 (F3).	
7.2. Análise da água onde foram imersas as amostras.	

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- FIG. 1 - Mapa de localização do Distrito dos Carajás.
- FIG. 2 - Mapa Geológico-Geoquímico da Área MM1-Alvo 1.
- FIG. 3 - Representação esquemática dos mecanismos de condução eletrônica e iônica e dos mecanismos de semicondução.
- FIG. 4 - Representação esquemática das polarizações eletrônica, atômica e molecular.
- FIG. 5(a) - Representação esquemática da polarização interfacial
(b) - Representação esquemática de uma dupla camada elétrica.
(c) - Representação esquemática de redistribuição de concentrações.
(d) - Representação esquemática da distribuição de íons em torno de uma partícula de argila na ausência de um campo elétrico.
- FIG. 6(a) - Representação esquemática da polarização de eletrodo
(b) - Representação esquemática da polarização de membrana.
- FIG. 7 - Representação esquemática do fluxo de corrente elétrica em uma rocha em função da frequência do campo elétrico aplicado.
- FIG. 8 - Representação, no domínio da frequência, da densidade de corrente e da indução magnética em uma amostra de rocha como resposta de sistemas lineares à aplicação de um campo eletromagnético.
- FIG. 9 - Representação esquemática da associação de ϵ_I e μ_I com resistência à implantação dos campos elétricos e magnéticos, respectivamente.
- FIG. 10 - Representação esquemática dos efeitos provocados por um campo elétrico em um material de parâmetros σ , ϵ e μ reais.
- FIG. 11(a) - Espectro de $|A(\omega)|$.
(b) - Curva de $|A(\omega)|$ típica de fenômeno de relaxação.

- FIG. 12(a) - Representação esquemática de uma amostra inhomogênea
(b) - Representação esquemática de uma amostra volumetricamente homogênea;
- FIG. 13(a) - Representação esquemática do sistema de medida direta de impedância
(b) - Figura de Lissajous para medida de fase.
- FIG. 14 - Representação esquemática de um sistema de medida de ponte de capacitância.
- FIG. 15(a) - Onda quadrada utilizada para medir condutividade no domínio da frequência.
(b) - Pulsos utilizados para medir condutividade no domínio do tempo.
- FIG. 16 - Representação esquemática de sistemas de eletrodos comumente empregados em medidas de condutividade de rochas.
- FIG. 17 - Perfil geológico dos furos F1, F2 e F3 da Área MM1 - Alvo 1, com localização das amostras cedidas pela DOCEGEO.
- FIG. 18 - Espectros de amplitude e fase de duas amostras distintas de biotita, xisto.
- FIG. 19(a) - Variação da condutividade de uma amostra teste com a condutividade da água.
(b) - Variação da condutividade da água em que foram imersas as amostras.
- FIG. 20 - Variação da condutividade de uma amostra teste com o tempo de imersão.
- FIG. 21 - Fotografia da instrumentação utilizada.
- FIG. 22 - Variação percentual da condutividade da água medida com vários sistemas de eletrodos.
- FIG. 23 - Sistema de eletrodos e porta-eletrodos.
- FIG. 24(a) - Medida de condutividade de água usando sistema de dois eletrodos com vários espessamentos.
(b) - Medida de condutividade de água usando dois eletrodos

envolvidos por um tubo de vidro.

- FIG. 25(a) - Representação esquemática do método de medida utilizado para obter $A(\omega)$.
- (b) - Representação esquemática do modelo de fluxo de corrente uniforme utilizado para medida de $|A(\omega)|$.
- (c) - Relação de fase entre V_a e I .
- FIG. 26(a) - Microfotografia do granito.
- (b) - Microfotografia do anfibólio-xisto.
- (c) - Microfotografias do anfibólito.
- FIG. 27 - Microfotografias do biotita-xisto.
- FIG. 28 - Microfotografias do quartzito ferruginoso-formação ferrífera.
- FIG. 29 - Microfotografias do quartzito ferruginoso-formação ferrífera.
- FIG. 30 - Resultados obtidos para a amostra M1F2-110,05-110,15.
- FIG. 31 - Resultados obtidos para a amostra M1F2-120,00-120,10.
- FIG. 32 - Resultados obtidos para a amostra M1F3-48,00-48,10.
- FIG. 33 - Resultados obtidos para a amostra M1F3-48,85-48,90.
- FIG. 34 - Resultados obtidos para a amostra M1F3-30,00-30,10.
- FIG. 35 - Resultados obtidos para a amostra M1F3-30,30-30,40.
- FIG. 36 - Resultados obtidos para a amostra M1F1-61,00-62,00.
- FIG. 37 - Resultados obtidos para a amostra M1F2-45,00-45,10.
- FIG. 38 - Resultados obtidos para a amostra M1F2-55,35-55,45.
- FIG. 39 - Resultados obtidos para a amostra M1F2-61,30-61,50.
- FIG. 40 - Resultados obtidos para a amostra M1F2-69,35-69,50.
- FIG. 41 - Resultados obtidos para a amostra M1F2-68,85-69,00.
- FIG. 42 - Resultados obtidos para a amostra M1F1-51,00-51,20.
- FIG. 43 - Resultados obtidos para a amostra M1F1-51,20-51,95.
- FIG. 44 - Resultados obtidos para a amostra M1F3-25,20-25,30.
- FIG. 45 - Resultados obtidos para a amostra M1F3-26,30-26,40.

- FIG. 46 - Resultados obtidos para a amostra M1F1-62,00-62,30.
- FIG. 47 - Resultados obtidos para a amostra M1F1-83,00.
- FIG. 48 - Resultados obtidos para a amostra M1F2-32,50-33,00.
- FIG. 49 - Resultados obtidos para a amostra M1F1-75,00.
- FIG. 50 - Resultados obtidos para a amostra M1F1-87,15-87,20.
- FIG. 51 - Resultados obtidos para a amostra M1F2-35,70-35,80.
- FIG. 52 - Resultados obtidos para a amostra M1F2-51,30-51,40.
- FIG. 53 - Resultados obtidos para a amostra M1F2-51,50-51,60.
- FIG. 54 - Resultados obtidos para a amostra M1F2 58,00-58,10.
- FIG. 55 - Resultados obtidos para a amostra M1F2-58,20-58,30.
- FIG. 56 - Espectros de amplitude para algumas amostras típicas de diferentes litologias.
- FIG. 57 - Espectros de fase de algumas amostras típicas de diferentes litologias.
- FIG. 58 - Curvas de relaxação para algumas amostras típicas de diferentes litologias.
- FIG. 59(a) - Espectros de fase das amostras de granito.
(b) - Curvas de relaxação tipo Cole-Cole para as amostras de granito.
- FIG. 60 - Espectro de amplitude e fase da condutividade obtidos sobre mineralização massiça de magnetita próximo a IRON SPRINGS, Utah. Obtido a partir de dados publicados por Pelton et all (1977).
- FIG. 61 - Perfil composto da linha LT 6000 (F1).
- FIG. 62 - Perfil composto da linha LT 5250 (F2).
- FIG. 63 - Perfil composto da linha LT 5750 (F3).

LISTA DE SIMBOLOS

- ϵ - permissividade elétrica
- ϵ_0 - permissividade elétrica do vácuo
- K - constante dielétrica
- q - carga elétrica
- C - concentração
- \vec{E} - vetor campo elétrico
- \vec{D} - vetor deslocamento
- \vec{P} - vetor polarização elétrica
- \vec{H} - campo magnético
- \vec{B} - indução magnética
- σ - condutividade elétrica
- ω - frequência angular
- f - frequência
- ρ - resistividade elétrica
- J - densidade de corrente elétrica
- T - temperatura
- P - pressão
- t - tempo
- μ - suscetibilidade magnética
- V - tensão elétrica
- I - corrente elétrica
- Z - impedância
- Y - admitância
- D - fator de dissipação

INTRODUÇÃO

Na área MM1-Alvo 1, Distrito dos Carajás, foi realizado levantamento geofísico utilizando os métodos magnetométrico, polarização induzida/resistividade e eletromagnético/AFMAG sobre uma área anômala do levantamento geoquímico para cobre. Como resultado preliminar desse trabalho, observou-se que na mesma área onde ocorria a anomalia geoquímica de cobre, localizavam-se as anomalias magnéticas, polarização induzida/resistividade e eletromagnéticas/AFMAG (Campbell e Sauck, 1979) (Ver Apêndice 1).

Com o objetivo de auxiliar na interpretação dos resultados do levantamento geofísico de campo, foi definido um estudo das propriedades elétricas de rochas dessa área (granito, xistos e formação ferrífera).

O Distrito dos Carajás está localizado ao sul do Estado do Pará, entre os rios Araguaia e Xingu, estando sua maior parte no município de Marabá. Está delimitado aproximadamente pelos paralelos 5°50'S - 6°35'S e meridianos 49°30'W - 52°00'W, sendo constituído por uma área principal, central, que é a Serra dos Carajás propriamente dita (conjunto das Serras Norte e Sul) e por áreas menores da Serra Leste, em direção a Marabá e São Felix do Xingu (Fig. 1).

Dentro do Distrito dos Carajás as áreas de pesquisa de minério de ferro estão distribuídas em quatro conjuntos (Serra Norte, Serra Sul, Serra Leste e São Felix), designados em função dos grupos de elevações que os definem. Em cada conjunto a nomenclatura e todas as referências são feitas em relação às clareiras que são unidades naturais bem distintas fisiograficamente. As clareiras estão numeradas sucessivamente sendo 9 na Serra Norte (N1 a N9, de noroeste para sudeste), 45 na Serra Sul (S1 a S45, de noroeste para sudeste), 3 em Serra Leste (SL1 a SL3) e 3 em São Félix (SF1 a SF3), (Fig. 1), (Beisiegel et al., 1973).

Além das jazidas de minério de ferro, estão sendo estudadas pela DOCEGEO (Fig. 1) as jazidas de Bauxita (Platô N5), Mangânês (Projeto Azul), Níquel (Projeto Vermelho) e de Cobre (Área

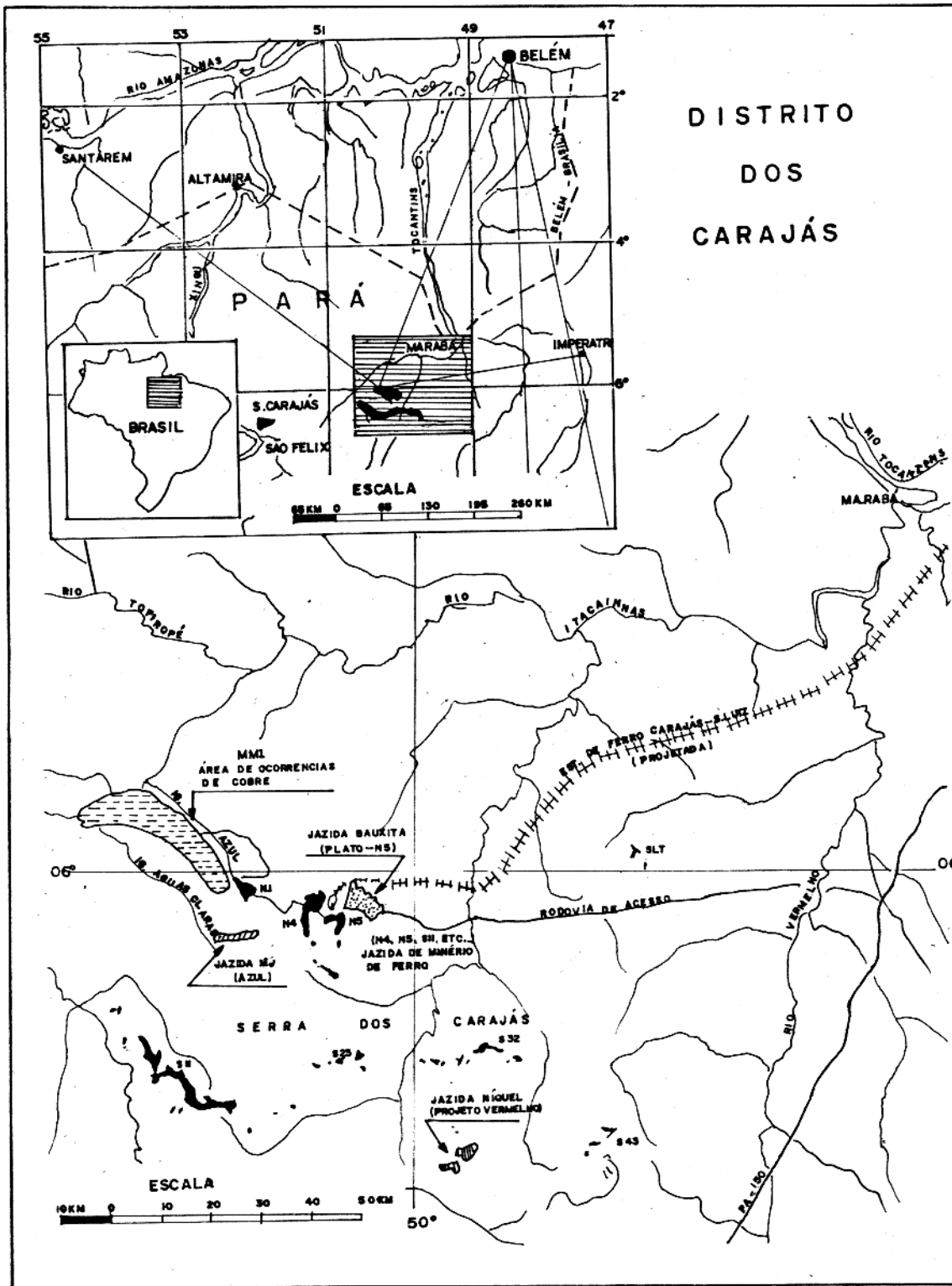


Fig. 1 - Mapa de localização do Distrito dos Carajás, segundo Beisiegel et all, 1973 e Beisiegel e Farias, 1978.

MM1) (Beisiegel e Farias, 1978).

A área MM1 abrange um conjunto de elevações alinhadas na direção NW-SE com desníveis de até 200m, representando o divisor de águas dos Igarapés Azul e Águas Claras, afluentes da margem direita do rio Itacaiunas. Estende-se por cerca de 30 Km desde os limites da jazida de minério de ferro de N1 da Serra dos Carajás até o Rio Itacaiunas (Fig. 1).

O presente trabalho foi desenvolvido no Laboratório de Propriedades Elétricas de Rochas do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da UFPa utilizando 28 amostras de testemunhos de sondagem cedidas pela RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO-DOCEGEO.

Foram realizadas medidas de amplitude e fase da condutividade no intervalo de frequências de 10^{-3} Hz até 10^4 Hz, de amostras saturadas e colocadas em ambiente com controle de temperatura.

O sistema de medidas utilizado consistiu de um gerador de sinais Wavetek, Modelo 164, dois pré-amplificadores diferenciais com alta impedância de entrada, e um osciloscópio de dois canais Philips, Modelo PM3234, com memória. Na obtenção das medidas foi empregado um sistema de dois eletrodos de platina-platinizada, desenvolvidos no Laboratório de Propriedades Elétricas do NCGG para este estudo.

Este trabalho foi realizado com recursos do Programa Trópico Úmido do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico em convênio com o Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da UFPa.

1. TRABALHOS ANTERIORES EM GEOQUÍMICA/GEOLOGIA/GEOFÍSICA DESENVOLVIDOS NA ÁREA ALVO 1-MM1-DISTRITO DOS CARAJÁS.

1.1. Introdução

O Distrito Ferrífero dos Carajás foi descoberto por geólogos da Companhia Meridional de Mineração, subsidiária da U.S. Steel, em 1967, como resultado de um programa sistemático de exploração para manganês na parte sul do Estado do Pará, entre os rios Xingu e Tocantins (Carajás: staggering iron ore reserves in isolated splendor, 1975).

A partir de 1970 a Amazônia Mineração-AMZA, constituída pelas Companhia Vale do Rio Doce-CVRD (51%) e Companhia Meridional de Mineração-CMM (49%) foi responsável pelas pesquisas no Distrito dos Carajás (Carajás: stageering iron..., 1975). A partir de meados de 1977, com a dissolução da AMZA, devido à saída da U.S. Steel da exploração do Distrito dos Carajás, os trabalhos de pesquisa na área ficaram a cargo da Rio Doce Geologia e Mineração-DOCEGEO, subsidiária da CVRD (Beisiegel e Farias, 1978).

1.2. Trabalhos em Geoquímica/Geologia

A descoberta da ocorrência de manganês do Azul (Bernardelli e Beisiegel, 1978) motivou a pesquisa, em áreas circunvizinhas, da extensão da jazida (Beisiegel e Farias, 1978).

Foram realizados na área MM1, em 1974, levantamentos geoquímicos por sedimentos de corrente com o objetivo de determinar zonas com anomalias em manganês e metais básicos. Os resultados desse trabalho não foram conclusivos, no entanto, em virtude da possível ocorrência de uma sequência de metassedimentos com rochas básicas e/ou ultrabásicas, foi iniciado, em 1975, um programa de abertura de picadas para reconhecimento geológico e coleta de amostras de solo para investigação da potencialidade da área.

O levantamento geoquímico de reconhecimento, rea

lizado com as amostras de solo, indicou uma zona anômala para cobre com pelo menos 10 km de comprimento apresentando três picos principais com valores de até 1000 ppm de cobre.

Realizou-se, então, levantamento geoquímico de detalhe, semi-detalhe, que confirmou a importância da anomalia para cobre detetada anteriormente (Beisiegel e Farias, 1978). Para a área ALVO-1, os resultados do levantamento de detalhe indicaram uma anomalia geoquímica de forma alongada bem definida em sua parte central (Ver Fig. 2).

A partir de junho de 1976 foi iniciado um programa de abertura de poços, num total de 18, para um primeiro estudo da geologia de subsuperfície e conhecimento da distribuição em profundidade dos elementos de interesse. Os resultados revelaram altos valores de cobre, confirmando a ocorrência de mineralização.

Em outubro de 1976, deu-se início ao programa de sondagens como elemento básico para definição da geologia de subsuperfície. Até junho de 1978 foram executados 12 furos (Fig. 2), os quais permitiram detalhar, em subsuperfície, a zona de anomalia principal do alvo 1.

Do resultado dos trabalhos até junho de 1978 concluiu-se que o cobre da área MM1 ocorre, em sua maior parte, disseminado ou sob a forma de veios em uma sequência de xistos, principalmente à anfibólio e biotita, com direção NW-SE e cujo mergulho para NE é muito variável, embora mantenha uma média geral para o pacote em torno de 55°.

Os xistos encontram-se encaixados entre gnaisses e granitos. O contato entre as faixas de anfibólio-biotita xisto e de gnaisses às vezes é brusco e outras gradacional. A idade dos xistos foi considerada como arqueana ou proterozóica inferior devido à sua relação com os gnaisses.

Nos xistos, ocorrem intercalações de formação ferrífera magnetítica bandeada (leitos de quartzo e leitos de magnetita); em certos locais passa a um quartzo-anfibólio-magnetita-xisto e em outros a um anfibólio-xisto com alguma magnetita. As intercalações quartzo-magnetíticas variam de alguns centímetros até 5-7 m

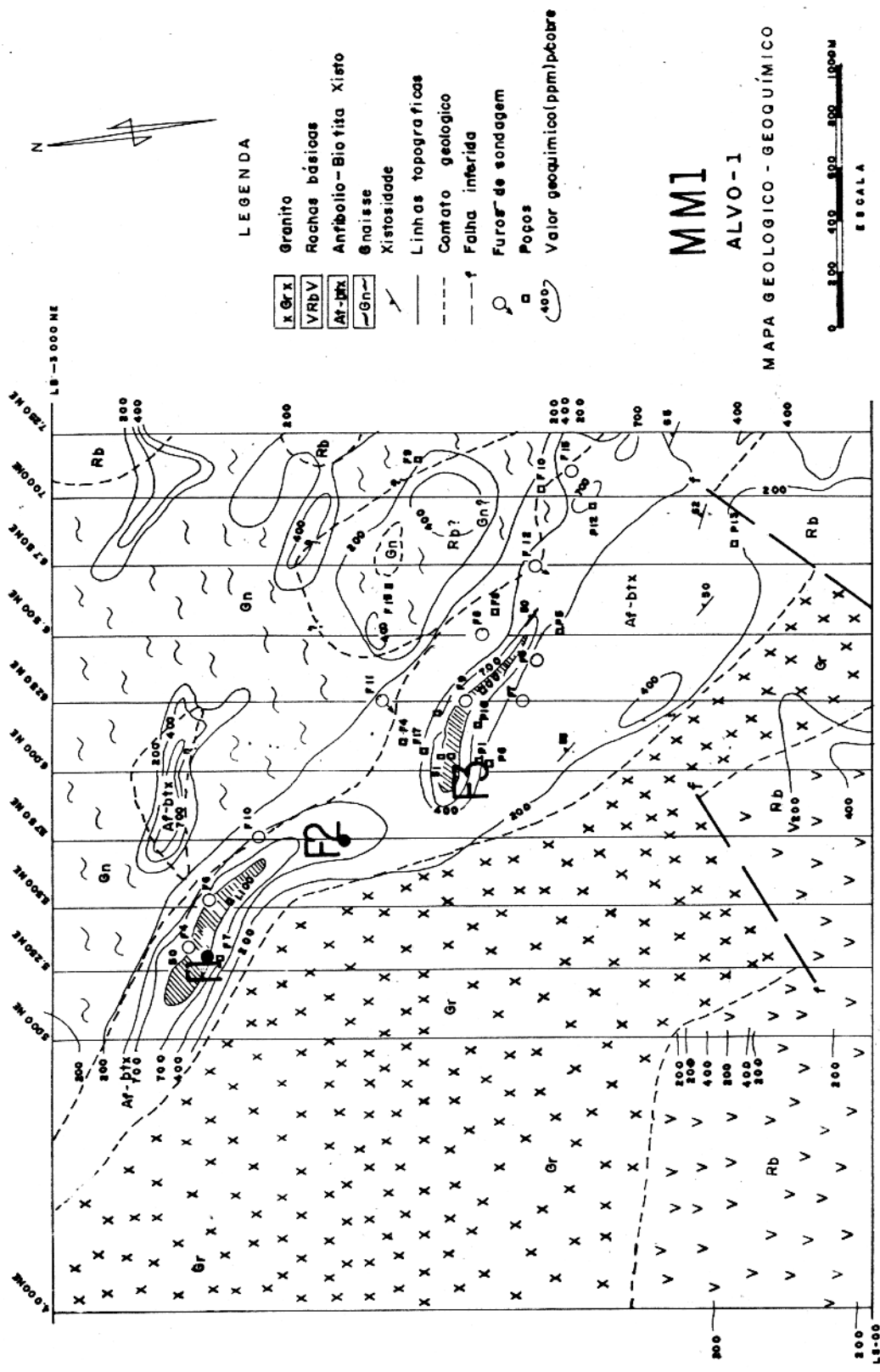


Fig. 2 - Mapa Geológico-Geoquímico da Área MMI-ALVO1, com a localização dos furos de sondagem, segundo Beisiegel e Farias, 1978.

de espessura e é comum o aparecimento de um bandeamento ondulado. As bandas quartzozas podem conter calcopirita e pirita disseminadas.

Estas ocorrências estão encaixadas em uma sequência de anfibólio-biotita-xisto em que o predomínio de um ou outro constituinte é gradacional. A granulação varia de fina a média, podendo ocorrer faixas com anfibólio ou biotita de granulação grossa. Em direção ao granito, aparecem calcopirita e pirita disseminados, às vezes concentrando-se em níveis centimétricos. Pode ocorrer um horizonte granatífero; as granadas almandina, desde milimétricas até 1 cm de diâmetro, aumentam sua abundância gradativamente até constituírem um anfibólio-granada xisto. A partir desse horizonte, inicia-se o aparecimento de bornita e calcosita.

Os gnaisses são de granulação fina a média com estrutura paralela evidente. A composição mineralógica fundamental consta de plagioclásio, quartzo e biotita, mas não é uniforme, tendendo para os tipos mais ácidos ou mais básicos e a atitude geral da foliação é concordante com a dos xistos.

O granito, de coloração rósea, tem textura essencialmente equigranular e baixa percentagem de minerais ferromagnesianos. O feldspato dominante é o ortoclásio peritítico e o principal mineral máfico é a hornblenda.

1.3. Trabalhos em Geofísica

Os trabalhos em geofísica na área MM1 foram iniciados em 1977 através de convênio entre o Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas-NCGG da Universidade Federal do Pará e a Amazônia Mineração (AMZA), no qual o NCGG realizou o levantamento geofísico com o apoio de campo da AMZA. Numa primeira etapa, foram testados os métodos radiométrico, magnetométrico, polarização induzida/resistividade, potencial espontâneo, mise-à-la-masse e eletromagnético-dip-angle, com o objetivo de selecionar os métodos mais eficientes, no ambiente geológico da área, para a localização das maiores concentrações de cobre, dentro da zona mineralizada e para auxiliar no mapeamento geológico, já que é rara a ocorrência

de afloramentos. Além disso o objetivo do levantamento preliminar foi definir programas de teses de mestrado em geofísica para estudantes do NCGG.

Esta primeira fase foi realizada sobre a principal anomalia de geoquímica do ALVO 1 e nas proximidades de furos para melhor controle dos resultados, através de quatro campanhas de uma semana.

Os resultados mostraram que os métodos radiométrico, potencial espontâneo e magnetométrico são utilizáveis no mapeamento geológico da área e os métodos eletromagnético e resistividade/polarização induzida são indicados na determinação de áreas de maior concentração de sulfetos dentro da zona mineralizada (Sauck e Gouvêa, 1977).

A partir de meados de 1977, foram definidos dois programas sistemáticos de levantamentos geofísicos na área ALVO 1 MM1, os quais, além de auxiliarem na localização de furos de sondagem, serviram como trabalhos de pesquisa para dois alunos do NCGG.

O primeiro programa incluía os métodos radiométrico, magnetométrico, potencial espontâneo e medidas de suscetibilidade magnética de solos, com o objetivo de auxiliar no mapeamento geológico da área (Bentes e Sauck, 1979). O segundo, utilizava os métodos polarização induzida/resistividade e eletromagnético para a determinação de áreas com maior concentração de cobre dentro da zona mineralizada (Campbell e Sauck, 1979).

Além dos trabalhos de geofísica realizados em convênio NCGG-UFPA/AMZA-DOCEGEO, vem sendo desenvolvido, a partir de fins de 1977, um programa sistemático de exploração geofísica, pela DOCEGEO, em toda a área MM1, utilizando os métodos geofísicos que, no levantamento preliminar, se revelaram mais econômicas tais como o magnetométrico e polarização induzida/resistividade.

2. MEDIDAS DE PROPRIEDADES ELÉTRICAS DE ROCHAS: TEORIA E MÉTODOS

As medidas de propriedades elétricas de materiais tiveram início, entre os físicos e engenheiros, desde os primeiros inventos elétricos e eletrônicos, com as medidas de constantes dielétricas de materiais como o quartzo, e da condutividade elétrica de materiais condutores como o cobre.

Com o desenvolvimento de métodos de prospecção geofísica que faziam uso de propriedades elétricas de rochas, como os métodos eletromagnéticos, eletro-resistividade e polarização induzida/resistividade, começaram a ser feitas em laboratório medidas de propriedades elétricas, tais como a condutividade, resistividade, constante dielétrica, tangente de perdas e ângulo de fase, de rochas.

Em virtude desses métodos de campo utilizarem de determinados intervalos de frequência, as medidas de laboratório, em sua maior parte, são realizadas em intervalos de frequência que correspondem aos objetivos do trabalho de campo.

2.1. Condução e Polarização Elétrica nas Rochas - Conceitos Gerais

Quando se aplica um campo elétrico a um material surgem correntes de condução, I_c , devidas ao deslocamento de cargas livres, e/ou correntes de deslocamento, I_d , devidas à redistribuição de cargas ligadas.

Os materiais, como o cobre ou o quartzo, são classificados em condutores ou dielétricos em função da predominância de uma ou outra forma de condução/polarização elétrica.

A condutividade elétrica (σ) de um material homogêneo é definida em função da intensidade da corrente de condução, I_c , devida à aplicação de um campo elétrico, E . Nos materiais condutores a condutividade é muito alta ($10^8 \text{ S/m} - 10^4 \text{ S/m}$, onde $\text{S} = \text{Siemens} = \text{ohm}^{-1}$, no sistema de unidades, SI, (Reilly, 1972), e

nos materiais dielétricos é muito baixa (10^{-4} S/m - 10^{-8} S/m) (Keller and Frischknecht, 1966; Keller, 1966).

A permissividade elétrica (ϵ) é definida em função da carga elétrica induzida no material por um campo elétrico (E). Geralmente, caracteriza-se um material dielétrico por sua constante dielétrica (K), onde K é a relação entre a permissividade do material (ϵ) e a permissividade do vácuo (ϵ_0) (Reitz and Milford, 1972). Nos materiais condutores em que as cargas, em vez de se redistribuírem, se deslocam, a constante dielétrica toma valores "infinitos" e não é definida para estes materiais, isto é, nos materiais condutores não se pode induzir campos eletrostáticos (Reitz and Milford, 1972).

Os materiais em que a condutividade elétrica se situa em valores médios (10^4 S/m - 10^{-4} S/m) são considerados semicondutores (Keller and Frischknecht, 1966; Keller, 1966).

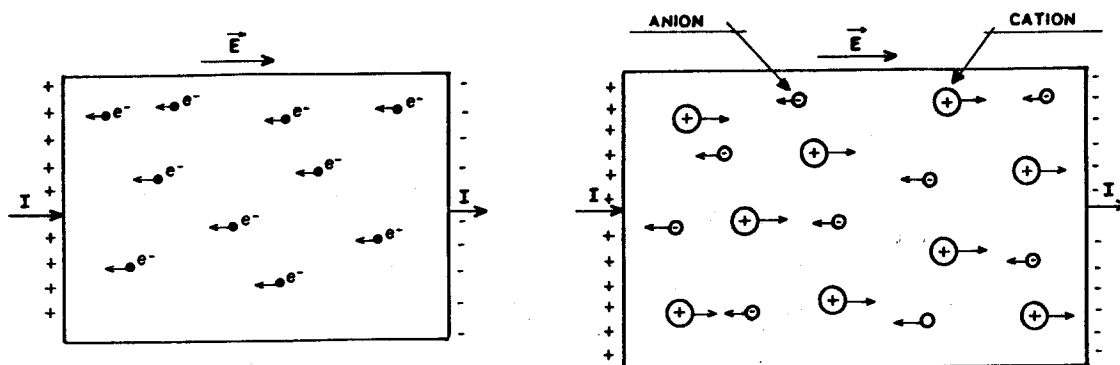
As rochas são geralmente materiais inhomogêneos formados por associações de minerais, que tanto podem ser condutores, dielétricos ou semicondutores, além de conterem uma porção variável de umidade.

Quando se fala em condutividade, resistividade ou constante dielétrica de uma rocha isto significa que se trata de parâmetros elétricos de um material homogêneo equivalente pois nas rochas esses parâmetros variam com a posição (Fuller and Ward, 1970).

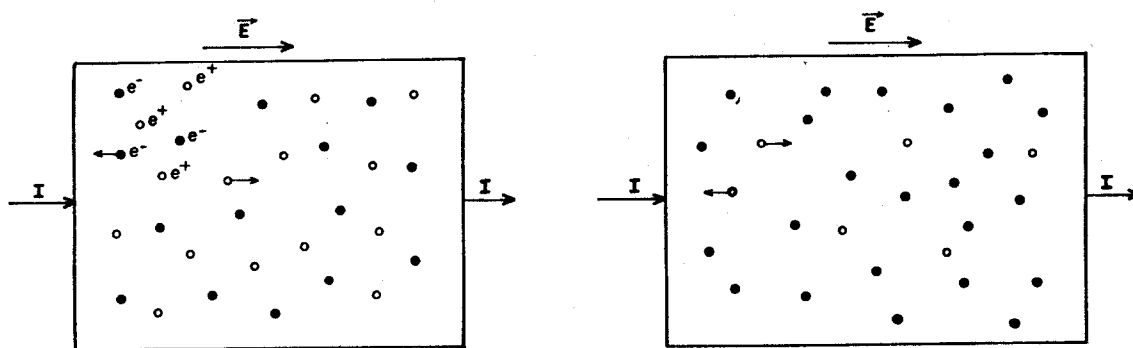
2.1.1. Mecanismos de Condução nos Minerais

Em relação à condução elétrica, os minerais formadores de rochas se dividem em condutores, semicondutores e dielétricos. A alta condutividade elétrica dos metais, da grafite e de alguns sulfetos (p.ex., a covelina), deve-se à alta mobilidade e concentração dos portadores de carga (eletrons livres) (Shuey, 1977; Shuey, 1975), (Fig. 3a).

Os semicondutores, como os óxidos e a maioria dos sulfetos (calcopirita, pirita), são minerais que não possuem



(a)



(b)

Fig. 3 (a) - Representação esquemática dos mecanismos de condução eletrônica e iônica.

(b) - Representação esquemática dos mecanismos de semicondução.

portadores livres em seu estado cristalino perfeito mas que podem tê-los devido a defeitos em sua estrutura. Existem dois tipos de semicondutores:

- a) Semicondutores intrínsecos - neles os portadores de carga são criados por ativação térmica, e esse mecanismo é muito importante em temperatura acima de 600°C (Shuey, 1977; Shuey, 1975), (Fig. 3b).
- b) Semicondutores extrínsecos - neles a presença dos portadores de carga depende de defeitos em sua estrutura; estes podem ser defeitos estequiométricos provocados por ausência de átomos, ou por impurezas que substituem o átomo na estrutura (como substituição de um metal por outro) (Shuey, 1975). Alguns óxidos e sulfetos têm o valor absoluto da condutividade proporcional à quantidade de impurezas (Keller and Frischknecht, 1966; Shuey, 1975), (Fig. 3b).

Em geral, nos materiais dielétricos como o quartzo, micas, silicatos, a baixa condutividade deve-se à ausência de portadores de carga (Shuey, 1975).

2.1.2. Mecanismos de Condução na Água

A condução elétrica na água dá-se através de condução iônica. Nela, os íons dissolvidos são responsáveis pelo transporte de carga. A condutividade da água depende portanto da natureza dos íons presentes, sua valência, densidade e concentração, da temperatura e de outros fatores que afetam a dissolução de íons na água (Marshall and Madden, 1959; Parkhomenko, 1967, Keller and Frischknecht, 1966).

2.1.3. Mecanismos de Polarização nos Minerais

Nos minerais dielétricos existem vários mecanismos de polarização. Uma das maneiras de caracterizar uma polarização é pelo seu tempo de relaxação, isto é, o tempo necessário para

que o movimento de carga atinja o equilíbrio (Rzhevsky and Novik, 1971).

- a) Polarização Eletrônica (Pe) - ocorre como resultado da deformação das órbitas eletrônicas devidas à aplicação de um campo elétrico (Fig. 4a). Ela é característica de todos os átomos e moléculas e é o mais rápido tipo de polarização. O tempo de relaxação associado com o movimento de eletrons para dar origem a Pe é muito baixo, da ordem de 10^{-15} segundos.

Como a deformação das órbitas eletrônicas é proporcional à intensidade do campo elétrico aplicado (E), a Polarização Eletrônica depende diretamente de E (Von Hippel, 1966).

- b) Polarização Atômica (Pa) - ocorre como resultado do movimento de íons ou partes da estrutura cristalina com ligações homopolares (covalentes) sob a influência de um campo elétrico. Aqui, são centros de cargas positivas e negativas, e não eletrons, que são deslocados pelo campo elétrico (Von Hippel, 1966) (Fig. 4b). Seu tempo de relaxação é maior, quando comparado à polarização eletrônica (10^{-14} - 10^{-12} seg).

Da mesma forma que a eletrônica, a polarização atômica depende da intensidade do campo elétrico aplicado.

- c) Polarização molecular ou de orientação (Po) - ocorre quando o material contém íons com ligações polares.

Quando existem ligações polares entre os íons, cada molécula assim formada possui um certo momento de dipolo que é independente da intensidade do campo aplicado. Apesar disso, o momento de dipolo total, em um volume de material composto dessas moléculas, é zero na ausência de um campo

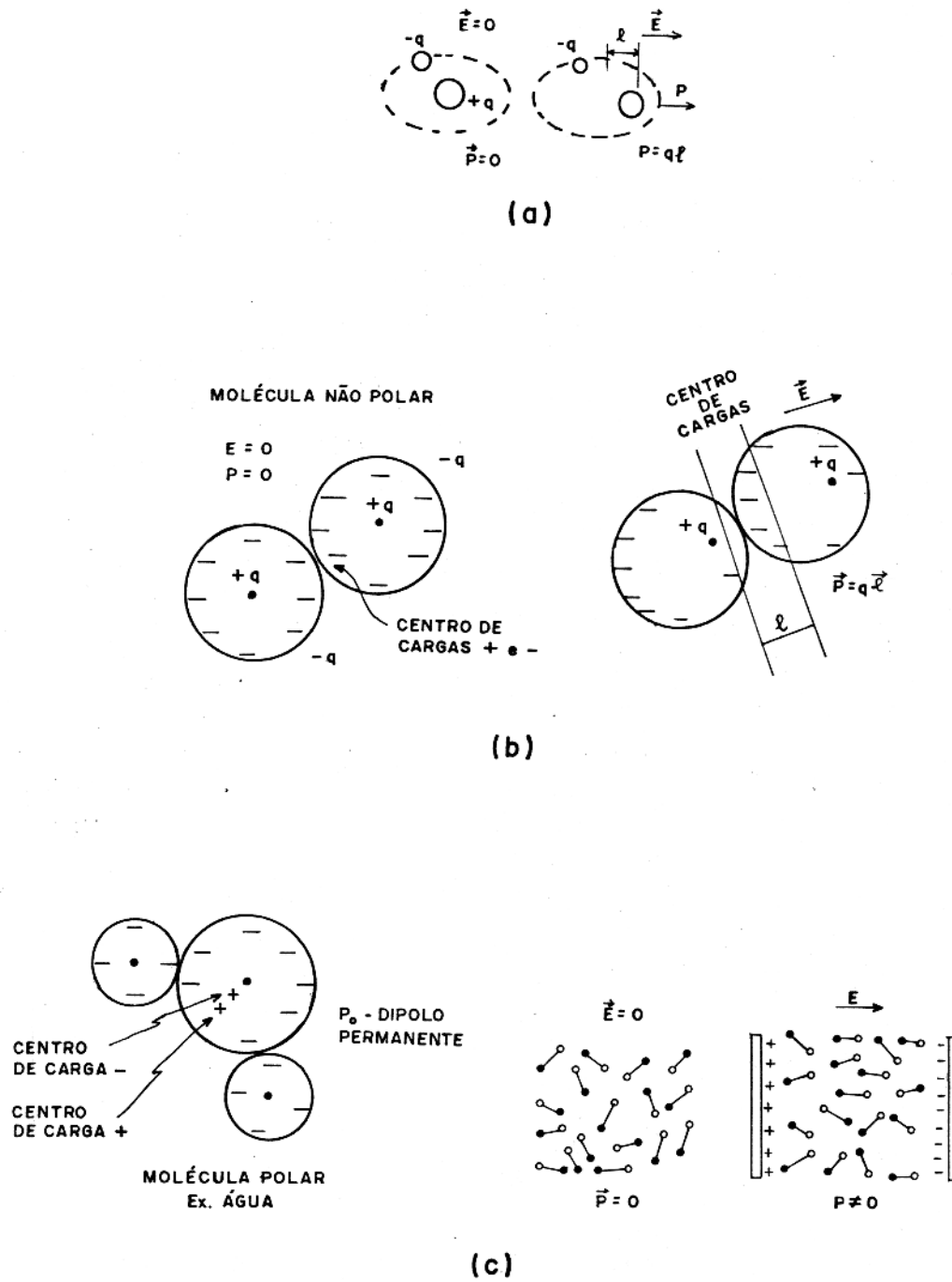


Fig. 4 (a) - Representação esquemática da polarização eletrônica.
 (b) - Representação esquemática da polarização atômica.
 (c) - Representação esquemática da polarização molecular.

elétrico devido ao seu arranjo caótico (Fig. 4c). No entanto, quando se aplica um campo elétrico a esse material, os dipolos tendem a se orientar na direção do campo, isto é, o material, como um todo, se polariza.

Nos líquidos, onde as ligações entre as moléculas individuais são fracas, a orientação dos dipolos será completa e não vai depender da intensidade do campo elétrico aplicado.

Em materiais sólidos, as ligações entre as moléculas não permitem que elas se orientem completamente na direção do campo. Os dipolos giram apenas de um certo ângulo dependendo da intensidade das ligações no material e da intensidade do campo aplicado, e este ângulo aumenta diretamente com o campo (Hill et al, 1969).

O movimento térmico das moléculas tem um efeito muito grande em P_0 ; quando a temperatura aumenta, as vibrações moleculares aumentam e o número de dipolos orientados diminui.

O tempo de relaxação para a polarização molecular varia de 10^{-7} a 10^{-13} segundos.

2.1.4. Mecanismos de Polarização Devidos à Condução Elétrica

Além dos mecanismos de polarização e condução observados em materiais homogêneos, nos materiais heterogêneos, isto é, naqueles em que a composição e/ou a estrutura cristalina não são constantes no volume, existem mecanismos de polarização que são devidos à inhomogeneidades da condutividade elétrica do material.

Como as rochas são formadas por associações de minerais, além de uma porção de umidade, esses mecanismos são muito importantes para o estudo de suas propriedades elétricas.

2.1.4.1. Polarização Interfacial, Polarização de Maxwell-Wagner ou Polarização Macroscópica (P_i) - ocorre quando existe uma descontinuidade de propriedades elétricas (condutividade e constante dielétrica) entre dois materiais sólidos (Alvarez, 1972) (Fig.5a).

Os portadores de carga (elétrons livres ou íons) nos materiais condutores ou semicondutores se deslocam dentro de cada material e se distribuem na superfície de descontinuidade; cada parte do material adquire, como resultado, um momento de dipolo.

Especificamente, este fenômeno é provocado por condução eletrônica ou iônica dentro dos limites de cada material; mas como o movimento das cargas está limitado ao tamanho de cada inclusão, o resultado final é semelhante ao de uma polarização. O tempo de relaxação associado com a polarização do tipo interfacial está entre 10^{-8} e 10^{-3} segundos (Rzhevsky and Novik, 1971).

2.1.4.2. Polarização Eletroquímica - ocorre nas interfaces entre minerais e soluções, desenvolvendo-se quando o fluxo de correntes intercepta uma descontinuidade mineral-solução.

a) Processos de oxidação-redução - esses processos desenvolvem-se em condições hidroquímicas definidas e nos contatos entre soluções iônicas e minerais possuindo condução eletrônica ou iônica. Os minerais de sulfetos, alguns óxidos, antracitos e grafite dão origem à processos de oxidação - redução quando em contato com soluções iônicas. Quando uma corrente elétrica atravessa a interface mineral metálico-eletrólito existe mudança no mecanismo de condução de eletrônica para iônica envolvendo reações químicas. Com o prosseguimento da reação ocorre acúmulo de produtos de reação e íons (inclusive íons não reativos) próximo à in

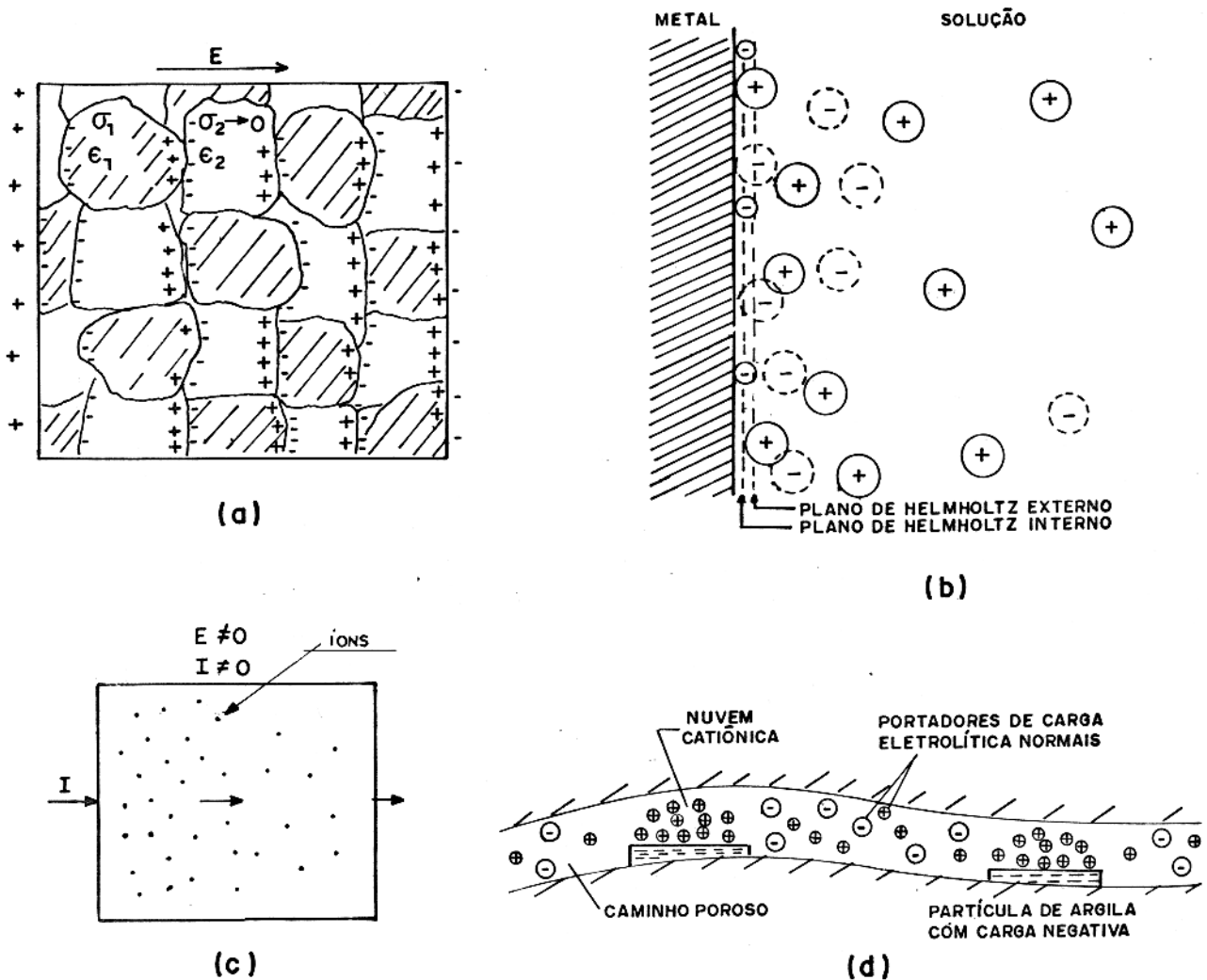


Fig. 5 (a) - Representação esquemática da polarização interfacial.

(b) - Representação esquemática de uma dupla camada elétrica. Os círculos pequenos representam íons adsorvidos. Os círculos grandes representam íons dissolvidos. Os círculos partilhados representam íons "fantasmas", isto é, íons que estariam presentes se a dupla camada não existisse, (Grahame 1947).

(c) - Representação esquemática de redistribuição de concentrações. Os íons em zonas de maior concentração se deslocam para zonas de menor concentração.

(d) - Representação esquemática da distribuição de íons em torno de uma partícula de argila na ausência de um campo elétrico, (Sumner, 1976).

terface dando lugar a um processo de difusão e também ao aparecimento de dupla camada elétrica (Marshall and Madden, 1959).

A dupla camada elétrica (Fig. 5b) pode consistir de uma camada de elétrons (se a fase não-eletrolítica for um metal ou condutor eletrônico), uma camada de íons adsorvidos, e uma camada difusa consistindo de uma atmosfera iônica na qual íons de um sinal estão acima de sua concentração normal no eletrólito, enquanto os do outro sinal estão em falta (Grahame, 1947).

A polarização a que este processo dá origem toma o nome de polarização de eletrodo (Rzhevsky and Novik, 1971).

b) Processos de eletroosmose e eletroforese

Eletroosmose - movimento de moléculas de líquido com carga de um sinal em direção ao eletrodo de polaridade contrária.

Eletroforese - deslocamento de partículas sólidas com carga de um sinal em direção ao eletrodo de sinal oposto.

Esses processos podem ser provocados pela passagem de corrente elétrica em um meio aquoso (solução ou mistura) e dão lugar a inomogeneidades de concentração (Rzhevsky and Novik, 1971).

c) Processos de redistribuição de concentrações de soluções

- ocorrem sempre que existem diferenças de concentrações de íons em uma solução. Elas podem ser causadas, por exemplo, mas não necessariamente, pela passagem de corrente elétrica em uma solução pois, nesse caso, a concentração de íons negativos será maior junto ao eletrodo positivo enquanto a de íons positivos será maior junto ao eletrodo negativo. Cria-se uma diferença de potencial entre soluções de diferentes concentrações; sua intensidade depende da relação entre as con

centrações e da diferença de mobilidade de ânions e cations. Quanto maior a relação de concentrações e a diferença de mobilidade, maior será a diferença de potencial (Rzhevsky and Novik, 1971), (Fig. 5c).

- d) Processos de selecionamento de ions, ou filtração ocorrem quando em um meio aquoso (solução iônica, p.ex.) existe um material capaz de selecionar ou adsorver ions, por exemplo, uma membrana, um filtro ou uma partícula de argila (Fig. 5d). Essa seleção de ions pode ocasionar diferentes concentrações na solução dando origem a processos de difusão e redistribuição de concentrações (Madden and Cantwell, 1967).

A polarização a que este processo dá origem toma o nome de polarização de membrana (Marshall and Madden, 1959).

Todos esses processos tanto podem ser reversíveis como irreversíveis. A polarização eletroquímica é muito mais lenta que os outros tipos de polarização. Seu tempo de relaxação está compreendido entre 10^{-3} segundos até minutos (Rzhevsky and Novik, 1971).

Os minerais mais ativos em relação à polarização eletroquímica são os minerais condutores como os sulfetos metálicos (calcopirita, pirita, pirrotita), os antracitos e grafite e as argilas. A magnetita, hematita e outros óxidos possibilitam também a ocorrência de polarização eletroquímica (Rzhevsky and Novik, 1971; Shuey, 1977).

2.1.5. Condução e Polarização nas Rochas

A condução elétrica na maioria das rochas na superfície da Terra é principalmente eletrolítica, tendo lugar nos espaços porosos e de maneira secundária através dos grãos minerais. As variáveis que controlam o fluxo de corrente através da solução dos poros incluem portanto concentração dos ions presentes

na água, sua valência, mobilidade, e temperatura; a condutividade de aumenta diretamente com cada uma dessas variáveis. No arcabouço sólido das rochas a condução tem lugar de acordo com as propriedades dos minerais que o formam (Keller and Frischknecht, 1966).

Quando existe uma interface condutor metálico-eletrólito (Fig. 6a) ocorre a polarização de eletrodo, isto é, há uma concentração de íons de cargas opostas no lado do metal e no lado do eletrólito dando origem a uma dupla camada elétrica (Marshall and Madden, 1959).

A polarização devida a este efeito é fortemente dependente da frequência do campo elétrico aplicado (E) pois o fenômeno de difusão que aí se processa provoca uma defasagem entre corrente e tensão elétrica.

Nas interfaces argila-eletrólito também ocorrem fenômenos de polarização conhecidos como polarização de membrana (Fig. 6b).

As argilas, por serem minerais de dimensões extremamente pequenas ($<2\mu$) possuem uma grande relação área superficial/massa estando sua superfície desbalanceada eletricamente (efeito de ponta de cristal). Quando em contato com a água, elas tendem a adsorver íons, os quais, sob o efeito de campo elétrico, formam uma dupla camada semelhante à polarização de eletrodo dando origem também a potenciais de difusão (Marshall and Madden, 1959 ; Shuey, 1977).

Quando se aplica um campo elétrico a uma amostra, a corrente flui através dos grãos minerais condutores e não-condutores durante os primeiros microsegundos (acima de 10^6 Hz), (Fig. 7). Depois que os minerais não condutores se carregam, a corrente passa a fluir pelas paredes dos poros (água adsorvida) e minerais condutores pelos próximos mili-segundos (acima de 10^3 Hz); subsequentemente a corrente passa a fluir pelos poros (água livre) e minerais condutores (100 milisegundos, 10Hz) e por último a condução é feita principalmente através dos poros (100 seg, abaixo de 1 Hz). Observa-se portanto que os parâmetros elétricos dependem, da composição mineralógica da rocha, sua textura, tamanho dos grãos,

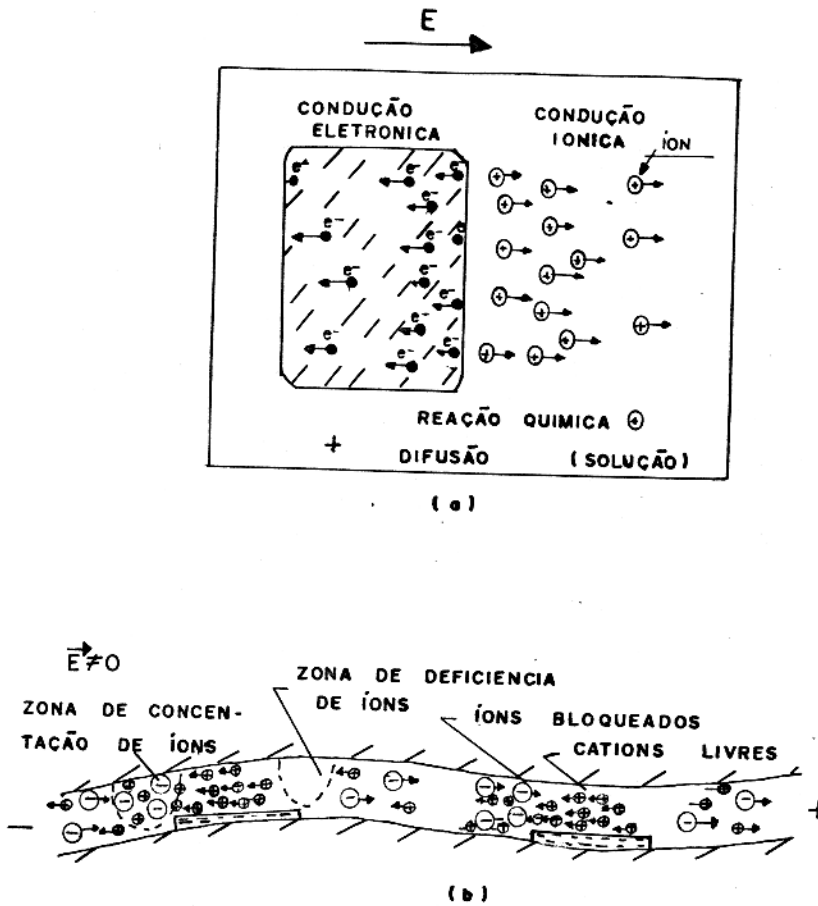


Fig. 6 (a) - Representação esquemática da polarização de eletrodo.
 (b) - Representação esquemática da polarização de membrana,
 (Sumner, 1976).

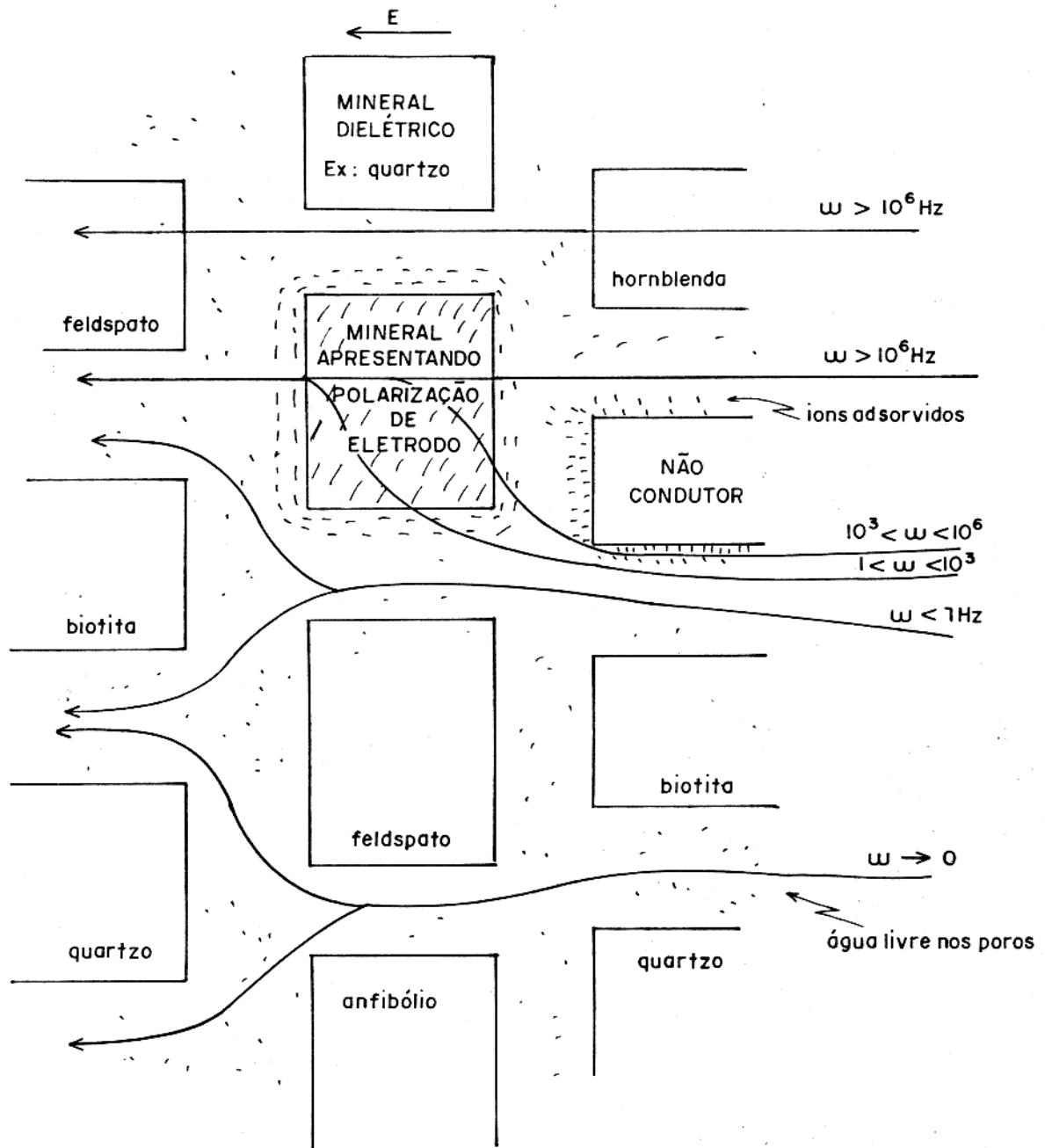


Fig. 7 - Representação esquemática do fluxo de corrente elétrica em uma rocha em função da frequência do campo elétrico aplicado. Modificado a partir de diagrama de Katsube (1977).

anisotropia, porosidade, grau de umidade, natureza dos íons presentes na água dos poros, temperatura, grau de intemperismo, estratificação, foliação e fraturamento (Katsube, 1977).

O fluxo de corrente (tanto de condução quanto de deslocamento) nas rochas envolve portanto mecanismos que nos levam a esperar uma grande dependência com a frequência das relações entre campo elétrico e densidade de corrente total. Além disso, mesmo em uma base puramente física e intuitiva, parece inaceitável antecipar que a corrente de condução esteja exatamente em fase (isto é, sem nenhum atraso) e que a corrente de polarização esteja exatamente fora de fase com o campo elétrico em todas as frequências. O deslocamento de íons, por exemplo, através de água - livre dos poros ou através do arcabouço sólido será afetado por vários fatores incluindo viscosidade do líquido, forças locais (que podem ser devidas a polarizações), e colisões nos sólidos; estes fatores agirão de maneira a produzir uma componente com quadratura da corrente de condução. Da mesma forma a corrente de deslocamento associada com polarização de pares impureza-buracos terá uma componente em fase com o campo e outra em quadratura (Fuller and Ward, 1970).

2.2. Condutividade e Constante Dielétrica Complexas

Para baixas densidades de corrente ($J < 1 \mu\text{A}/\text{cm}^2$) (Sauck, 1969; Madden and Cantwell, 1967; Scott and Cunningham, 1967) e temperatura, pressão, grau de umidade e composição mineralógica constantes, observa-se que existe uma relação linear entre o campo elétrico, \vec{E} , e a densidade de corrente \vec{J} em uma rocha. Isto permite que a relação entre \vec{J} e \vec{E} (σ) seja expressa por uma constante de proporcionalidade. Se a amostra de rocha for suficientemente grande para ser considerada homogênea, a constante é considerada como independente de posição. No caso geral, essa constante é uma quantidade tensorial que varia com os parâmetros físicos que envolvem a rocha ($T, P, t, \vec{E}, \omega, \mu, \sigma, \epsilon$) (Pelton et al., 1977).

Como já vimos, existem correntes de condução, J_c ,

carregadas por cargas que são livres de se deslocarem a distâncias maiores que a ordem das dimensões atômicas, e correntes de deslocamento, \vec{J}_D , que envolvem reorganização de cargas ligadas dentro de distâncias que são da ordem de Angstroms.

As equações de Maxwell, no domínio do tempo, são:

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{x}, t) = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}(\vec{x}, t) \quad (1)$$

$$\nabla \times \vec{H}(\vec{x}, t) = \vec{J}_C(\vec{x}, t) + \frac{\partial \vec{D}(\vec{x}, t)}{\partial t} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = 0 \quad (4)$$

onde o vetor \vec{x} denota a dependência espacial e a corrente de deslocamento, \vec{J}_D é dada por

$$\vec{J}_D = \frac{\partial \vec{D}(\vec{x}, t)}{\partial t} \quad (5)$$

Nas equações (1) e (2) estão envolvidos cinco diferentes campos (\vec{E} , \vec{D} , \vec{B} , \vec{H} , \vec{J}_C) os quais estarão relacionados somente se nos referirmos as suas equações constitutivas.

As relações constitutivas entre densidade de corrente e campo elétrico dependem dos processos físico-químicos que estejam ocorrendo no meio. Por exemplo, para um condutor metálico ou iônico pode-se escrever a Lei de Ohm

$$\vec{J}_C = \sigma(\omega, \mu, \epsilon, u, P, T, t) \vec{E} \quad (6)$$

onde a condutividade, σ , pode ser considerada real somente se a relação entre \vec{J}_C e \vec{E} for completamente independente do tempo. Entretanto, é possível descrever, de uma maneira mais geral, relações entre \vec{J} e \vec{E} que dependem do tempo considerando-se σ como uma função complexa da frequência (Pelton, 1977; Dias, 1972; Fuller and

Ward, 1970).

De modo a observar somente a variação com a frequência (ω), simplificaremos os parâmetros elétricos a funções escalares da frequência, colocando pressão, temperatura, grau de umidade e composição mineralógica constantes e restringindo nossa atenção a relações lineares entre \vec{J} e \vec{E} . Sob essas simplificações, as equações constitutivas entre os campos e seus efeitos (incluindo a Lei de Ohm) são:

$$\vec{J}(\vec{x}, \omega) = \sigma(\omega) \vec{E}(\vec{x}, \omega) \quad (7)$$

$$\vec{D}(\vec{x}, \omega) = \epsilon(\omega) \vec{E}(\vec{x}, \omega) \quad (8)$$

$$\vec{B}(\vec{x}, \omega) = \mu(\omega) \vec{H}(\vec{x}, \omega) \quad (9)$$

onde o meio implícito é linear, homogêneo, isotrópico e invariante no tempo, mas com cada parâmetro elétrico (σ , ϵ e μ) podendo ser uma função complexa da frequência (ω) (Fuller and Ward, 1970).

As equações (7), (8) e (9) são idênticas a funções de transferência, no domínio da frequência, de sistemas lineares, invariantes no tempo.

Uma amostra de rocha, eletricamente, funciona como três sistemas lineares, como ilustra a Fig. 8.

Aplicando-se as relações constitutivas (7), (8) e (9) às equações de Maxwell (1) e (2), obtém-se:

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{x}, t) = -\frac{\partial}{\partial t} (\mu \vec{H}(\vec{x}, t)) \quad (10)$$

$$\nabla \times \vec{H}(\vec{x}, t) = \sigma \vec{E} + \frac{\partial}{\partial t} (\epsilon \vec{E}(\vec{x}, t)) \quad (11)$$

Tomando-se campos harmônicos, \vec{E} e \vec{H} , de frequência ω , isto é,

$$\vec{E}(\vec{x}, t) = \vec{E}_0(\vec{x}) \cos \omega t = \text{Re}(\vec{E}_0(\vec{x}) e^{-j\omega t}) \quad (12)$$

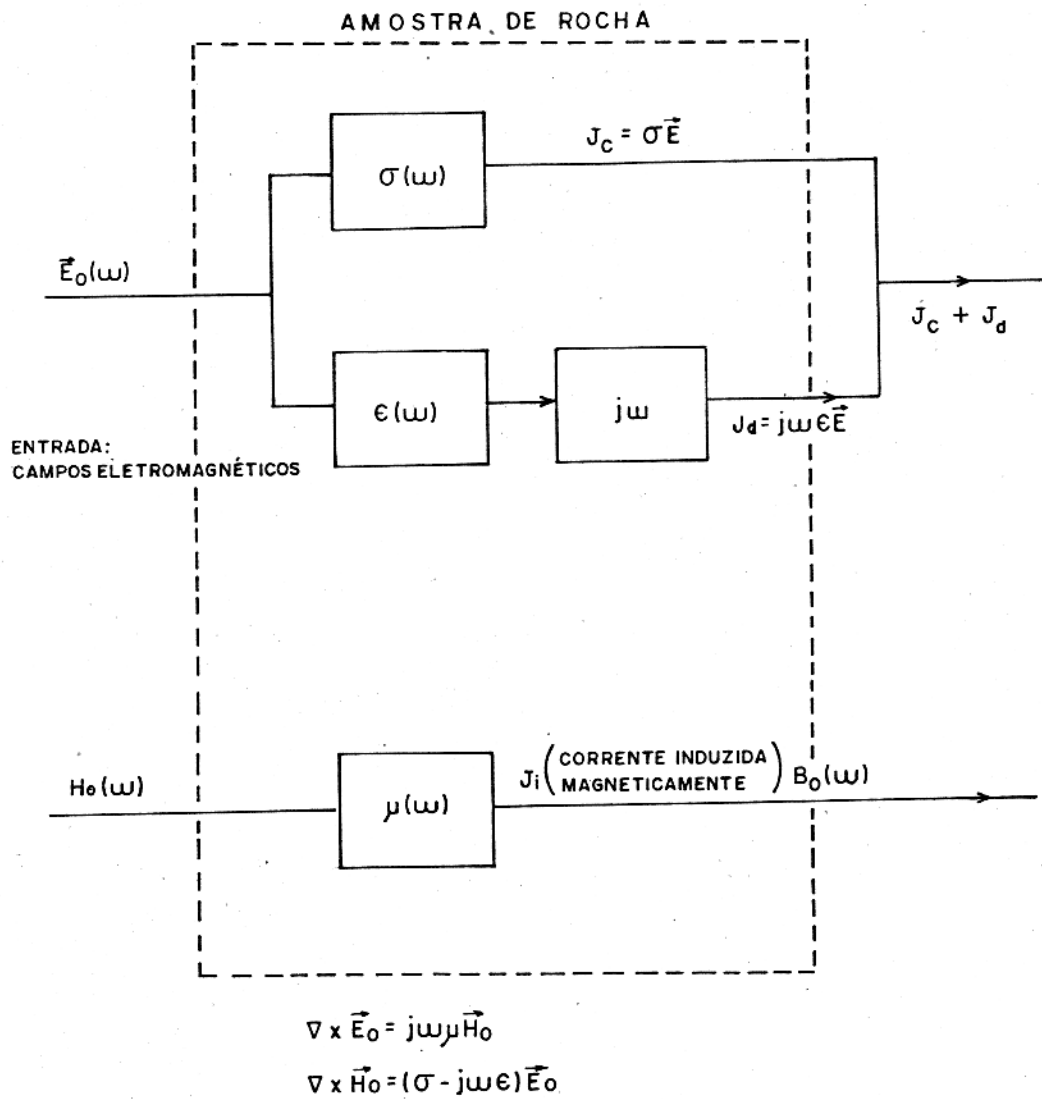


Fig. 8 - Representação, o domínio da frequência, da densidade de corrente e da indução magnética em uma amostra de rocha como resposta de sistemas lineares à aplicação de um campo eletromagnético (Fuller and Ward, 1970).

$$\vec{H}(\vec{x}, t) = \vec{H}_0(\vec{x}) \cos \omega t = \left(\text{Re } \vec{H}_0(\vec{x}) e^{-j\omega t} \right) \quad (13)$$

e aplicando-se às equações de Maxwell (10) e (11) temos

$$\nabla \times (\vec{E}_0 \cos \omega t) = - \frac{\partial}{\partial t} (\mu \vec{H}_0 \cos \omega t) \quad (14)$$

$$\nabla \times (\vec{H}_0 \cos \omega t) = \sigma \vec{E}_0 \cos \omega t + \frac{\partial}{\partial t} (\epsilon \vec{E}_0 \cos \omega t) \quad (15)$$

$$\text{Re} \left(\nabla \times \vec{E}_0 e^{-j\omega t} \right) = \text{Re} \left(\frac{\partial}{\partial t} (-\mu \vec{H}_0 e^{-j\omega t}) \right) \quad (16)$$

$$\text{Re} \left(\nabla \times \vec{H}_0 e^{-j\omega t} \right) = \text{Re} \left(\sigma \vec{E}_0 e^{-j\omega t} \right) + \text{Re} \left(\frac{\partial}{\partial t} (\epsilon \vec{E}_0 e^{-j\omega t}) \right) \quad (17)$$

$$\text{Re} \left(\nabla \times \vec{E}_0 e^{-j\omega t} \right) = \text{Re} \left(j\omega \mu \vec{H}_0 e^{-j\omega t} \right) \quad (18)$$

$$\text{Re} \left(\nabla \times \vec{H}_0 e^{-j\omega t} \right) = \text{Re} \left(\sigma \vec{E}_0 e^{-j\omega t} \right) + \text{Re} \left(-j\omega \epsilon \vec{E}_0 e^{-j\omega t} \right) \quad (19)$$

De (18) e (19) conclui-se que, para campos oscilantes de frequência ω ,

$$\nabla \times \vec{E}_0(\vec{x}) = j\omega \mu \vec{H}_0(\vec{x}) \quad (20)$$

$$\nabla \times \vec{H}_0(\vec{x}) = (\sigma - j\omega \epsilon) \vec{E}_0(\vec{x}) \quad (21)$$

onde

$$\vec{J}_c = \sigma \vec{E}_0(\vec{x}) \quad (22)$$

$$\vec{J}_d = -j\omega \epsilon \vec{E}_0(\vec{x}) \quad (23)$$

É necessário enfatizar que \vec{J}_c representa apenas corrente de condução e portanto $\sigma(\omega)$ e $\epsilon(\omega)$ estão associados com o seu significado relacionados com deslocamento de cargas livres (\vec{J}_c) ou redistribuição de cargas ligadas (\vec{J}_d , \vec{D}).

O significado físico de $\sigma(\omega)$, $\epsilon(\omega)$ ou $\mu(\omega)$ serem funções complexas da frequência não é difícil de aceitar. A implicação é que, no caso de $\sigma(\omega)$ por exemplo, a densidade de corren

te de condução, \vec{J}_c , e o campo elétrico \vec{E}_0 , não estarão perfeitamente em fase. Embora $\sigma(\omega)$ represente o deslocamento de cargas livres, não existe nenhuma razão física para se esperar que a densidade de corrente de condução, devida a essas cargas livres, vá a acompanhar instantaneamente as variações do campo elétrico aplicado, especialmente em vista dos mecanismos de condução apresentados anteriormente (Seção 2.1). Mesmo para um metal, mostra-se que a corrente de condução não está em fase com o campo elétrico a frequências extremamente altas (Reitz and Milford, 1972).

As correntes de difusão devidas à polarizações de eletrodo e de membrana são funções da frequência possuindo componentes em fase e em quadratura (Marshall and Madden, 1959).

No caso dos materiais dielétricos, a implicação de $\sigma(\omega)$ ser uma função complexa é que a corrente de deslocamento não estará perfeitamente em quadratura com o campo elétrico, isto é, pode haver uma componente de \vec{J}_d em fase com o campo.

Da mesma maneira, nos materiais magnéticos a indução magnético (\vec{B}) não acompanha instantaneamente o campo magnético (\vec{H}).

De modo geral, as quantidades $\sigma(\omega)$, $\epsilon(\omega)$ e $\mu(\omega)$ são escritas como:

$$\sigma(\omega) = \sigma_R(\omega) - j \sigma_I(\omega) \quad (24)$$

$$\epsilon(\omega) = \epsilon_R(\omega) + j \epsilon_I(\omega) \quad (25)$$

$$\mu(\omega) = \mu_R(\omega) + j \mu_I(\omega) \quad (26)$$

onde: σ_R é a parte real da condutividade e é responsável pela corrente de condução em fase com o campo elétrico; σ_I é a parte imaginária da condutividade responsável pela corrente de condução em quadratura com o campo elétrico; ϵ_R é a parte real da constante dielétrica responsável pela corrente de deslocamento em quadratura com o campo elétrico; ϵ_I é a parte imaginária da constante dielétrica responsável pela corrente de deslocamento em fase com o

campo elétrico; μ_R é a parte real da permeabilidade magnética responsável pela corrente de indução magnética em quadratura com o campo elétrico; μ_I é a parte real da permeabilidade magnética responsável pela corrente de indução em fase com o campo elétrico.

O sinal negativo na parte imaginária de σ está relacionado ao efeito de polarização que σ_I provoca, isto é, e feito capacitivo (Fig. 9) enquanto os sinais positivos na parte imaginária de ϵ e μ estão associados com resistência à implantação dos campos elétricos e magnéticos no meio.

Utilizando-se as relações complexas (24), (25) e (26) nas equações (20) e (21) obtém-se:

$$\nabla \times \vec{E}_0(\vec{x}, \omega) = j\omega(\mu_R(\omega) + j\mu_I(\omega))\vec{H}_0(\vec{x}, \omega) \quad (27)$$

$$\nabla \times \vec{H}_0(\vec{x}, \omega) = \left((\sigma_R(\omega) - j\sigma_I(\omega)) - j\omega(\epsilon_R(\omega) + j\epsilon_I(\omega)) \right) \vec{E}_0(\vec{x}, \omega) \quad (28)$$

Separando-se as partes reais das imaginárias temos que:

$$\nabla \times \vec{E}_0(\vec{x}, \omega) = -\omega\mu_I(\omega)\vec{H}_0(\vec{x}, \omega) + j\omega\mu_R(\omega)\vec{H}_0(\vec{x}, \omega) \quad (29)$$

$$\nabla \times \vec{H}_0(\vec{x}, \omega) = (\sigma_R(\omega) + \omega\epsilon_I(\omega)) \vec{E}_0(\vec{x}, \omega) - j(\sigma_I(\omega) + \omega\epsilon_R(\omega)) \vec{E}_0(\vec{x}, \omega) \quad (30)$$

Na figura 10 observa-se os diversos efeitos provocados em um material de parâmetros elétricos σ , ω e μ , reais, por um campo elétrico $E(\omega)$.

Os dois termos à direita da equação (30) representam, respectivamente, as densidades de corrente em fase, $(\sigma_R(\omega) + \omega\epsilon_I(\omega)) \vec{E}$, e de corrente em quadratura $(\sigma_I(\omega) + \omega\epsilon_R(\omega)) \vec{E}$, com o campo elétrico \vec{E} . Juntos, eles representam a densidade de corrente total em uma região destituída de fontes internas de corrente.

$$\vec{J}_T(\vec{x}, \omega) = (\sigma_R(\omega) + \omega\epsilon_I(\omega)) \vec{E}_0(\vec{x}, \omega) - j(\sigma_I(\omega) + \omega\epsilon_R(\omega)) \vec{E}_0(\vec{x}, \omega) \quad (31)$$

A relação entre \vec{J}_T e \vec{E} denominados de condutividade total, $A(\omega)$, onde

$$|A(\omega)| = \sqrt{(\sigma_R(\omega) + \omega\epsilon_I(\omega))^2 + (\sigma_I(\omega) + \omega\epsilon_R(\omega))^2} \quad (32)$$

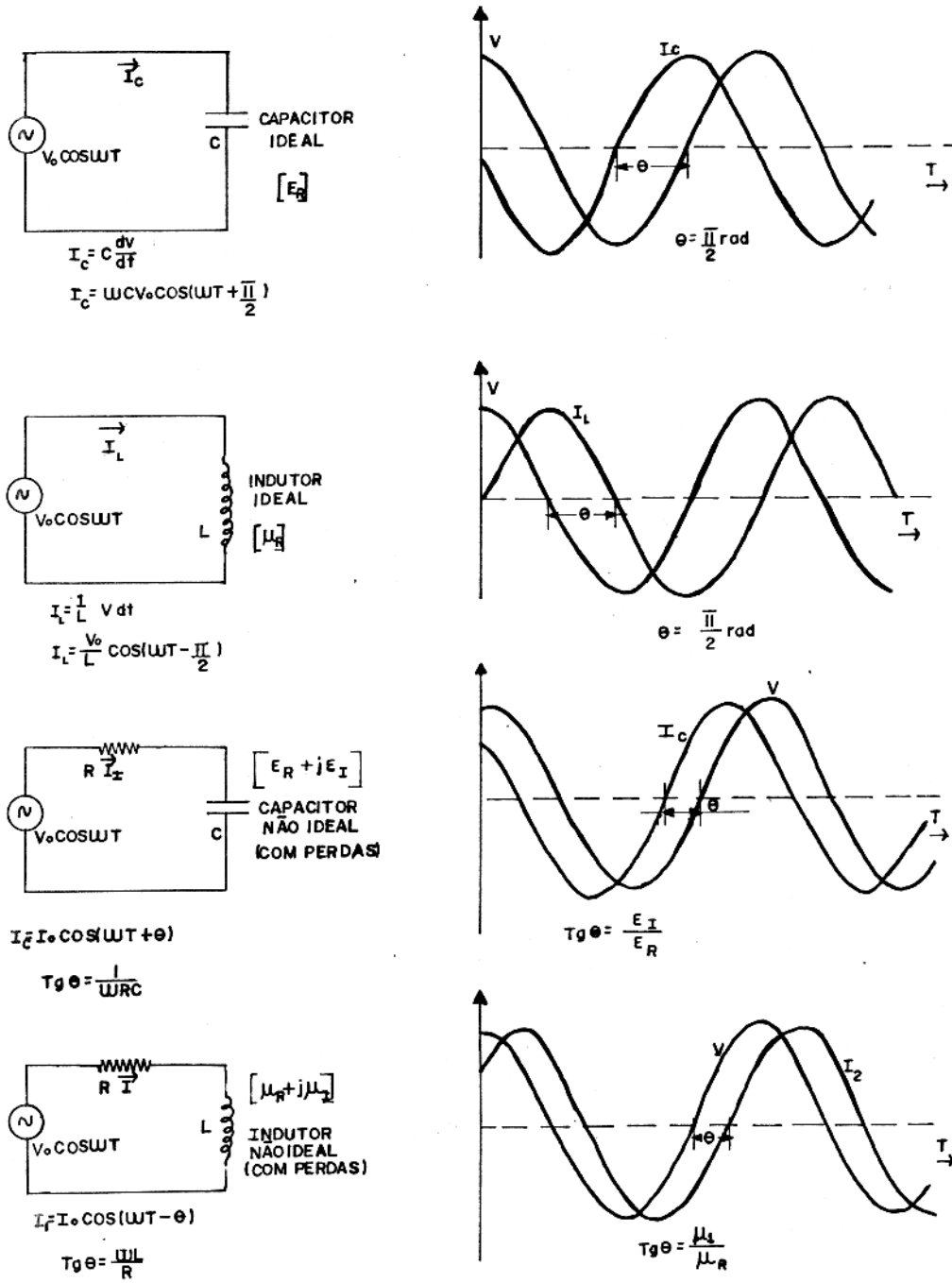


Fig. 9 - Representação esquemática da associação de ϵ_I e μ_I com resistências à implantação dos campos elétricos e magnéticos, respectivamente.

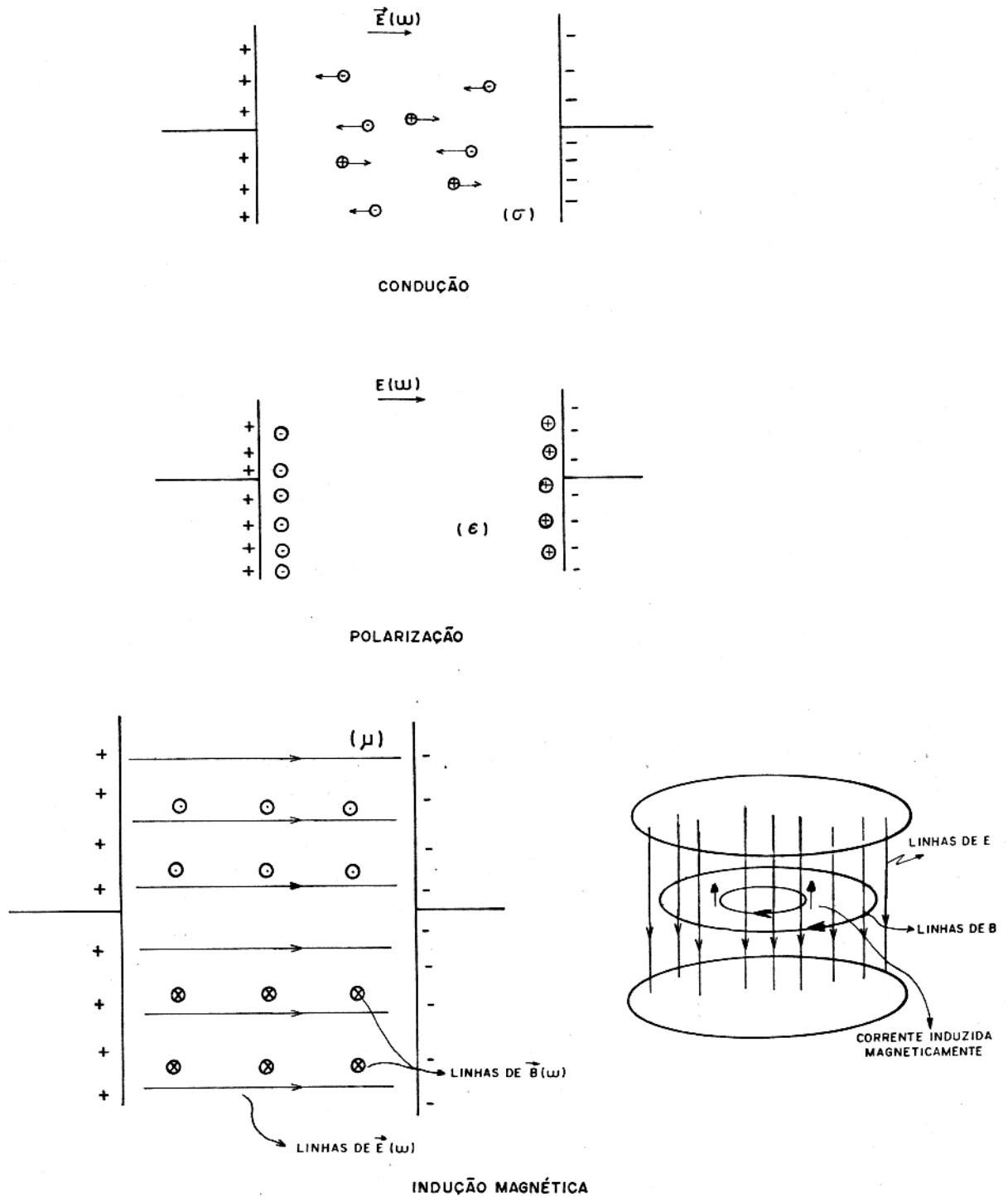


Fig. 10 - Representação esquemática dos efeitos provocados por um campo elétrico em um material de parâmetros σ , ϵ e μ reais.

A defasagem entre \vec{J}_T e \vec{E} , $\phi(\omega)$ é dada por:

$$\phi(\omega) = - \operatorname{arctg} \frac{\sigma_I(\omega) + \omega \epsilon_R(\omega)}{\sigma_R(\omega) + \omega \epsilon_I(\omega)} \quad (33)$$

Observe que as equações (31), (32) e (33) não são válidas quando a corrente induzida magneticamente não é desprezível. Nos materiais em que a permeabilidade magnética (μ) é alta, por exemplo na magnetita, haverá correntes induzidas magneticamente, modificando o comportamento de $A(\omega)$ (Feynman, Leighton and Sands, 1972). No entanto, é possível minimizar esses efeitos utilizando certos arranjos de eletrodos como será visto posteriormente.

A condutividade total, $A(\omega)$, tem dimensões de condutividade (S/m) e como tal é considerada, mas deve-se ter em mente que ela combina efeitos de condução por cargas livres e de redistribuição de cargas ligadas.

Na figura 11, observa-se o espectro típico para $A(\omega)$, notando-se os vários tipos de condução e polarização apresentados na Seção 2.1.

A partir das equações (32) e (33) observa-se que em frequências muito baixas (>1 Hz), os mecanismos de condução predominam no comportamento de $A(\omega)$ e que os efeitos de correntes de deslocamento, devidos à cargas ligadas, só serão majoritários em altas frequências ($>10^4$ Hz).

$$|A(\omega)|_{\omega \rightarrow 0} = \sigma_R^2 + \sigma_I^2 \quad (34)$$

$$\phi(\omega)_{\omega \rightarrow 0} = - \operatorname{arctg}(\sigma_I/\sigma_R) \quad (35)$$

$$|A(\omega)|_{\omega \rightarrow \infty} = \omega \sqrt{\epsilon_R^2 + \epsilon_I^2} \quad (36)$$

$$\phi(\omega)_{\omega \rightarrow \infty} = - \operatorname{arctg}(\epsilon_R/\epsilon_I) \quad (37)$$

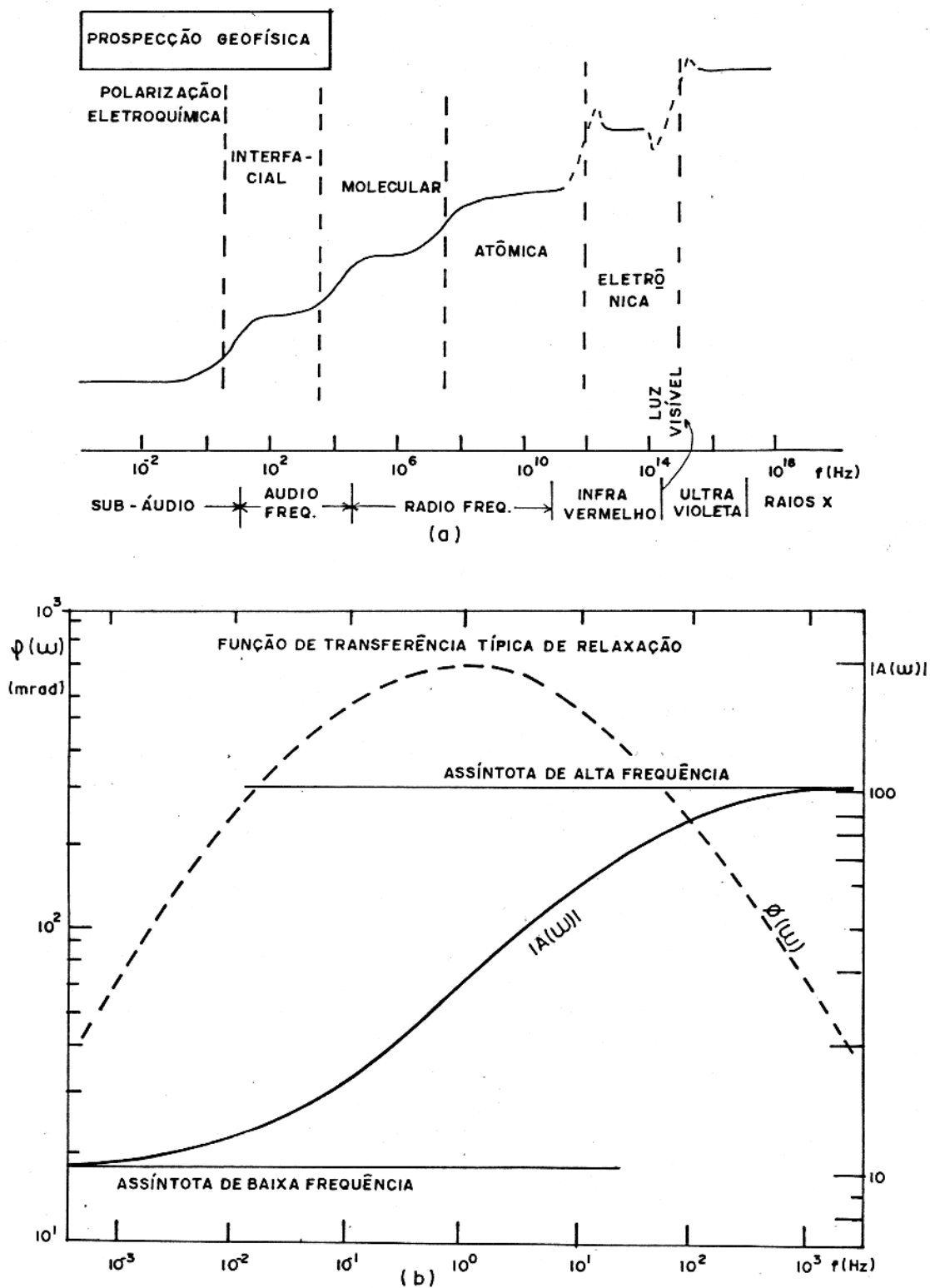


Fig. 11 (a) - Espectro de $|A(\omega)|$, segundo Rzhovsky and Novik (1971) Jordan and Balmain (1971).

(b) - Curvas de $A(\omega)$ típica de fenômeno de relaxação, segundo Pelton, Smith and Sill (1977).

Portanto, se estivermos interessados em medir condutividade de rochas úmidas, nas quais os fenômenos de condução por cargas livres predominam sobre os fenômenos de polarização de cargas ligadas, podemos considerar $A(\omega)$ como exprimindo a conduividade elétrica complexa dessas rochas em intervalos de frequência abaixo de 10^4 Hz.

2.3. Métodos de Medida, em Laboratório, de Condutividade Complexa de Rochas

Como se observa a partir da relação constitutiva entre \vec{J}_T e \vec{E} (Seção 2.2)

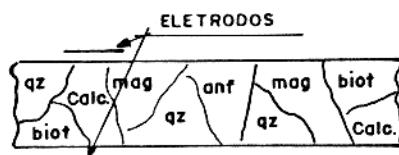
$$\vec{J}_T = A(\omega) \vec{E} \quad (38)$$

para se ter uma medida de $A(\omega)$ necessita-se que um campo elétrico, $\vec{E}(\omega)$, controlado, harmônico, seja aplicado ao material sob medida e que se possa medir $\vec{J}_T(\omega)$ (amplitude e fase, ou componentes real e imaginária da densidade de corrente total na amostra).

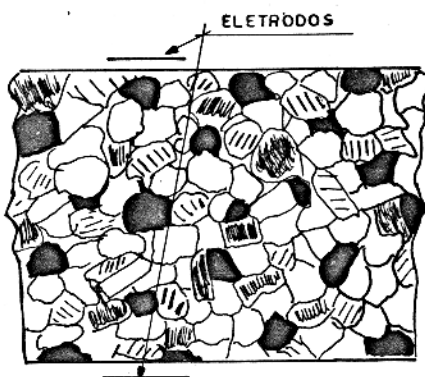
É necessário enfatizar que, sendo $A(\omega)$ um parâmetro equivalente para um material homogêneo, sua medida será representativa do material somente se não depender de posição; portanto para um campo elétrico, $\vec{E}(x)$, uniforme, a densidade de corrente total, \vec{J}_T , não deve variar com a posição em que for realizada a medida.

Por exemplo, na Figura 12, observa-se que, em (a), $\vec{J}_T(\omega)$ varia com a posição devido à espessura da amostra ser muito pequena em relação ao tamanho dos grãos minerais. Em (b), a densidade de corrente será constante para qualquer posição do eletrodo em função da espessura da amostra ser bem maior que o tamanho dos grãos minerais. Observe-se, porém, que, microscopicamente a densidade de corrente não é uniforme.

O requisito fundamental para qualquer método de medida de $A(\omega)$ é que a amostra possa ser considerada como especialmente homogênea.



(a)



(b)

Fig. 12 (a) - Representação esquemática de uma amostra inhomogênea devido sua espessura ser muito pequena em relação ao tamanho dos grãos.

(b) - Representação esquemática de uma amostra macroscopicamente homogênea.

Os sistemas de medida de $A(\omega)$ podem ser classificados em vários grupos segundo a frequência em que podem ser aplicados e o objetivo a que se destina a medida (Collett and Katsube, 1973).

Dentro do intervalo de frequências mais utilizadas em métodos de prospecção geofísica (10^{-3} Hz a 10^4 Hz), estudaremos os sistemas mais empregados para determinação de $A(\omega)$.

2.3.1. Sistema de Medida Direta de Impedância

Este sistema se utiliza da medida do campo elétrico aplicado à amostra e da densidade de corrente que a percorre (Fig. 13.a).

Mede-se V_a , tensão na amostra, e I , corrente total que a percorre.

O campo elétrico aplicado, (\vec{E}) , é calculado em função do arranjo geométrico dos eletrodos utilizados na medida. Para um sistema de dois eletrodos planos e paralelos, o campo elétrico entre as duas placas será

$$\vec{E} = \frac{V_a}{d} \quad (39)$$

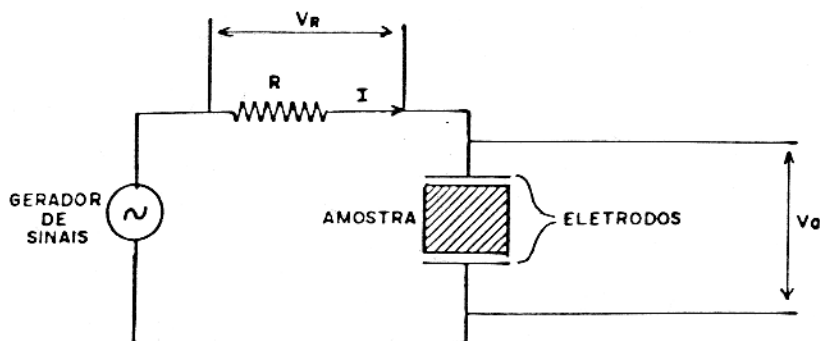
onde V_a é a tensão entre os eletrodos e d é a distância entre as placas (Reitz and Milford, 1972).

A corrente total, I , pode ser calculada a partir da medida da tensão V_R em um resistor, (R) , em série com a amostra.

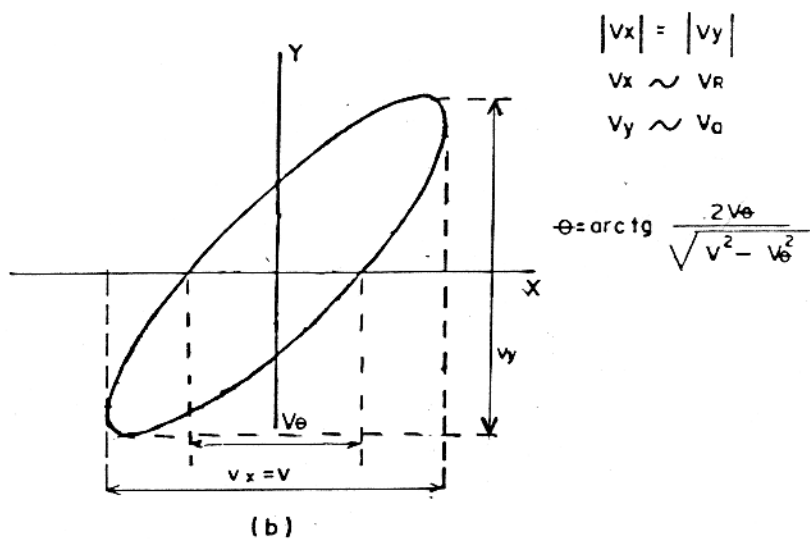
$$I = \frac{V_R}{R} \quad (40)$$

A densidade de corrente, \vec{J}_T , será:

$$\vec{J}_T = \frac{I}{A} \quad (41)$$



(a)



(b)

Fig. 13 (a) - Representação esquemática do Sistema de Medida Direta de Impedância.

(b) - Figura de Lissajous para medida de fase.

onde A é a área do eletrodo desde que não haja divergência do fluxo de corrente entre os eletrodos.

Para verificar se não há divergência é necessário fazer medidas usando eletrodos com áreas diferentes e verificar se os valores medidos se repetem.

Este sistema de medidas utiliza gerador de sinais, amplificadores, osciloscópio, registrador X-Y, medidor de fase e voltímetros podendo ser usado para medir continuamente $A(\omega)$ desde frequências muito baixas ($\omega \rightarrow 0$) até aproximadamente 10^5 Hz.

A amplitude de $A(\omega)$ é calculada diretamente a partir de $\vec{J}_T(\omega)$ e $\vec{E}(\omega)$

$$|A(\omega)| = \frac{|\vec{J}_T(\omega)|}{|\vec{E}(\omega)|} \quad (42)$$

A fase entre $\vec{J}_T(\omega)$ e $\vec{E}(\omega)$ é medida utilizando-se Figura de Lissajous, tanto no registrador como no Osciloscópio (desde $\omega \rightarrow 0$ até 10^5 Hz).

A partir da Figura de Lissajous, (Fig. 13b), a fase é calculada como

$$\phi(\omega) = \text{arctg} \frac{2V_\theta}{\sqrt{V^2 - V_\theta^2}} \quad (43)$$

No intervalo de frequências de 10^2 Hz a 10^5 Hz pode-se também utilizar um medidor de fase para medir $\phi(\omega)$.

2.3.2. Sistema de Medida em Ponte de Capacitância ou Ponte de Impedância

Os sistemas de medida de ponte de capacitância medem a capacitância, C , e a tangente de perdas ($\text{tg}\delta$) ou o fator de dissipação (D), comparando a impedância desconhecida com impedân

cias padrões, variáveis, até que se obtenha um nulo no detetor entre os pontos A e B (Fig. 14). Para que exista o nulo é necessário que as tensões em A e B, V_A e V_B respectivamente, sejam iguais em amplitude e fase. Neste caso tem-se que

$$Z_a = R - j X_c \quad (44)$$

$$D = \operatorname{tg} \delta = R/X_c \quad (45)$$

$$Z_2 Z_3 = Z_1 Z_a \quad (46)$$

$$|Z_2| |Z_3| \angle \theta_3 + \theta_2 = |Z_1| |Z_a| \angle \theta_1 + \theta_a \quad (47)$$

Esses sistemas são utilizados no intervalo de frequências de 10^2 Hz a 10^5 Hz e consistem basicamente de gerador de sinais, ponte de impedância e detetor de nulo devendo ser usados quando a condutividade das amostras for muito baixa, isto é, para medidas de condutividade de materiais dielétricos (Collett and Katsube, 1973).

2.3.3. Outros Sistemas

Derivados dos sistemas geofísicos de polarização induzida/resistividade existem vários sistemas de medida de condutividade complexa de rochas, em laboratório.

Dentre esses, os sistemas de medida por onda quadrada, no domínio da frequência, e por pulsos no domínio do tempo (Fig. 15) são os mais utilizados por sua correspondência com os métodos de prospecção utilizados em polarização induzida/resistividade.

2.4. Sistemas de Eletrodos

A forma de aplicação do campo elétrico, \vec{E} , à amostra sob medida, depende do arranjo e forma geométrica e das propriedades físico-químicas dos eletrodos utilizados.

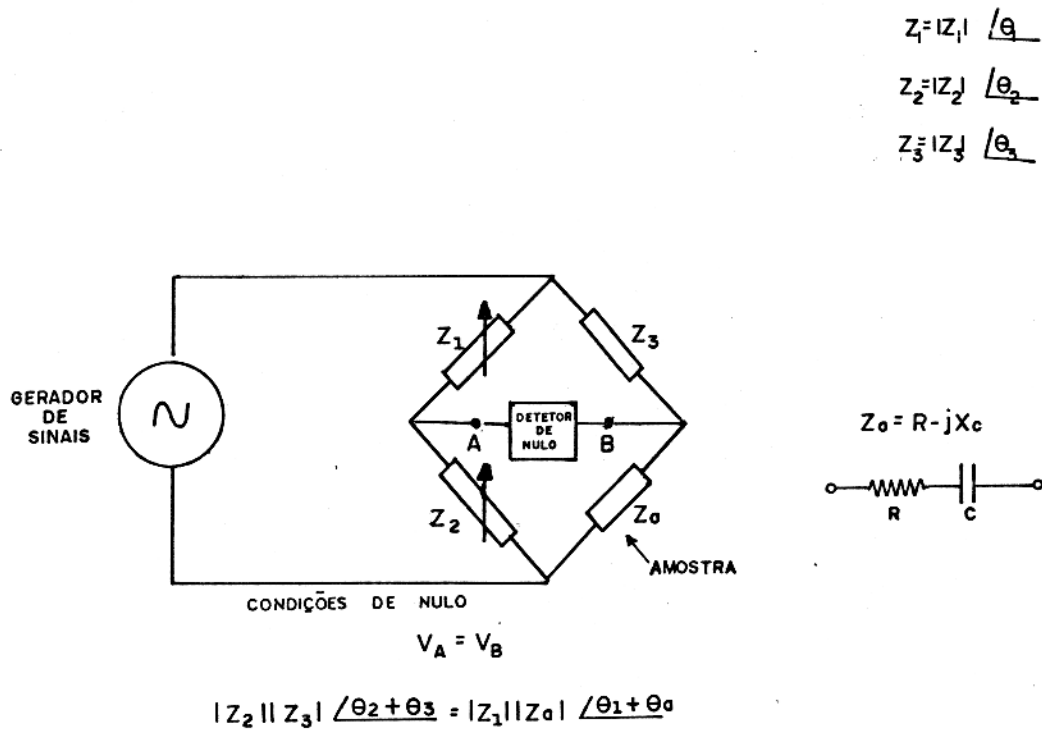
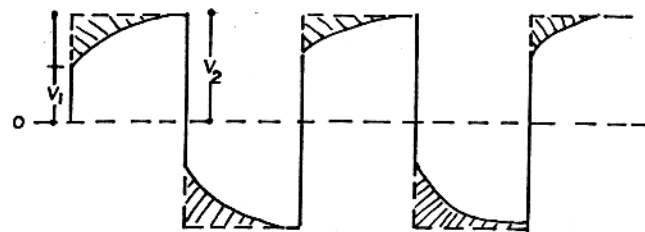
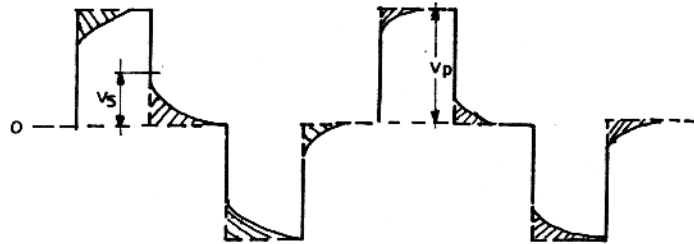


Fig. 14 - Representação esquemática de um sistema de Medida em Ponte de Capacitância.



$$PFE = \left(\frac{V_2 - V_1}{V_1} \right) 100$$

(a)



$$M = \frac{V_s}{V_p}$$

(b)

Fig. 15 - Formas de onda comumente utilizadas para medir condutividade.

(a) no domínio da frequência

(b) no domínio do tempo.

Segundo Sumner, 1976.

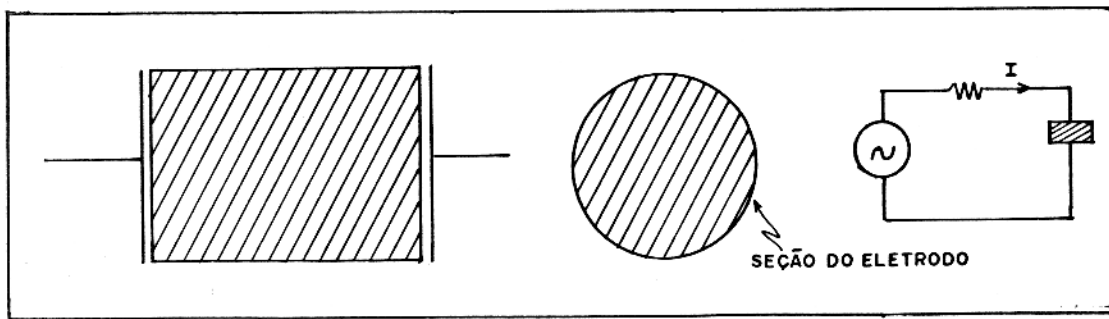
Os sistemas mais empregados são os de 2 eletrodos, três eletrodos com guarda e os de 4 eletrodos.

Para os sistemas de dois e três eletrodos a forma é sempre plana, podendo não ser contínua. Os de quatro eletrodos podem ser planos, em forma de redes, ou pontuais, alinhados em ar ranjo Wenner, Schlumberger, dipolo-dipolo ou outros.

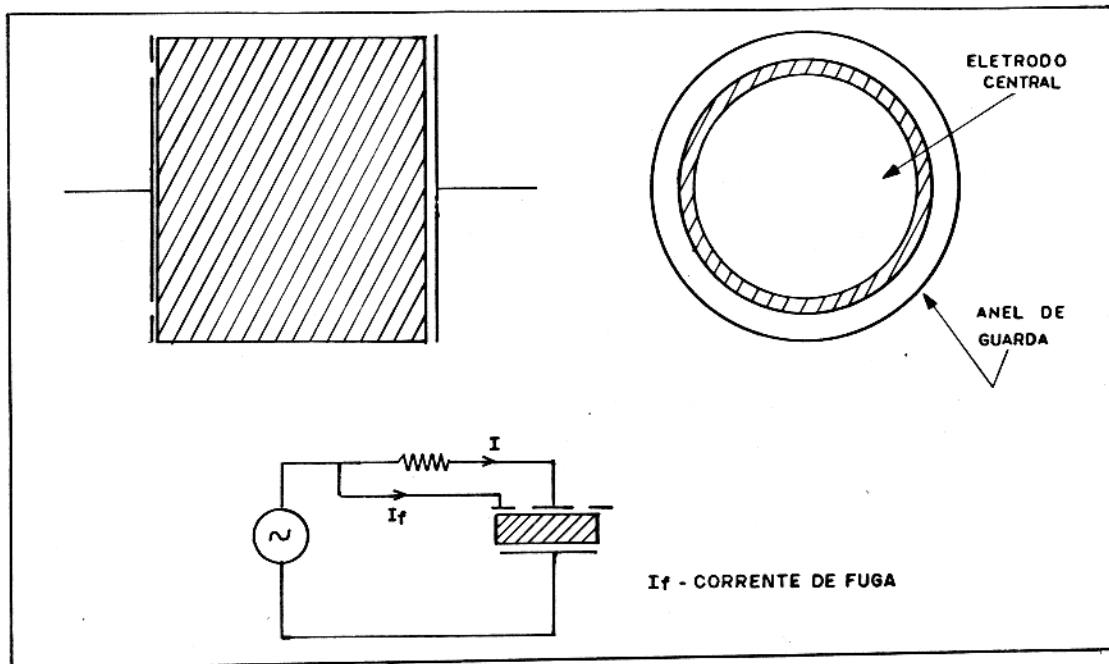
Os sistemas de dois eletrodos (Fig. 16a) são uti lizados em medidas de condutividades médias. Quando ocorrem pro blemas de polarização de eletrodo eles são minimizados utilizando-se eletrodos de platina-platinizada (Collett and Katsube, 1973; Standard Methods, 1976).

Os sistemas de três eletrodos com guarda (Fig. 16b) devem ser utilizados quando a condutividade da amostra for muito baixa (material dielétrico), havendo portanto fugas de corrente em volta da área medida e que são eliminadas pelo eletrodo de guarda.

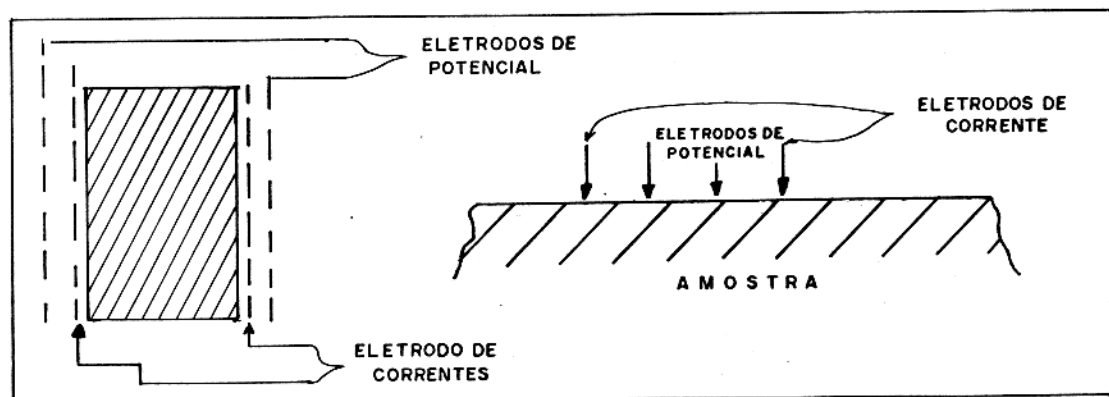
Os sistemas de quatro eletrodos (Fig. 16c) devem ser utilizados quando a condutividade das amostras é grande (mate riais condutores) ou quando se deseja minimizar os efeitos de aco plamento indutivo entre eletrodos e amostra.



(a)



(b)



(c)

Fig. 16 - Representação esquemática de sistemas de eletrodos atualmente empregados em medidas de condutividade de rochas (a) 2 eletrodos (b) 3 eletrodos (c) 4 eletrodos.

3. METODOLOGIA UTILIZADA NO DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

3.1. Escolha e Preparação das Amostras

O presente trabalho foi desenvolvido utilizando 28 amostras de testemunhos de sondagem de três furos (F1, F2 e F3) da área MM1-Alvo 1, Distrito dos Carajás. As amostras de 5cm a 10cm de comprimento e seção de 1/4 de testemunho cilíndrico tipos NQ(2") e BQ (1 1/2"), foram cedidas pela RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO S/A-DOCEGEO.

Procuramos ter, em cada furo, amostras das diversas litologias de modo a estudar a condutividade elétrica das rochas presentes na área. Na Fig. 17 apresentamos a localização das amostras no perfil geológico dos furos.

Para a realização das medidas foram cortados, com serra de diamante, pedaços de 0,5cm a 2cm de espessura, com faces paralelas, de material macroscopicamente homogêneo. De algumas amostras recebidas da DOCEGEO foram cortados vários pedaços para comprovar a repetitividade das medidas (Fig. 18).

As amostras para medida foram encapsuladas em resina de poliéster depois de revestidas em fita de teflon para que não houvesse infiltração de resina em suas fraturas ou poros. Depois de encapsuladas, as amostras tiveram suas faces aplainadas em esmeril e lavadas em água destilada.

Para que não houvesse variações da condutividade com a qualidade da água presente nas amostras (Fig. 19a), estas foram mergulhadas em água colhida em um igarapé próximo a um dos furos (F1). A condutividade desta água foi medida durante a realização do trabalho (Fig. 19b) e sua análise química está apresentada no Apêndice 2.

Na Fig. 20 observa-se a variação da condutividade de uma rocha teste com o tempo de imersão em água. Para minimizar estas variações todas as medidas foram realizadas após cinco dias de imersão.

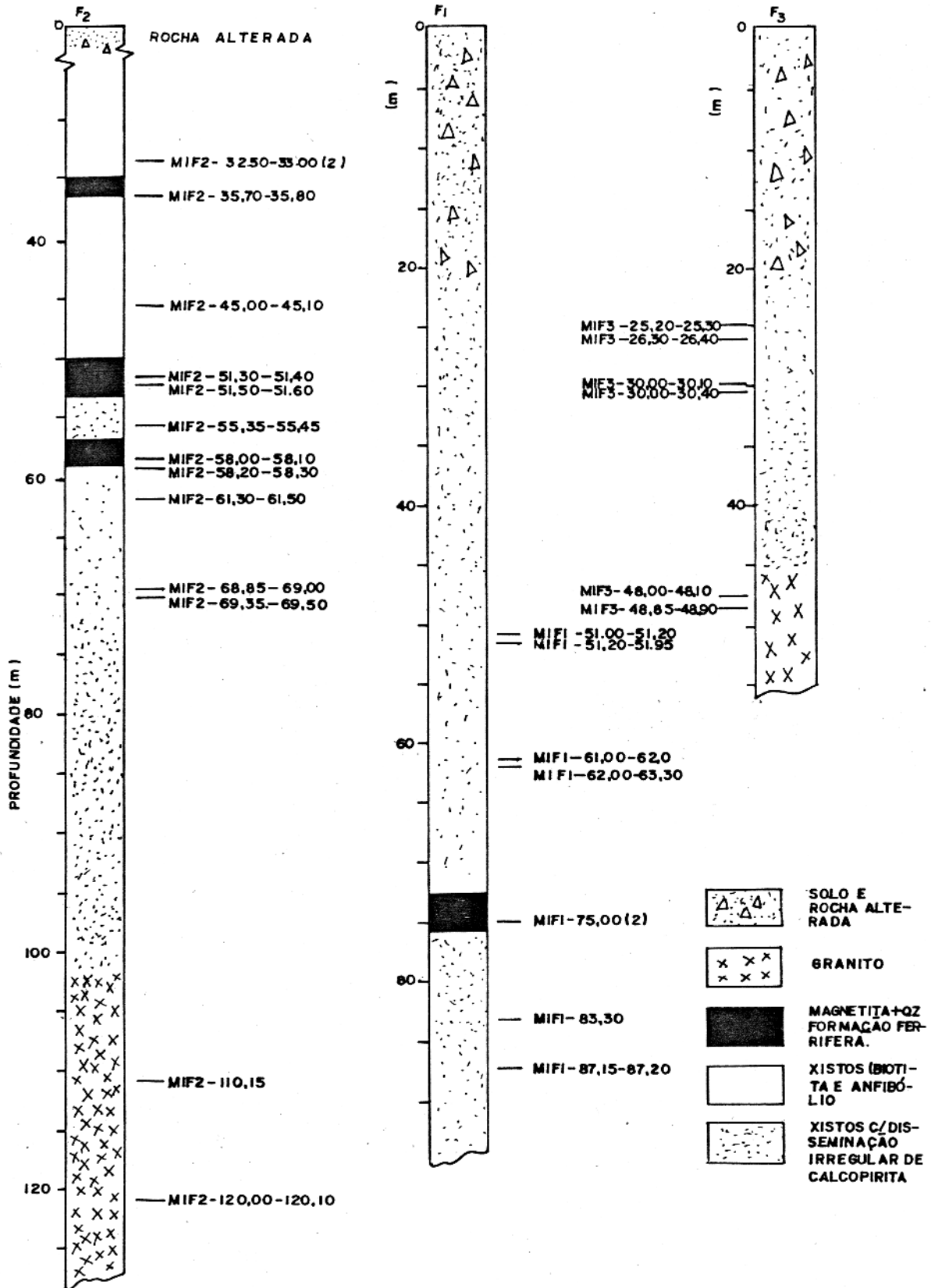


Fig. 17 - Perfil geológico dos furos F1, F2 e F3 da ÁREA MM1 - AL VOL, com a localização das amostras cedidas pela DOCEGEO.

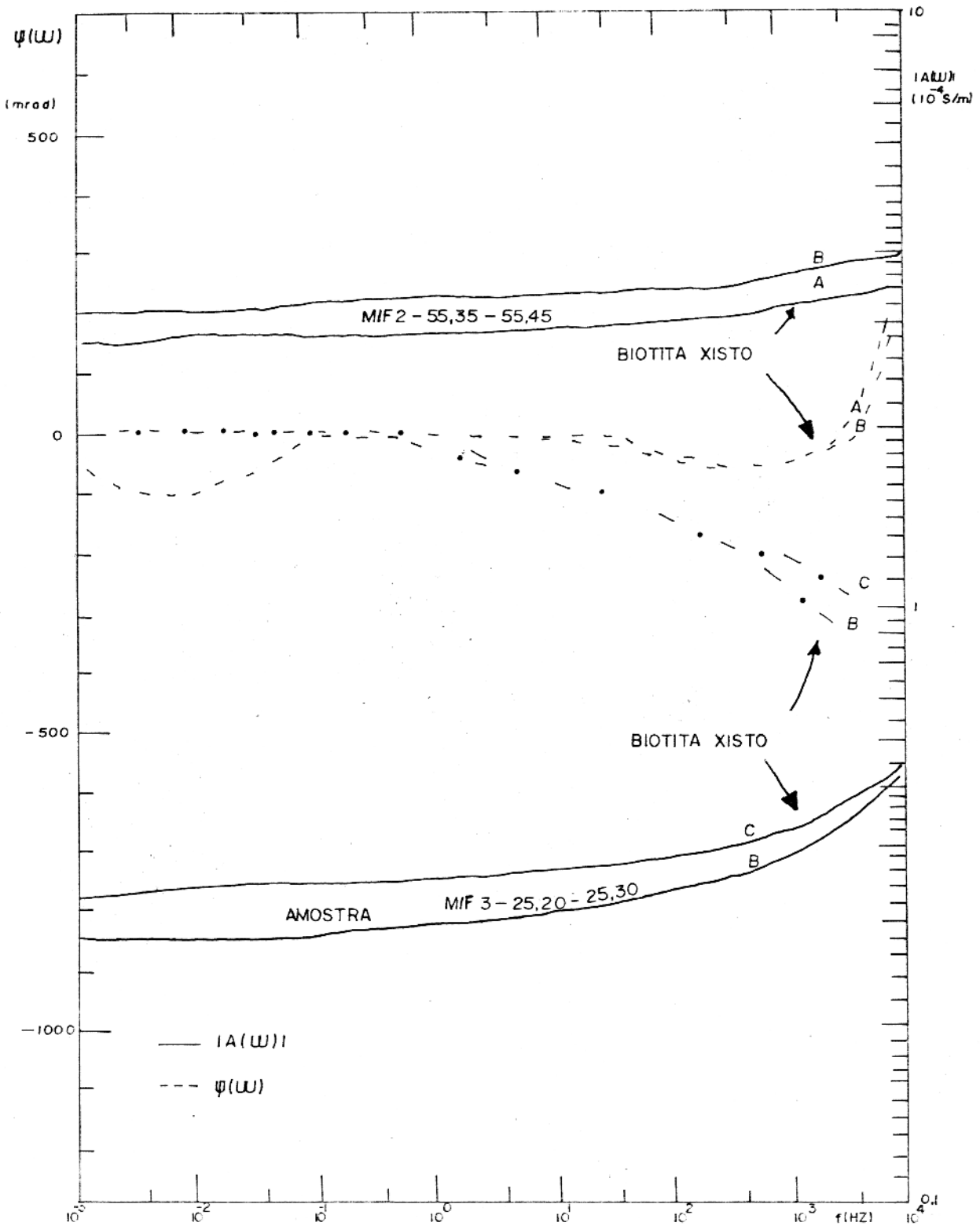


Fig. 18 - Espectros de amplitude e fase de duas amostras distintas de biotita xisto, obtidos para 2 pedaços de cada. As dimensões e a composição mineralógica das amostras estão apresentadas nas figuras 37 e 47.

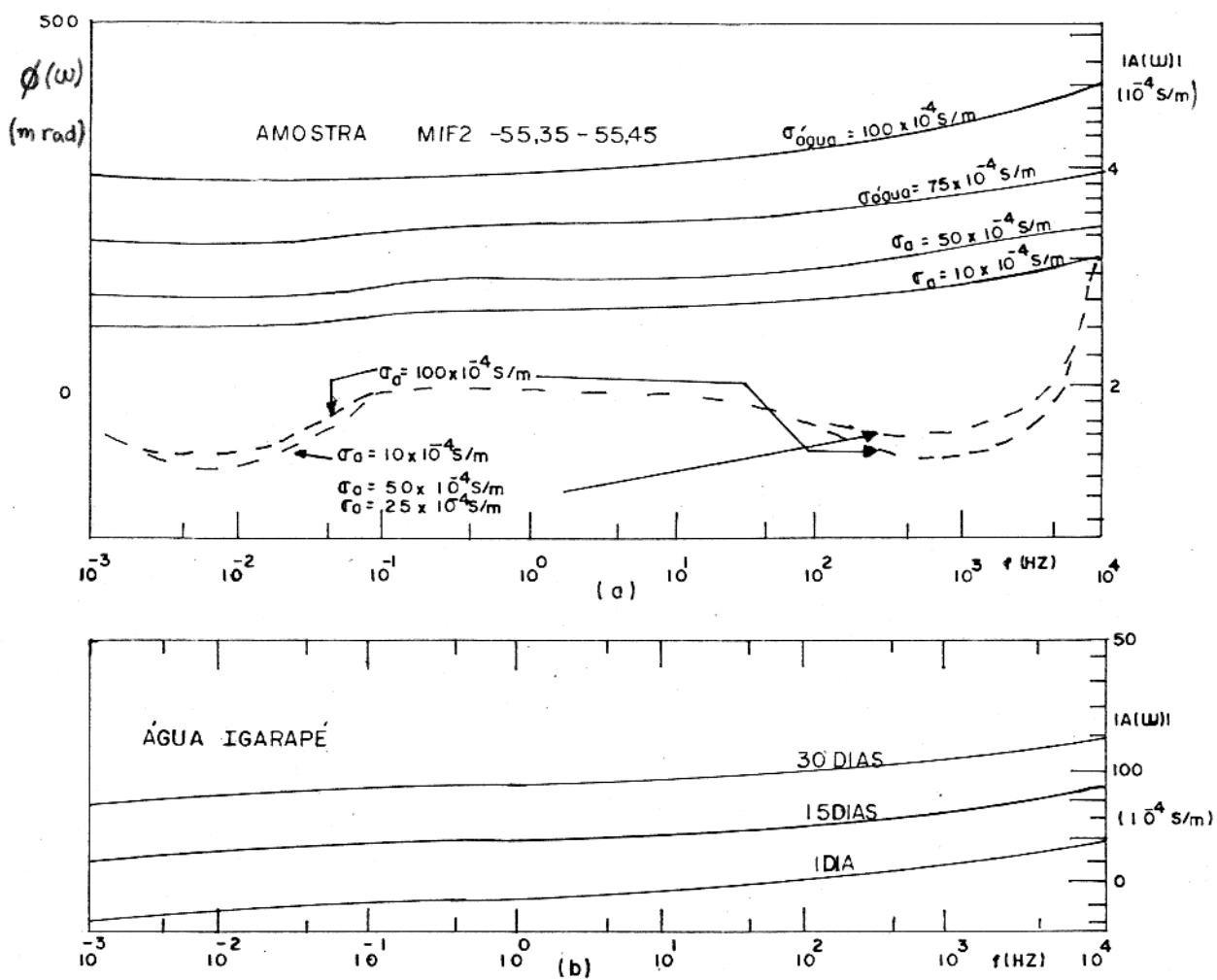


Fig. 19 (a) - Variação da condutividade de uma amostra teste com a condutividade da água.

(b) - Variação da condutividade da água em que foram imersas as amostras.

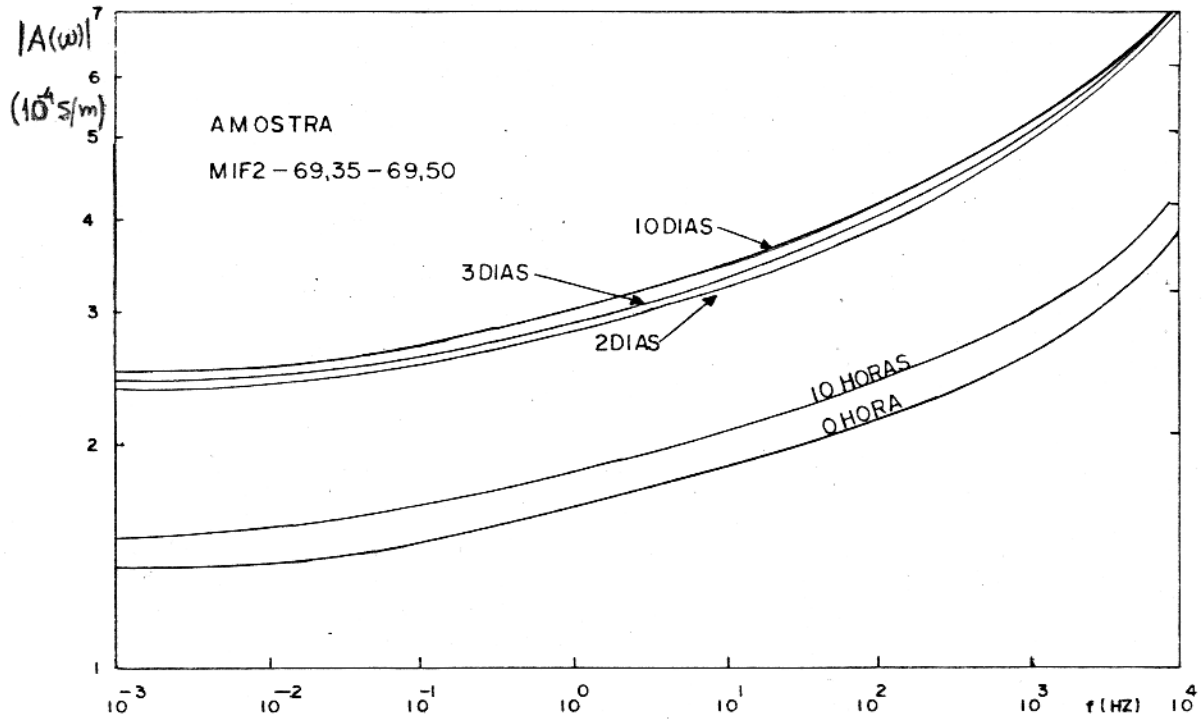


Fig. 20 - Variação de condutividade de uma amostra teste com o tempo de imersão.

3.2. Análise Petrográfica das Amostras

3.2.1. Determinação Ótica de minerais

Foram preparadas lâminas delgadas para estudo ao microscópio petrográfico e seções polidas para estudo ao microscópio com luz refletida dos minerais presentes nas amostras. Seu teor foi estimado utilizando o método de estimativa visual.

As lâminas e seções polidas foram cortadas paralela e adjacientemente às faces das amostras utilizadas em medida de condutividade.

3.2.2. Identificação de minerais utilizando método de difração de raios-X

Além da determinação ótica, os minerais mais abundantes como a magnetita, a biotita, a hornblenda e o quartzo foram identificados utilizando difração de raios X.

As amostras foram preparadas pelo método do pó sendo pulverizadas e comprimidas sob pequena pressão em uma lâmina de alumínio de orifício centrado e levadas a um difratômetro de raios X, Philips, modelo PW 1050/80 utilizando um tubo de raios X com anodo de cobre.

3.2.3. Determinação do teor de cobre por espectrofotometria de absorção atômica

Devido à baixa percentagem de calcopirita nas amostras, foi determinado o teor de cobre sob forma de sulfeto por espectrofotometria de absorção atômica utilizando-se uma mistura ácida de água oxigenada e ácido ascórbico (Levinson, 1974).

O procedimento analítico utilizado foi o seguinte: 1g de amostra pulverizada e homogeneizada foi dissolvida em uma solução de 25 ml de peróxido de hidrogênio e 75 ml de ácido ascórbico, misturada e aquecida a 150°C durante uma hora. Após filtrada, a solução foi aferida a 100 ml com água destilada e acidifi

ficada com 1 ml de ácido clorídrico e 1 ml de ácido nítrico para reduzir o pH da solução (≈ 3) e, com isso, evitar a precipitação do cobre.

O teor de cobre nas soluções foi determinado com auxílio de um espectrofotômetro de absorção atômica CARL ZEISS, Modelo FMD4, utilizando ainda soluções padrões de composição semelhante às soluções das amostras.

3.3. Medidas de condutividade

3.3.1. Instrumentação utilizada

O método empregado para medir a condutividade complexa das amostras foi o de Medida Direta de Impedância (Seção 2.3.1).

A instrumentação utilizada (Fig. 21) consistiu de:

- Osciloscópio de dois canais, Philips, Modelo PM3234, com memória (0 - 10 MHz).
- Gerador de sinais Wavetek, Modelo 164 (10^{-4} Hz - 30 MHz).
- Dois pré-amplificadores (DC- 10^4 Hz), com entrada diferencial, alta impedância de entrada (10^{10} M Ω // 2pF) e compensação de sinais DC, desenvolvido no Laboratório de Propriedades Elétricas do NCGG para a realização deste trabalho.

3.3.2. Sistema de Eletrodos

Para a realização deste trabalho foi desenvolvido no Laboratório de Propriedades Elétricas do NCGG, um sistema de eletrodos - porta eletrodos.

Inicialmente foram testados os sistemas de 4 eletrodos de latão, 2 eletrodos de platina e 2 eletrodos de platina platinizada (Fig. 22). Os eletrodos de platina-platinizada foram escolhidos para a realização do trabalho em função de sua respos

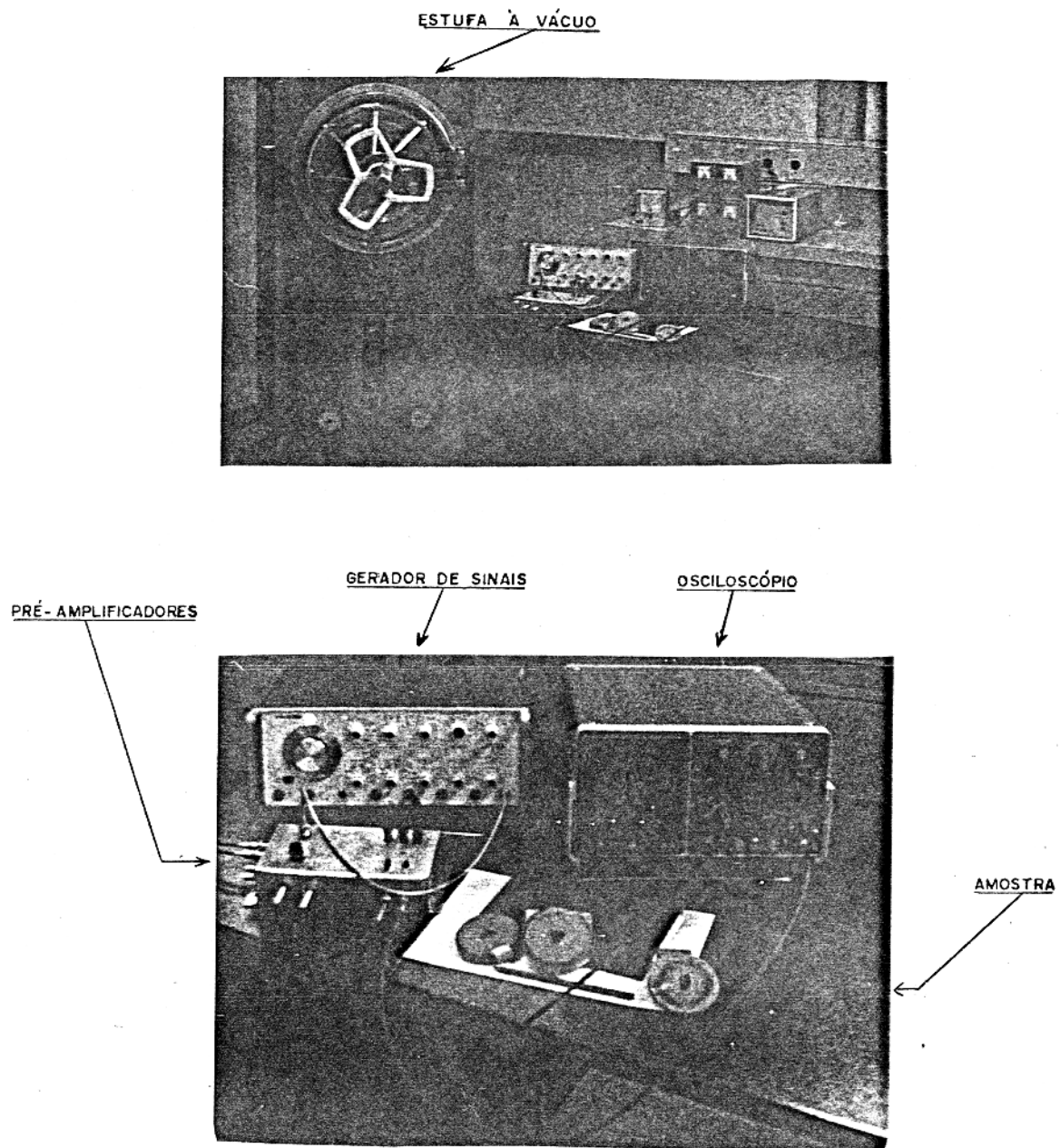


Fig. 21 - Fotografias da Instrumentação utilizada.

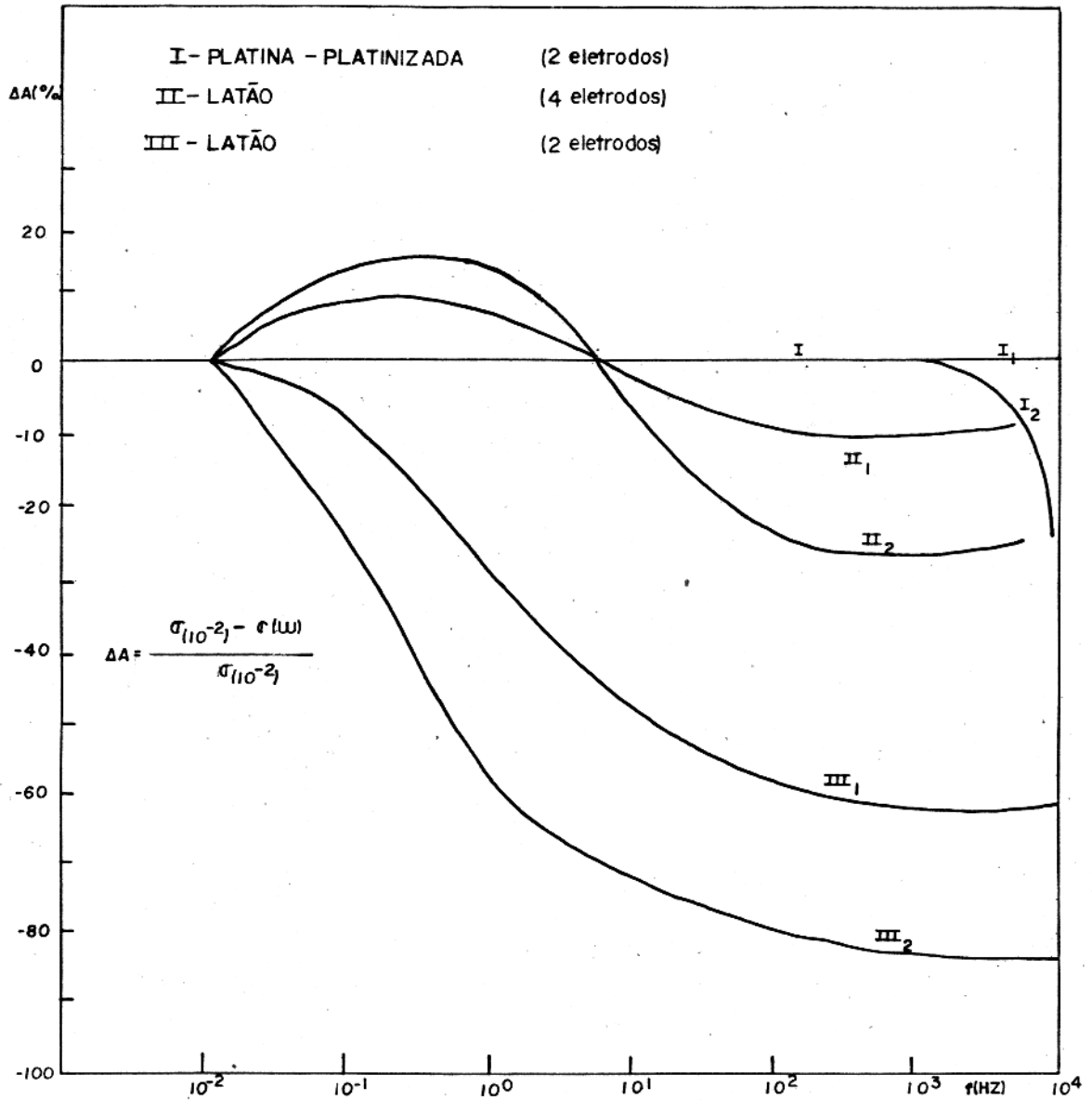


Fig. 22 - Variação percentual da condutividade da água em função da frequência, medida com vários sistemas de eletrodos: -0 índice 1 indica que a condutividade da água era $2,5 \times 10^{-6}$ S/m;
 -0 índice 2 indica que a condutividade da água era 10×10^{-6} S/m.

ta de frequência ser plana no intervalo de medida (10^{-3} Hz- 10^4 Hz). Sua forma foi circular com 1cm de diâmetro.

O sistema de porta-eletrodos consistiu de dois recipientes confeccionados em acrílico, de forma cilíndrica com capacidade para 50 ml de água (Fig. 23). Nestes recipientes foram adaptados dois parafusos, também de acrílico, nos quais foram fixados os eletrodos de platina-platinizada. Os parafusos permitiram controlar a distância dos eletrodos às faces das amostras no intervalo de 0 a 0,6 cm.

A distância entre os eletrodos e a face das amostra (l_1) foi medida através do parafuso calibrado com paquímetro.

Para evitar dispersão de corrente na água entre os eletrodos e a amostra (Fig. 24) estes foram circundados por um tubo de vidro de 1/2" de diâmetro.

O sistema eletrodos-amostra-porta eletrodos foi colocado em uma câmara fechada para evitar variações de temperatura e ruídos eletromagnéticos nas medidas. A temperatura da câmara foi controlada em $24^{\circ}\text{C} \pm 1^{\circ}\text{C}$ sendo medida através de um termistor colocado junto ao porta-eletrodo.

3.3.3. Cálculo de A (ω)

Na Fig. 25a, observa-se o diagrama de ligações entre a instrumentação e o sistema eletrodo-amostra-porta eletrodo.

As medidas foram efetuadas em 15 frequências (1 mHz; 4 mHz; 10 mHz; 40 mHz; 0,1 Hz; 0,4 Hz; 1 Hz; 10 Hz; 40 Hz; 100 Hz; 400 Hz; 1 KHz; 4 KHz; 10 KHz), sendo registradas as tensões V_R e V_a .

A densidade de corrente na amostra foi calculada como

$$\vec{J}_T = \frac{V_R}{R \cdot A} \quad (48)$$

onde R foi resistor de medida de I e A a área do eletrodo, considerando que o fluxo de corrente era uniforme entre os eletrodos.

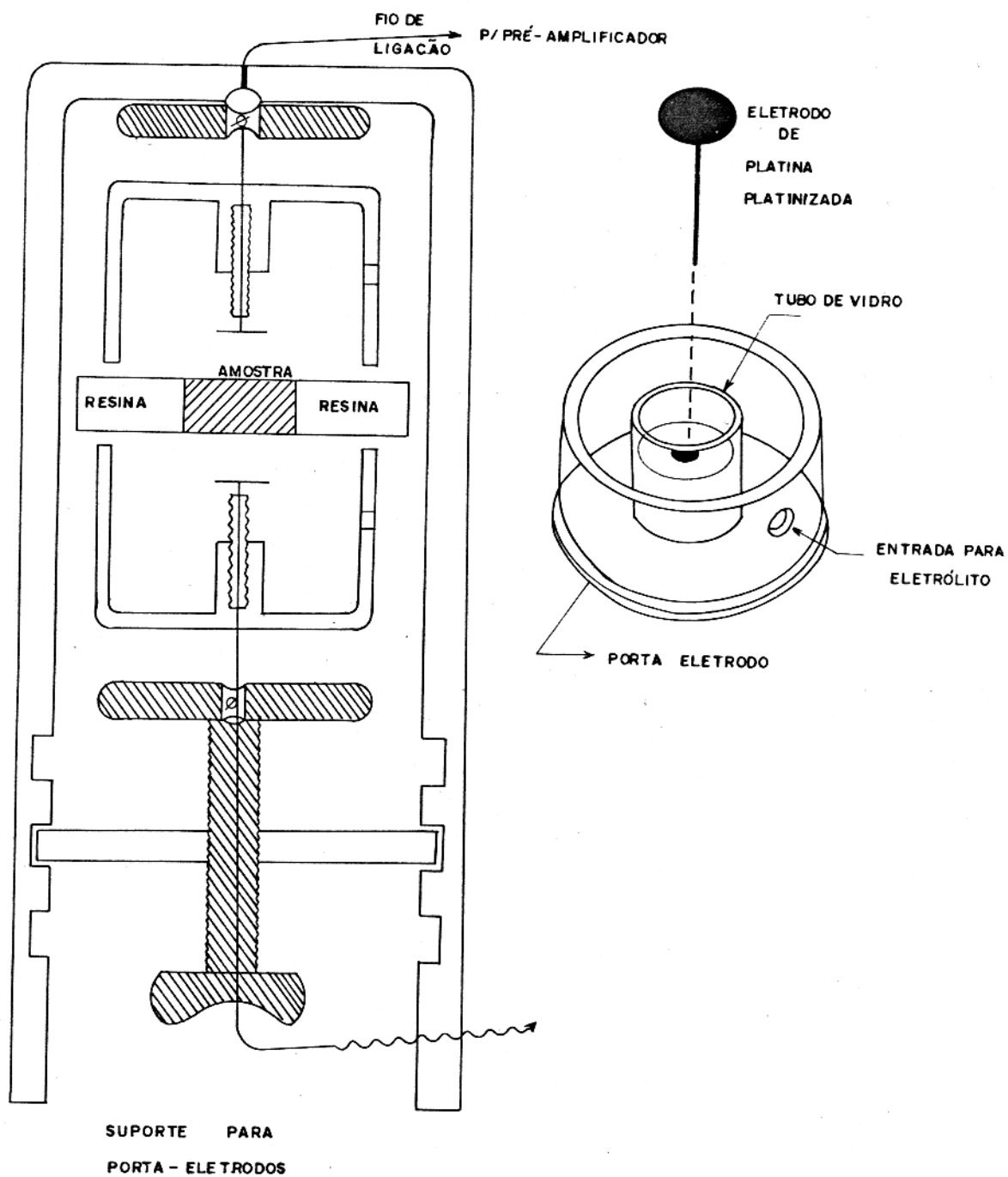


Fig. 23 - Sistema de eletrodos e porta-eletrodos.

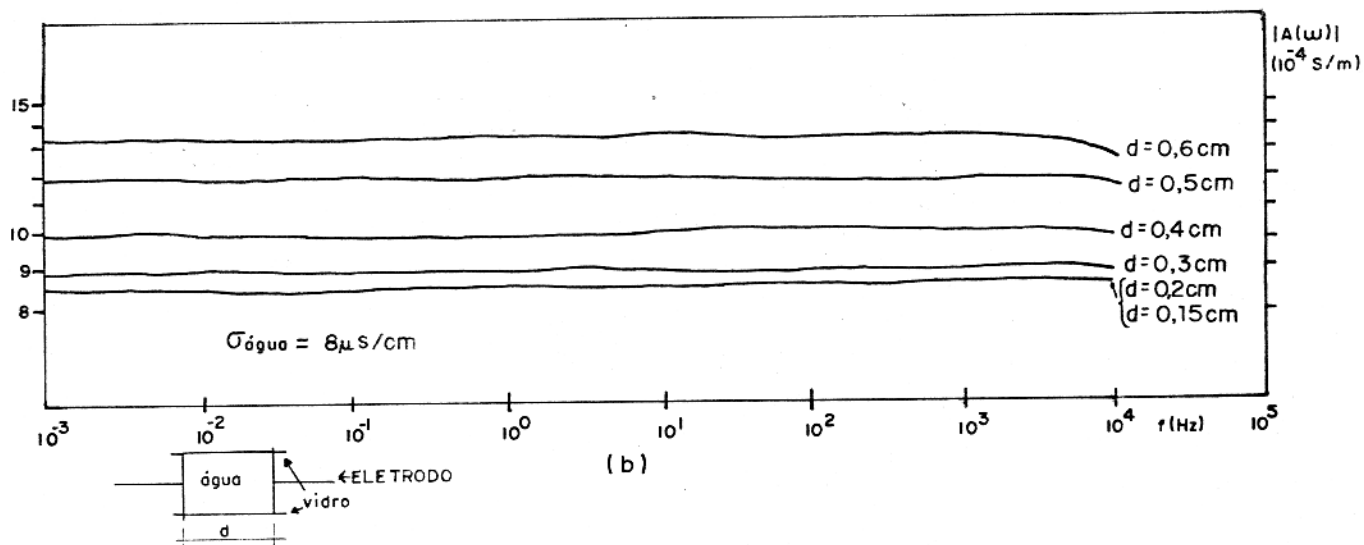
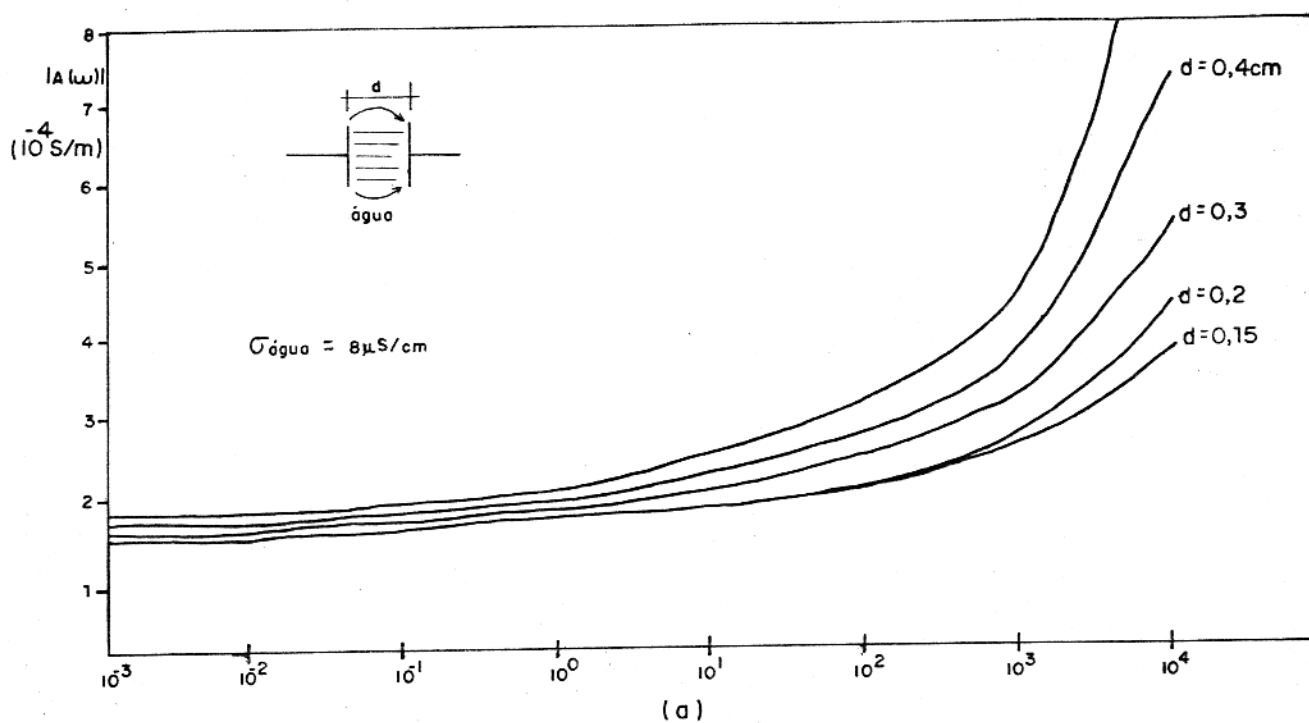


Fig. 24 (a) - Medida de condutividade de água usando sistema de dois eletrodos com vários espessamentos.

(b) - Medida de condutividade de água usando dois eletrodos com tubo de vidro em volta deles.

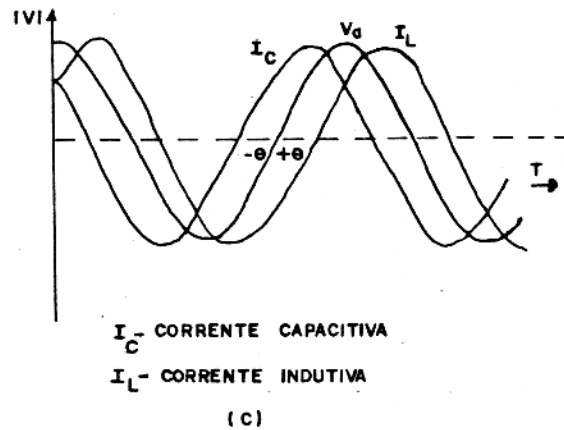
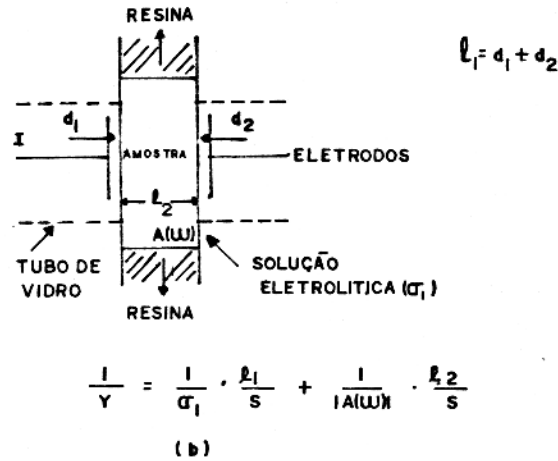
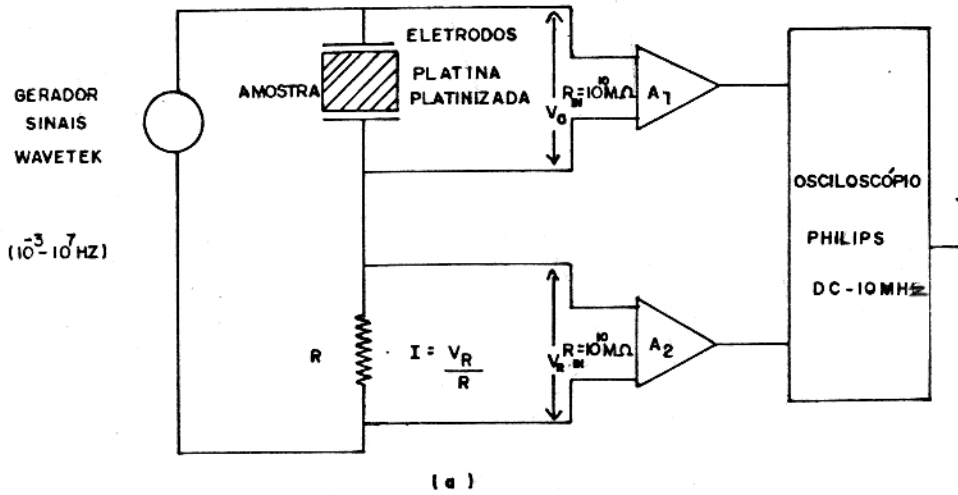


Fig. 25 (a) - Representação esquemática do método de medida utilizado para obter $A(\omega)$.

(b) - Representação esquemática do modelo de fluxo de corrente uniforme utilizado para medida de $|A(\omega)|$.

(c) - Relação de fase entre V_0 e I .

A admitância total (Y) entre os eletrodos é igual a (Fig. 25 b)

$$Y = \frac{I}{V_a} = \frac{V_R}{R \cdot V_a} \quad (49)$$

A condutividade total $|A(\omega)|$, foi calculada considerando o fluxo de corrente uniforme entre os eletrodos. Como as impedâncias entre os eletrodos e amostra estão em série com a impedância da amostra, a condutividade total da amostra é dada por

$$|A(\omega)| = \frac{\ell_2}{\frac{A}{Y} - \frac{\ell_1}{\sigma_1}} \quad (50)$$

onde ℓ_1 é a soma das distâncias entre os eletrodos e as faces das amostras, ℓ_2 é a espessura da amostra, A é a área do eletrodo, σ_1 é a condutividade da água e $|A(\omega)|$ é a condutividade total da amostra.

Todas as medidas foram realizadas com $\ell_1 = 0,2$ cm de modo a diminuir os efeitos de divergência de fluxo (Fig. 24b).

A fase entre I e V_a foi calculada através da Ed. 43 usando Figura de Lissajous onde se mediu V e V_θ (Fig. 13b).

O sinal da fase da condutividade, positivo (indutivo) ou negativo (capacitivo), foi determinado a partir do atraso ou adiantamento de V_R em relação a V_a (Fig. 25c).

O erro relativo médio nas medidas de tensão é de 2,5%. As medidas de comprimento, feitas com paquímetro, possuem erro absoluto de 0,001 cm. O erro relativo varia portanto de 0,5 % a 0,05 %. Entretanto, nessas medidas, o maior erro é devido ao não paralelismo das faces das amostras levando o erro relativo a ser de 1 % nas medidas de ℓ_2 , e de 5 % nas medidas de ℓ_1 . R tem precisão de 1 %.

Os valores de $|A(\omega)|$ e $\phi(\omega)$ tem um erro relativo médio de 5 % para $|A(\omega)|$ e de 2 % para $\phi(\omega)$.

3.3.4. Forma de apresentação dos resultados

Os resultados de medidas de fase ($\phi(\omega)$) foram plotados em papel log-linear devido a sua variação de sinal (+ e -). Os resultados das medidas de $|A(\omega)|$ foram plotados em papel log-log em função da grande variação apresentada em algumas amostras. Além disso são apresentados os diagramas da parte real de $A(\omega)$ em função da parte imaginária, onde

$$\operatorname{Re} A(\omega) = |A(\omega)| \cos \phi(\omega) \quad (51)$$

$$\operatorname{Im} A(\omega) = |A(\omega)| \operatorname{sen} \phi(\omega) \quad (52)$$

Estes resultados estão normalizados em função do maior valor de $\operatorname{Re} A(\omega)$ encontrados para cada amostra.

4. APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

4.1. Análise Petrográfica. Resultados

A análise petrográfica realizada nas amostras, com base em seções polidas e lâminas delgadas, cortadas paralela e adjacientemente às faces das amostras utilizadas em medida de condutividade, mostrou que as amostras podem ser classificadas petrograficamente em cinco grupos distintos:

- granito
- biotita xisto
- anfibolito
- anfibolito-xisto, e
- quartzito ferruginoso, formação ferrífera

As amostras dentro de cada grupo apresentam características texturais e mineralógicas semelhantes, principalmente no que se refere aos minerais mais abundantes.

O granito (Fig. 26a), com coloração rósea e granulação média tem textura hipidiomórfica. É composto principalmente de feldspato alcalino (microclina), quartzo, plagioclásio e biotita, esta menos abundante. Como acessórios ocorrem clorita, fluorita e epidoto. A microclina, peritítica, apresentando-se em cristais subhedricos e pouco argilizados é o mineral mais abundante. O quartzo em cristais anedricos límpidos, e com extinção ondulante é a segunda fase em abundância na rocha. O plagioclásio apresenta-se em cristais euédricos e subhédricos, normalmente maclados segundo a lei de albita; algumas vezes zonados e pouco sericitizados. Os minerais presentes a nível de acessórios ou de alteração são lamelas esparsas de clorita provenientes da alteração da biotita, fluorita em grãos intersticiais, raro epidoto e opacos ocorrendo como inclusão nos minerais principais.

O biotita xisto (Fig. 27), tem como principal característica sua textura xistosa onde se distinguem palhetas de biotita bastante desenvolvidas exibindo pleocroísmo marron claro (X), a marron escuro (Y,Z), alinhadas segundo o plano de foliação da rocha, constituindo o mineral predominante. Cristais bem diferen

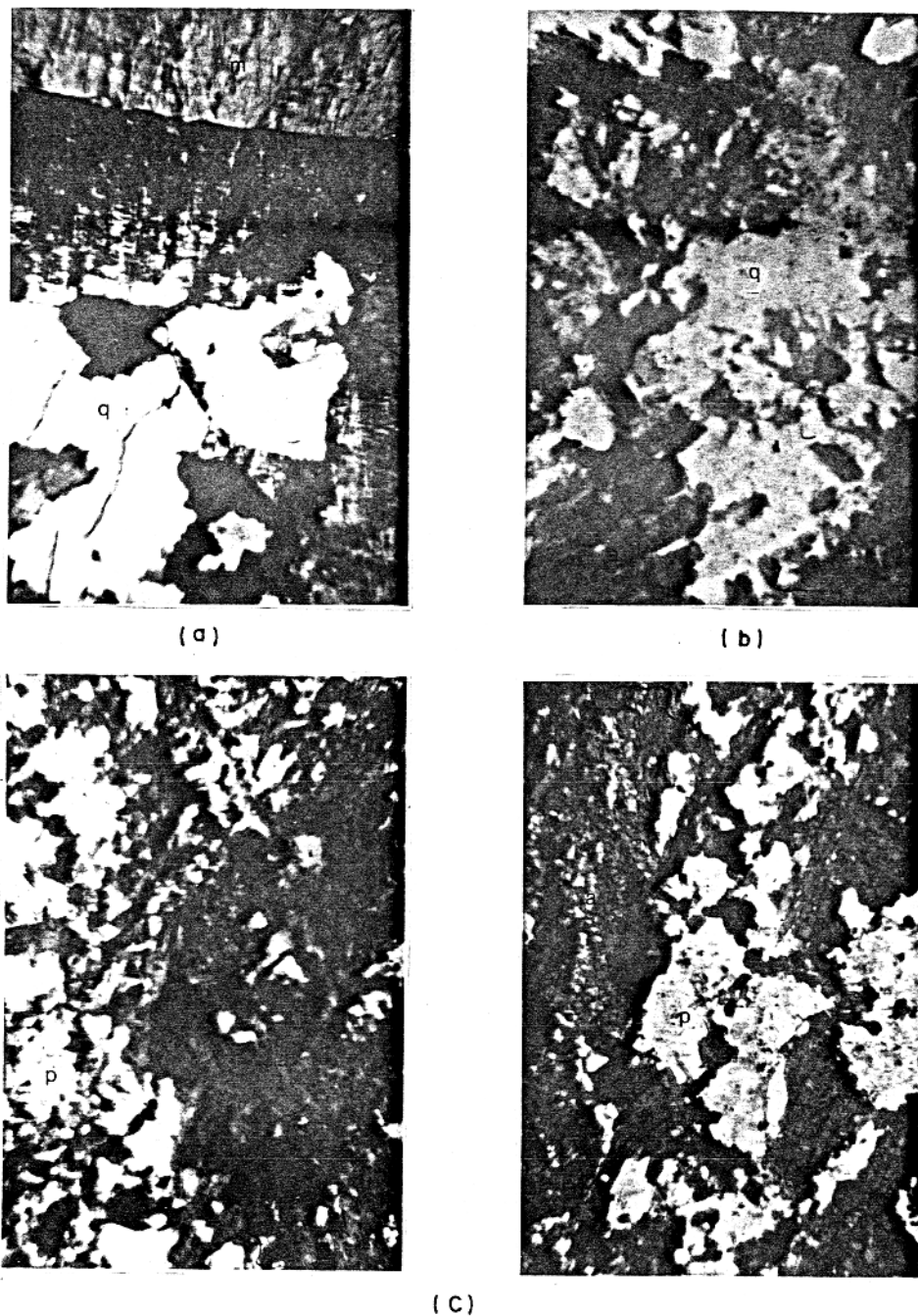


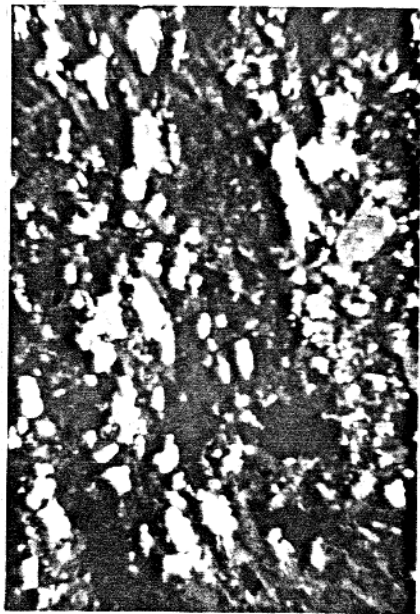
Fig. 26 (a) - Microfotografia do granito - luz transmitida - nicóis cruzados. 20X (Amostra M1F2-110,05-110,15).
 (b) - Microfotografia do anfibólio-xisto - nicóis paralelos. 80X (Amostra M1F3-26,30-26,40).
 (c) - Microfotografias do anfibólito - nicóis paralelos 80X (Amostra M1F1-62,00-62,30).
 p - plagioclásio, a - anfibólio, m - microclina ,
 q - quartzo, b - biotita.



(a)



(b)



(c)



(d)

Fig. 27 - Microfotografias do biotita-xisto em luz transmitida.

(a) e (b) - Nicóis paralelos. 20X (M1F3-30,30-30,40).

(c) - Nicóis cruzados. 20X (M1F2-55,35-55,45).

(d) - Nicóis paralelos. 80X (M1F2-55,35-55,45).

b - biotita, q - quartzo.

ciados de plagioclásio, muitas vezes não maclados, pouco alterados, ocorrem intercalados às palhetas de biotita. Disseminados na rocha, ocorrem grãos de quartzo, de tamanhos variados apresentando forte extinção ondulante. São comuns os cristais prismáticos de hornblenda, com pleocroísmo verde claro (X) a verde escuro (Y,Z), contendo por vezes diminutas inclusões de plagioclásio e quartzo. Como minerais acessórios ocorrem clorita, apatita e minerais opacos, estes ocorrendo como inclusão nos anfibólitos ou entre as palhetas de biotita.

O anfibólito xisto (Fig. 26b), apresenta textura granoblástica composta predominantemente de grãos xenoblásticos de quartzo em arranjo poligonizado apresentando quase sempre forte extinção ondulante. Hornblenda com pleocroísmo verde claro (X) a verde escuro (Y, Z) e cumingtonita de cor creme em cristais pouco desenvolvidos ocorrem intercalados aos grãos de quartzo. Ocorrem também carbonatos (provavelmente calcita), opacos (magnetita) e palhetas de clorita sem expressão percentual. Os opacos ocorrem principalmente como inclusões no anfibólito e também nas interfaces dos minerais essenciais.

O anfibolito (Fig. 26c), formado basicamente por cumingtonita de cor creme e hornblenda com pleocroísmo verde claro (X) a verde escuro (Y, Z) apresenta textura algo orientada. Os plagioclásios apresentam-se quase que totalmente sauritized (dificultando sua determinação ótica) ocorrendo de modo subordinado na rocha. Quartzo em grãos anedrais, raros, diminutos, exibindo forte extinção ondulante, ocorrem normalmente como inclusão nos minerais mais abundantes. Apatita e minerais opacos ocorrem raramente, sendo que os opacos tanto ocorrem como inclusão como nas interfaces dos minerais essenciais.

O quartzito ferruginoso - formação ferrífera (Fig. 28) é uma rocha de textura bandeada constituída predominantemente de grãos xenoblásticos de quartzo equigranular dispostos em arranjos poligonizados exibindo forte extinção ondulante. Minerais opacos (magnetita e calcopirita) ocorrem ao redor ou inclusos nos grãos de quartzo (Fig. 29). Clinopiroxênio em cristais pouco alterados e anfibólito ocorrem dispersamente nesta rocha.

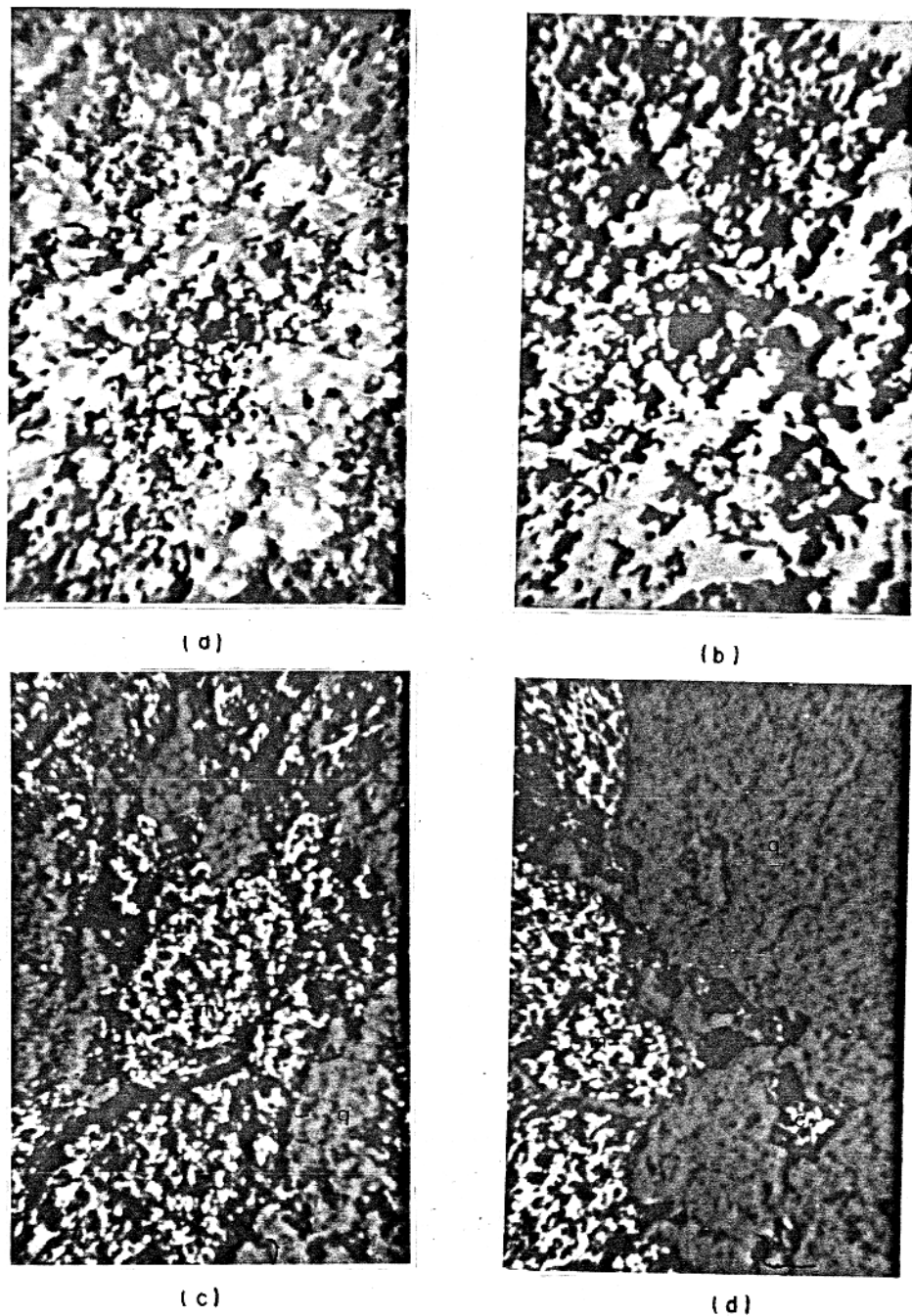


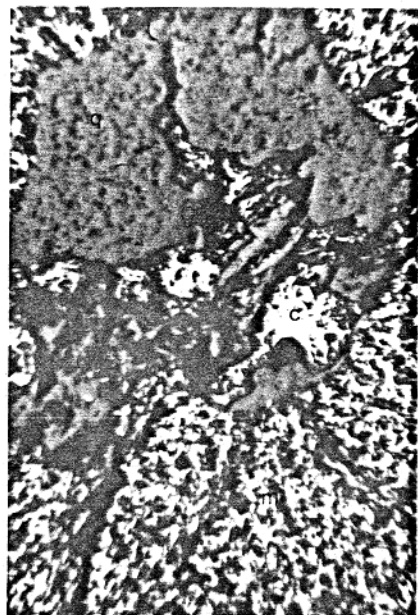
Fig. 28 - Microfotografias do quartzito ferruginoso - formação fer_rífera.

(a) e (b) - Luz transmitida - nicóis paralelos. 20X (Amostra M1F1-75,00).

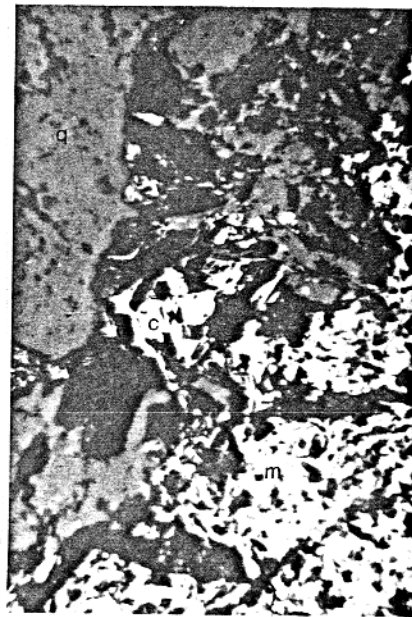
(c) - Seção polida, nicóis paralelos. 32X (Amostra M1F2-58,00-58,10).

(d) - Seção polida - nicóis paralelos. 64X (Amostra M1F2-58,20-58,30).

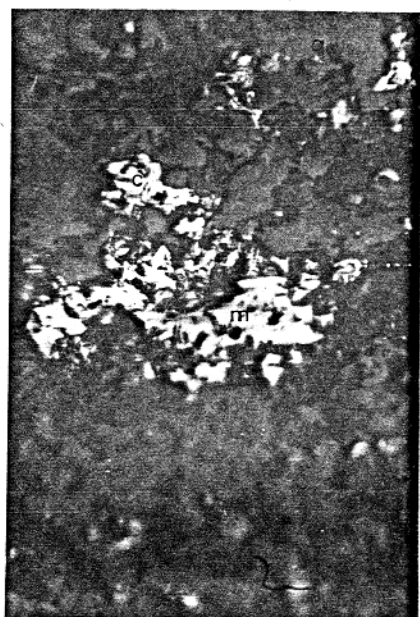
q - quartzo, c - calcopirita, m - magnetita.



(a)



(b)



(c)

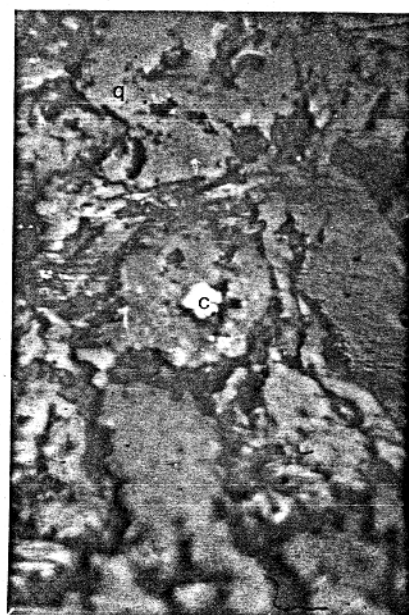


Fig. 29 - Microfotografias do quartzito ferruginoso-formação fer_rífera-seções polidas.

(a) - Nicóis paralelos.32X (M1F2-51,50-51,60)

(b) - Nicóis paralelos.64X (M1F2-58,20-58,30)

(c) - Nicóis paralelos.128X (M1F1-75,00)

q - quartzo, c - calcopirita, m - magnetita.

O teor de cada mineral presente nas amostras foi estimado pelo método visual e está apresentado juntamente com os espectros de condutividade. O teor de cobre, obtido por espectrofotometria de absorção atômica, acompanha os resultados petrográficos.

4.2. Medidas de Condutividade Total. Resultados

Os espectros de condutividade total (amplitude e fase) das amostras estudadas neste trabalho serão apresentadas nas Figuras 30 a 55. Cada figura apresenta os espectros de amplitude e fase da condutividade total para cada amostra estudada, juntamente com sua composição mineralógica estimada e o teor de cobre, na forma de sulfeto, determinado por espectrometria de absorção atômica.

Além disso, plotou-se os valores normalizados da parte imaginária da condutividade total em função da parte real (Diagrama tipo Cole-Cole) de modo a se observar os vários tempos de relaxação associados aos espectros de amplitude e fase.

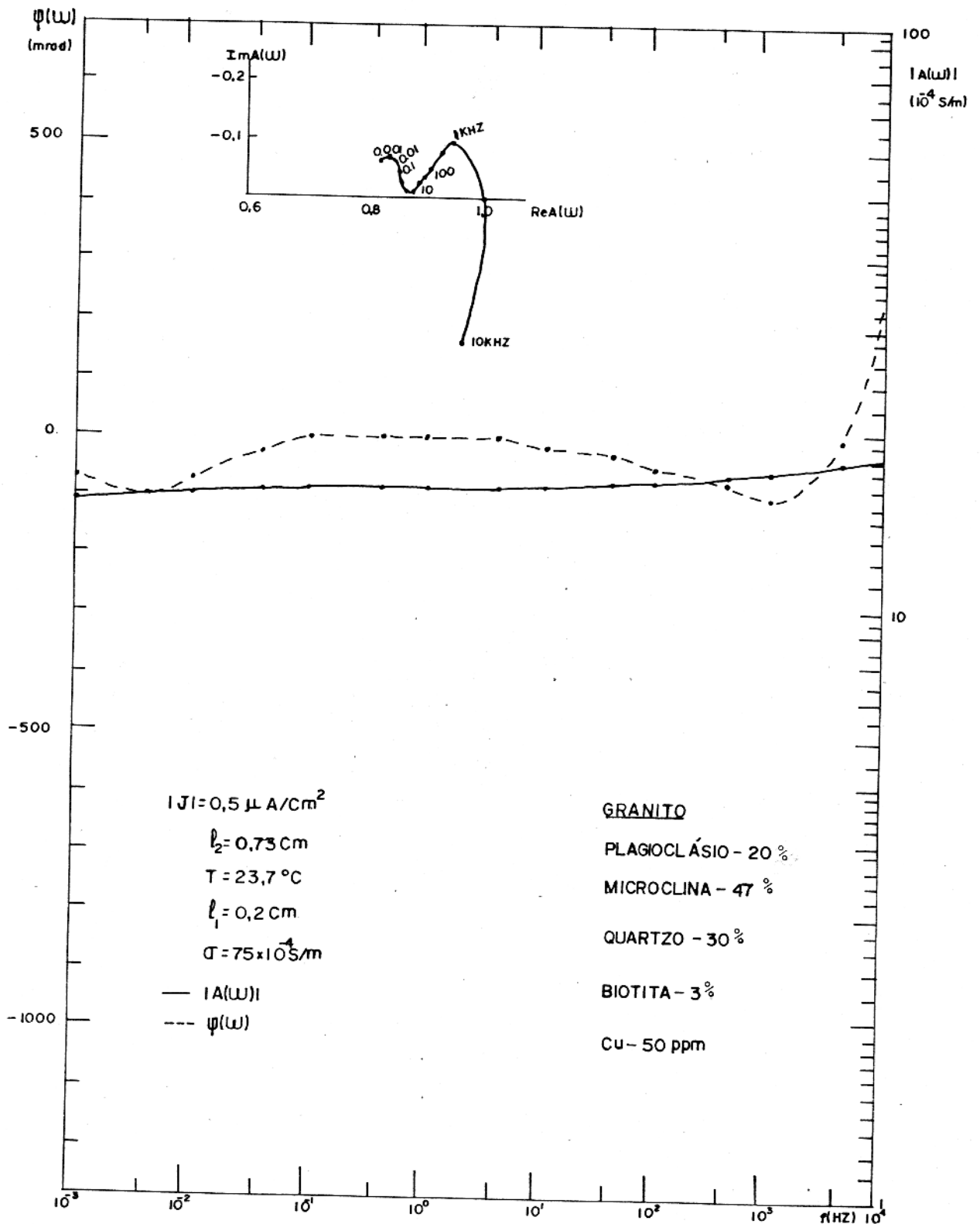


Fig. 30 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase da condutividade e curvas de relaxação tipo cole obtidos da amostra M1F2 - 110,05 - 110,15.

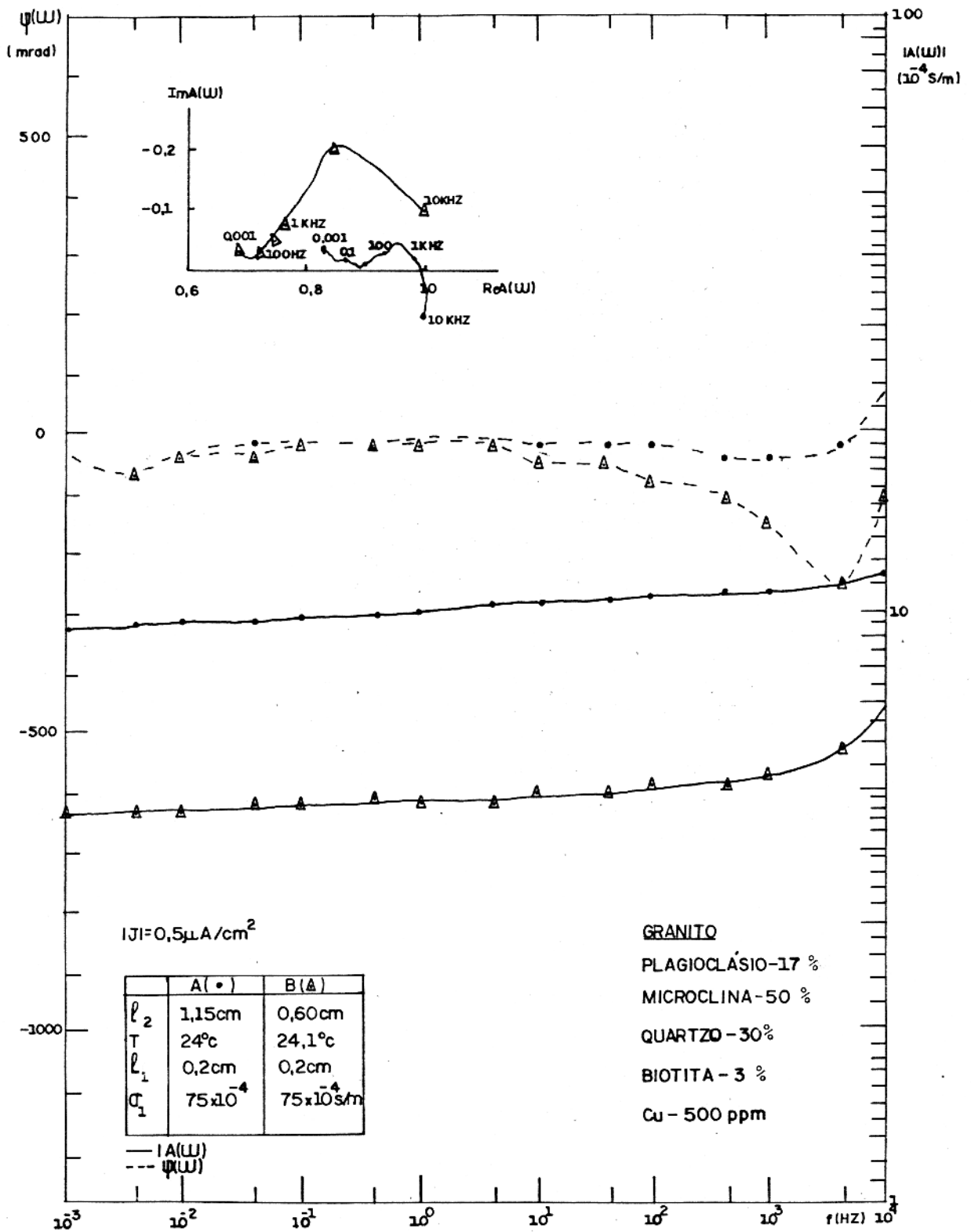


Fig. 31 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para 2 pedaços A e B da amostra M1F2 120,00 - 120,10.

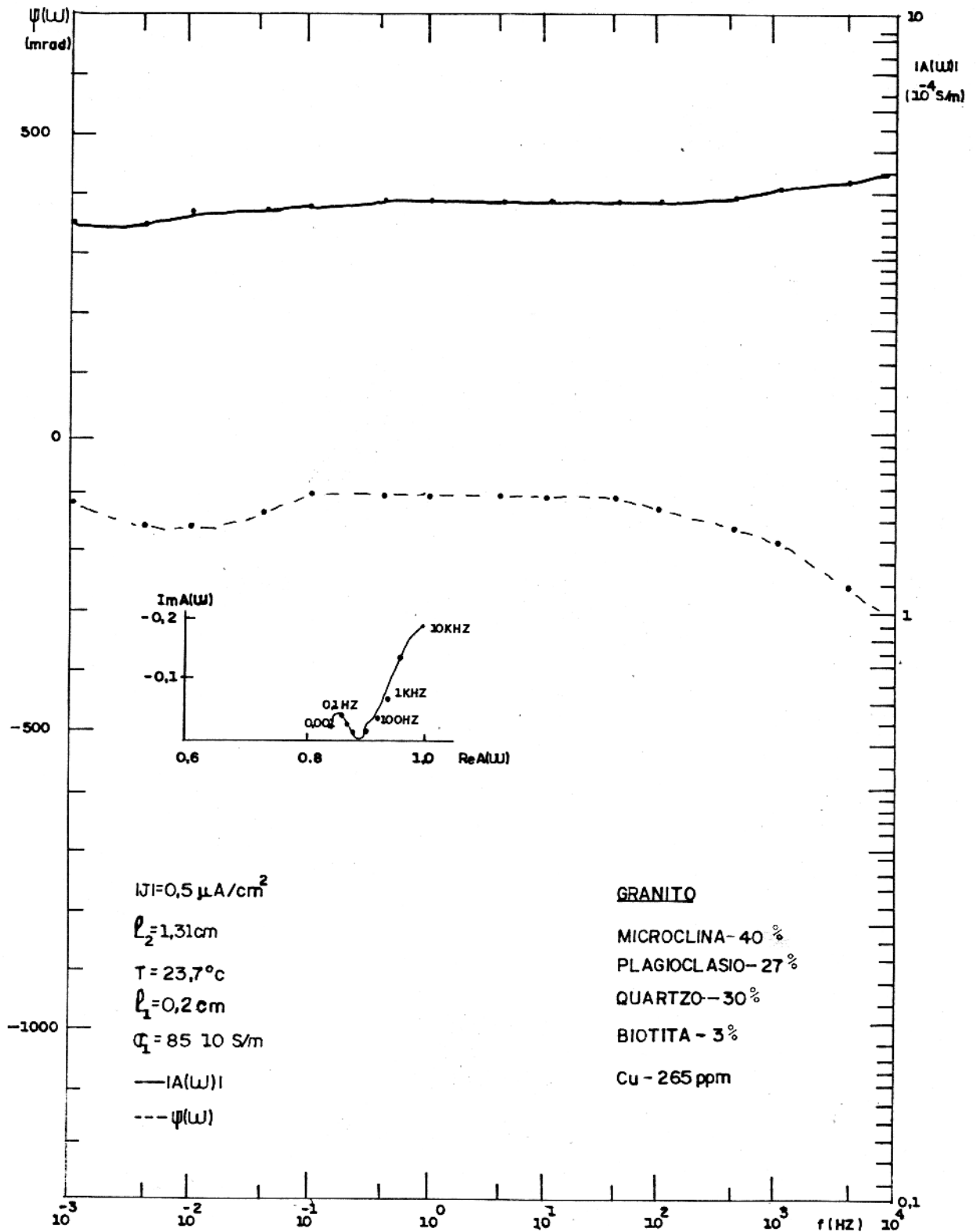


Fig. 32 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude de e fase da condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos da amostra M1F3 - 48,00 - 48,10.

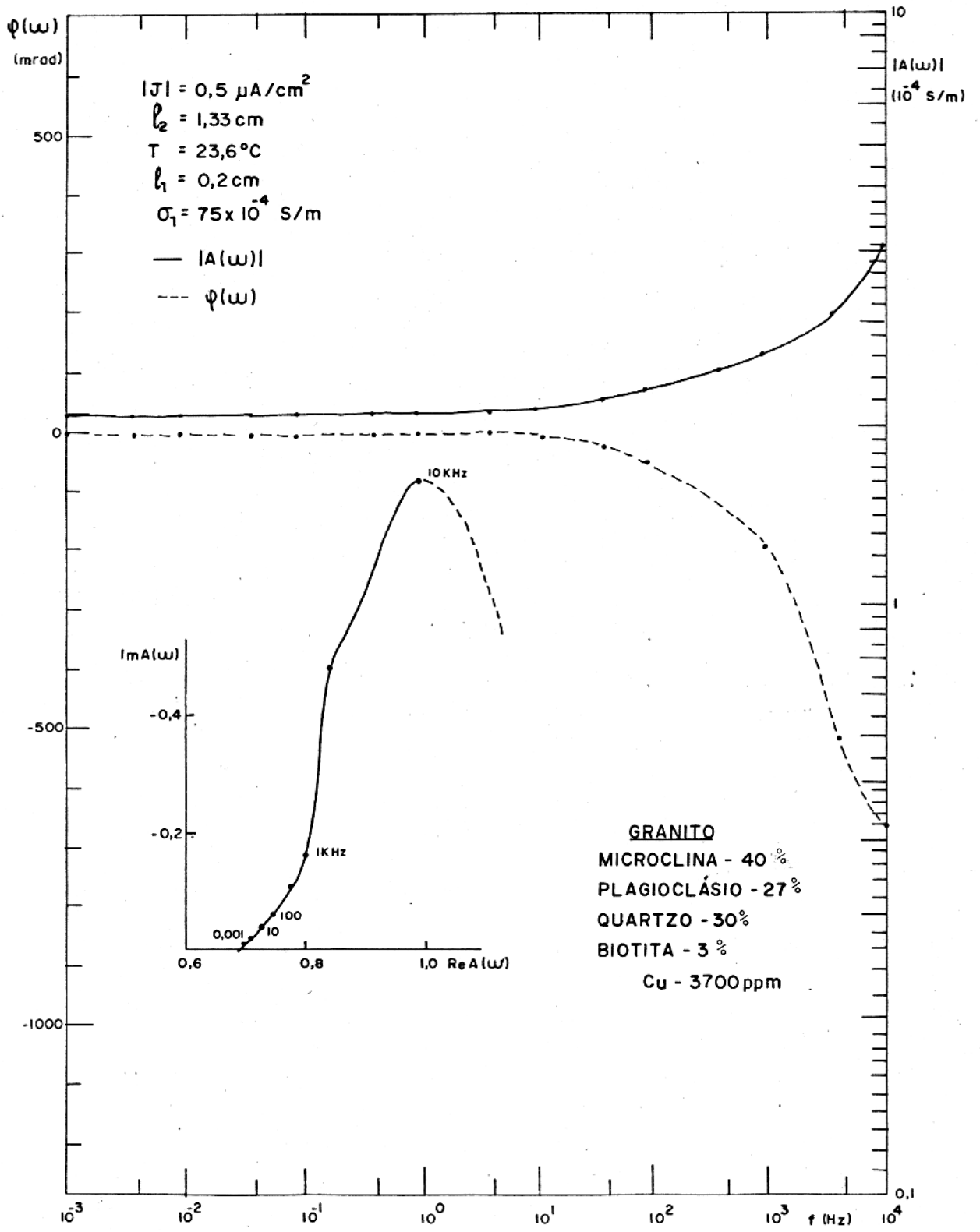


Fig. 33 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase da condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos da amostra M1F3 - 48,85 - 48,90.

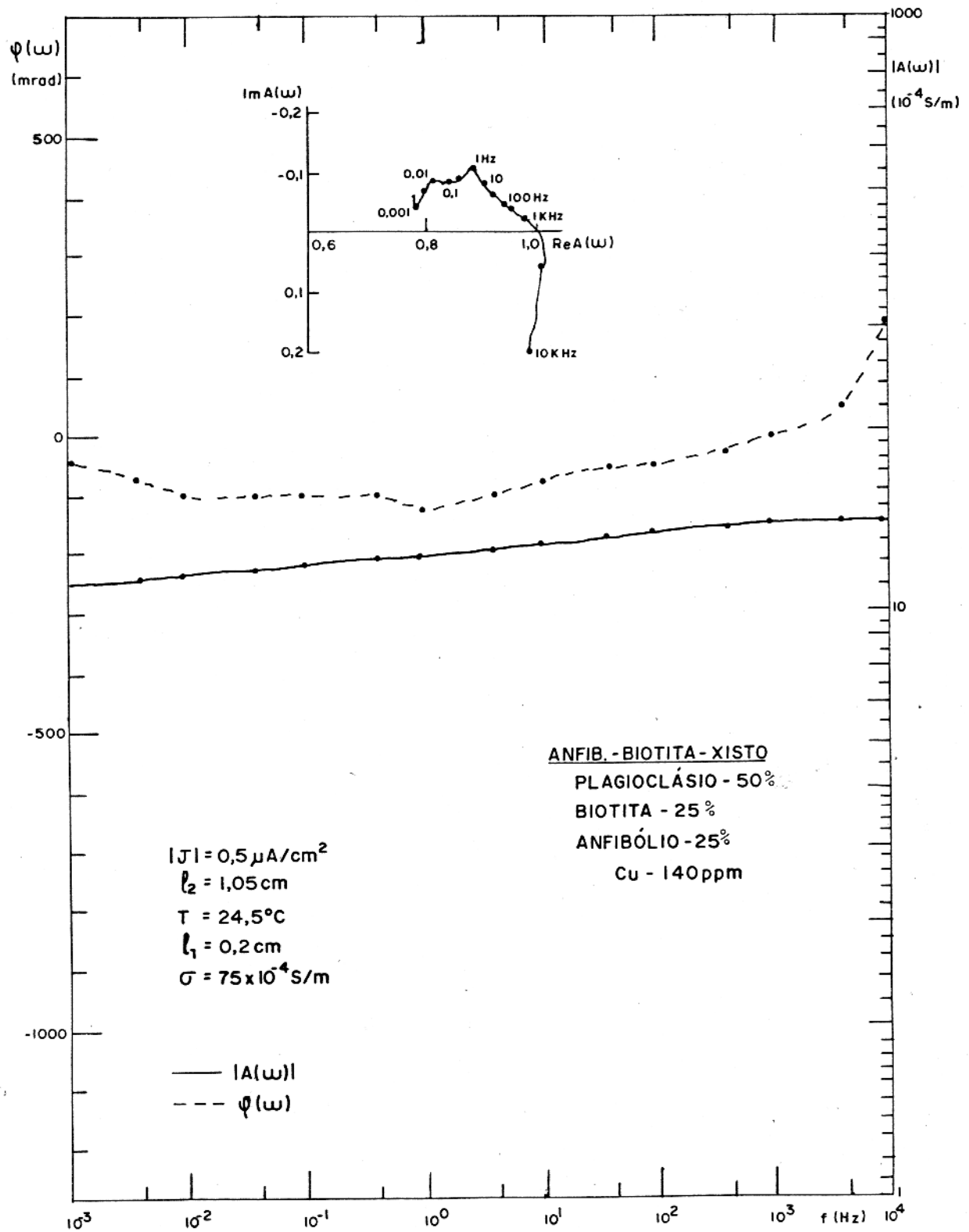


Fig. 34 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole - Cole obtidos da amostra M1F3 - 30,00 - 30,10.

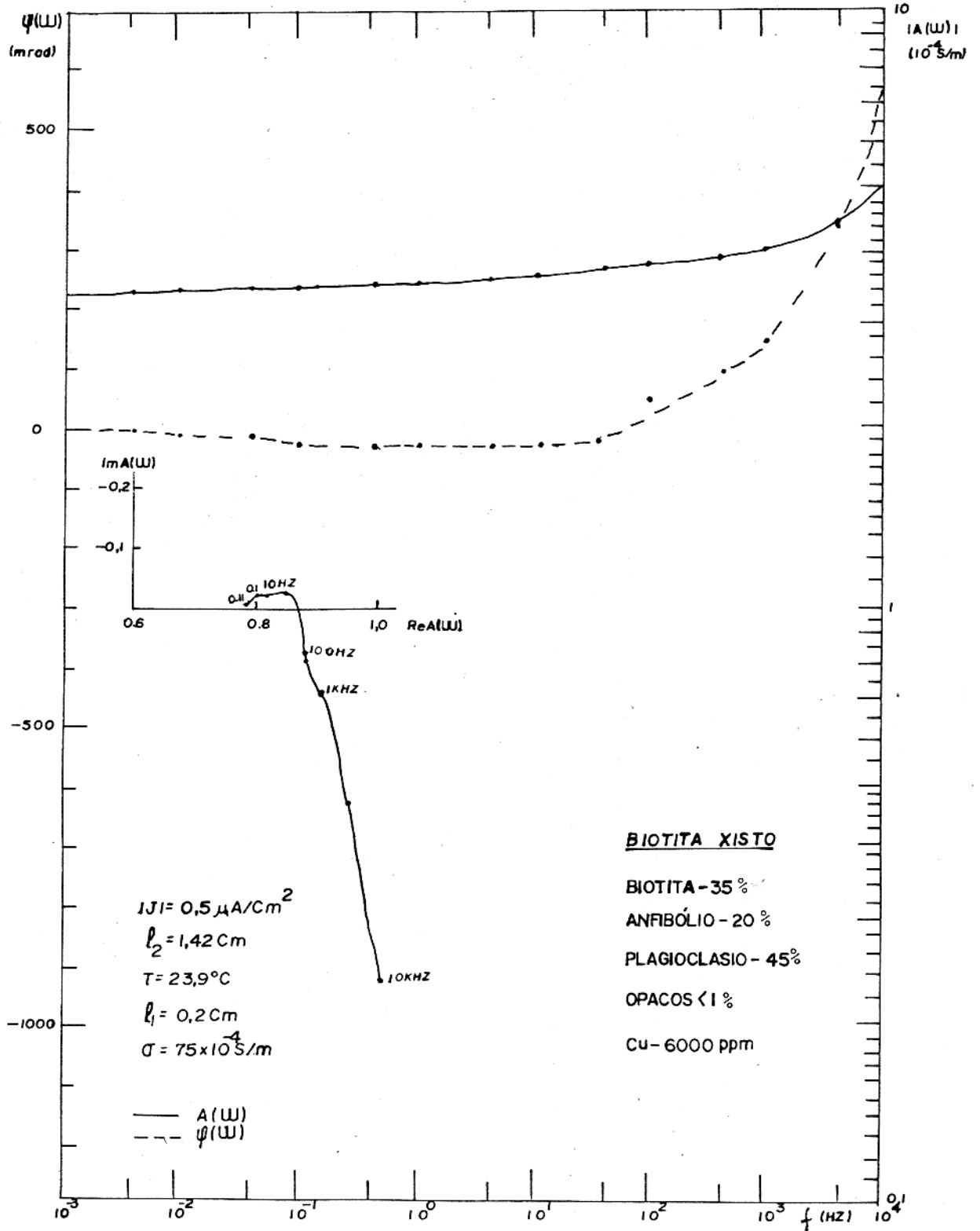


Fig. 35 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase da condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos da amostra M1F3 30,30 - 30,40.

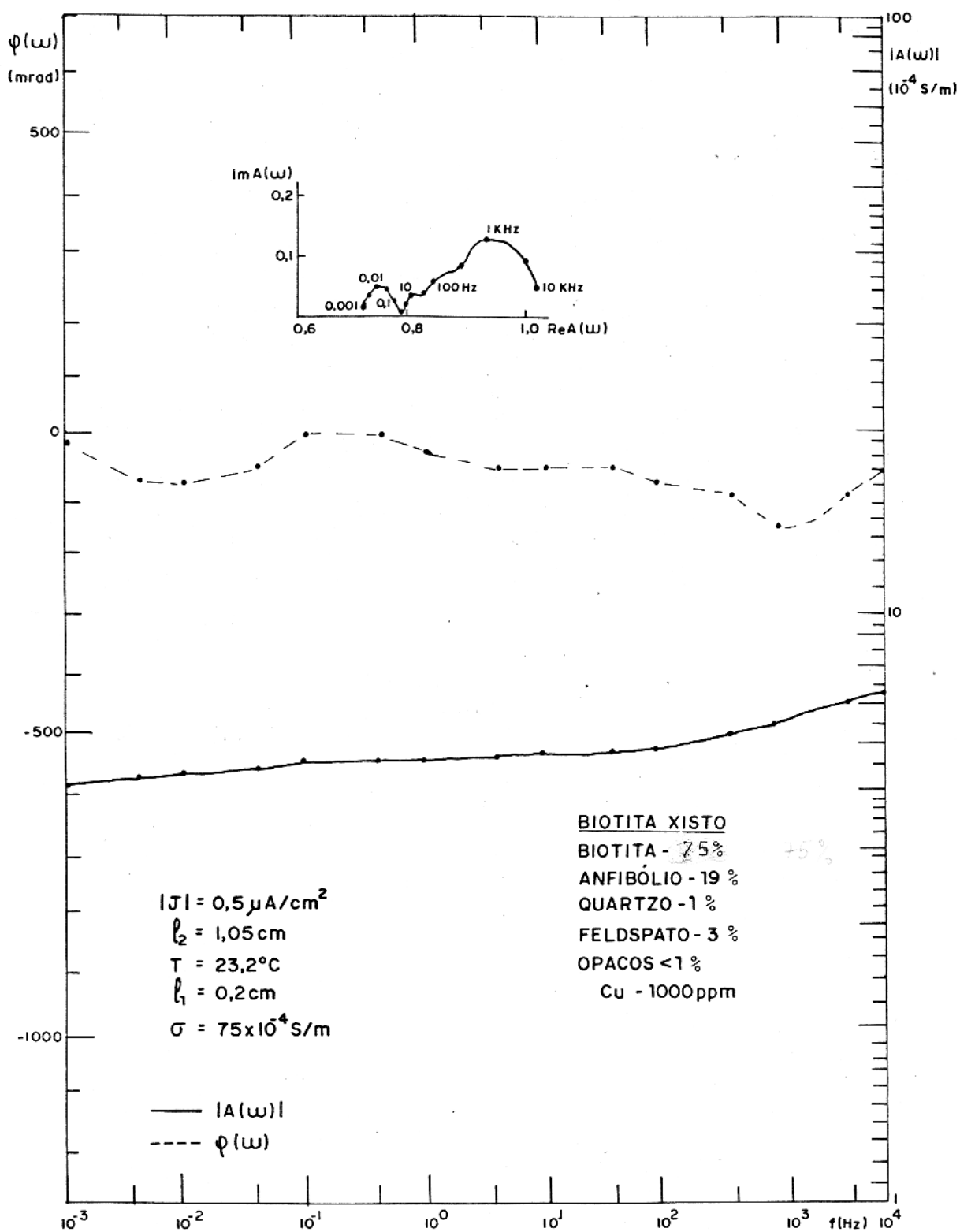


Fig. 36 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase da condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos da amostra M1F1 - 61,00 - 62,00.

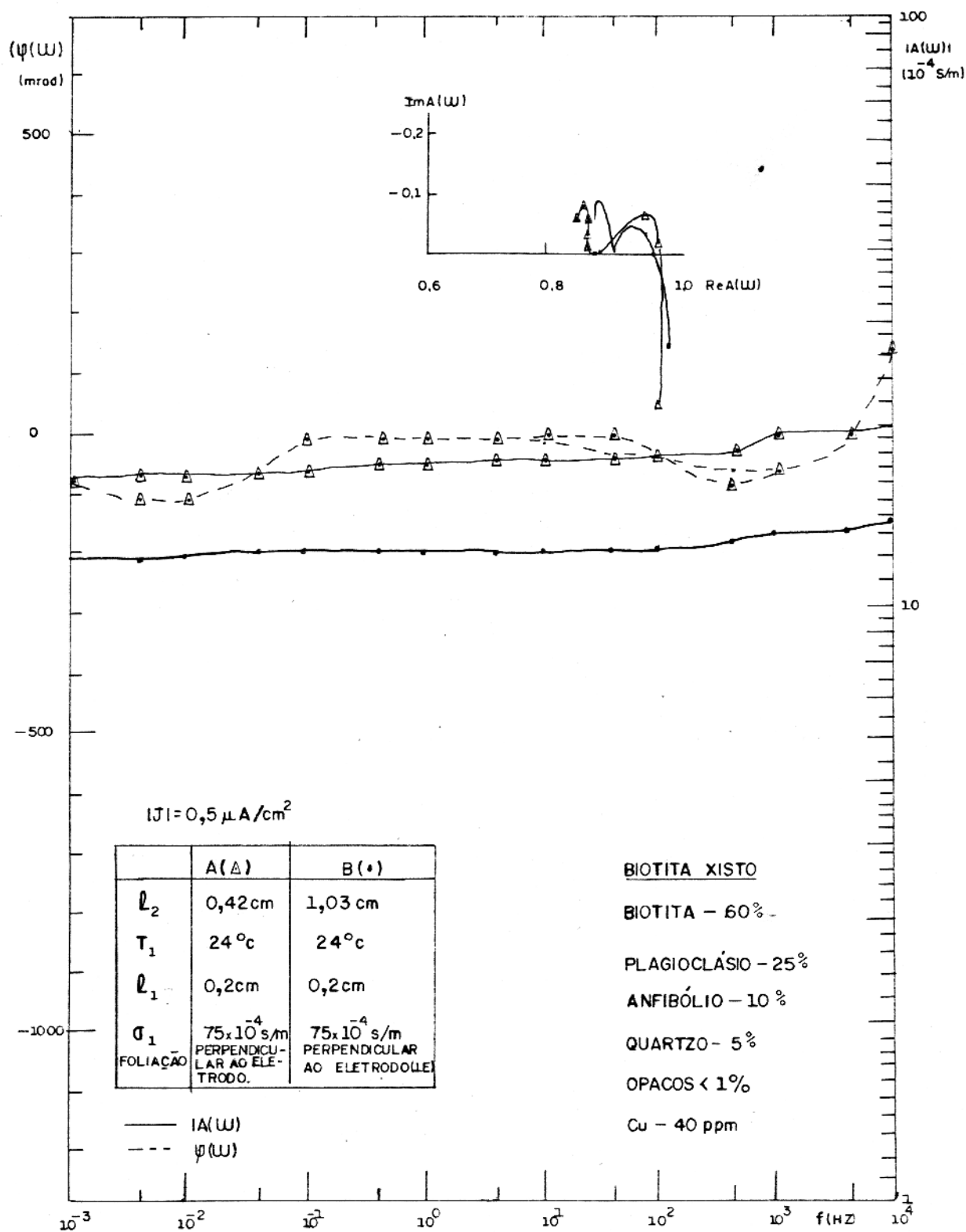


Fig. 37 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para 2 pedaços A e B da amostra M1F2 - 45,00 - 45,10.

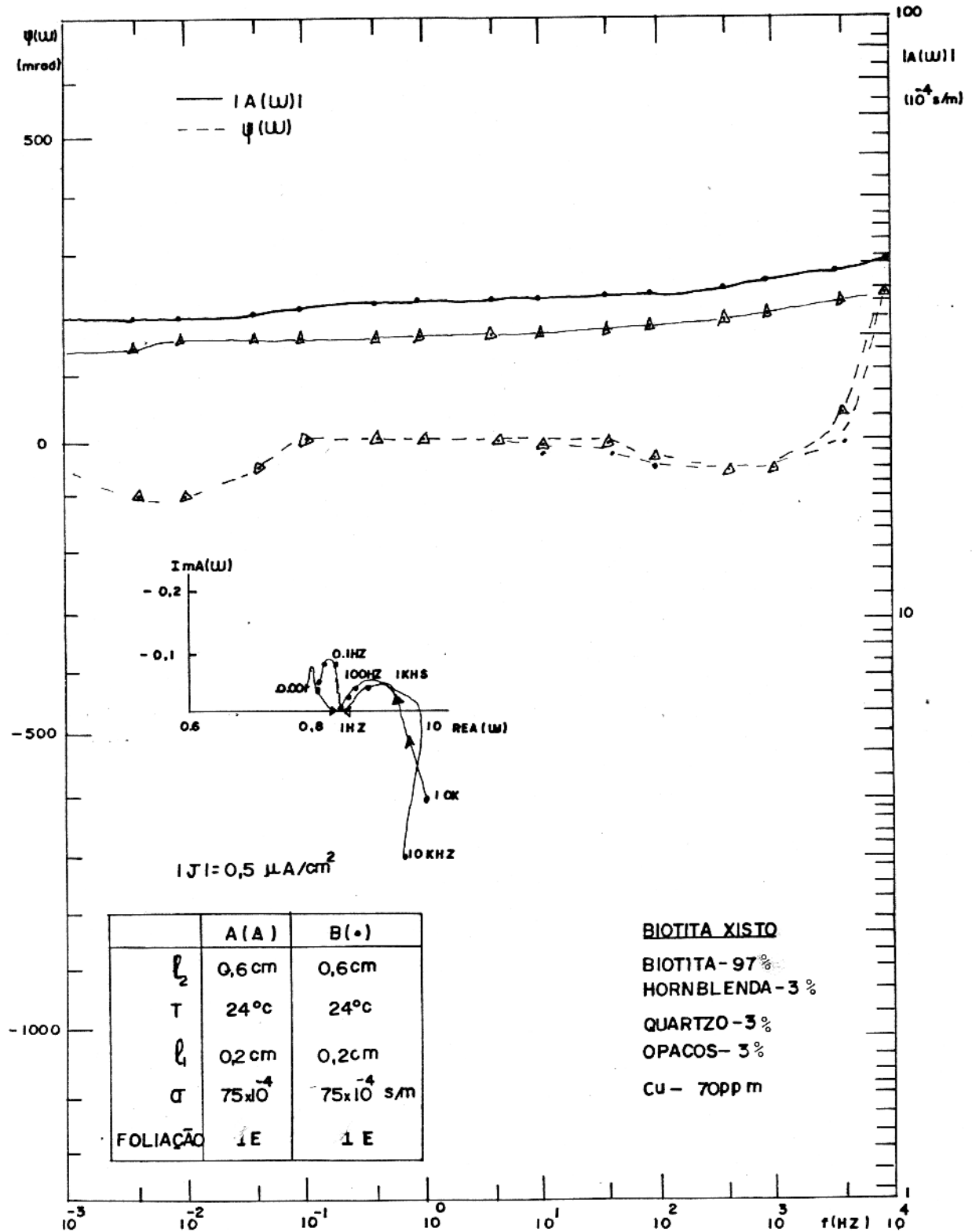


Fig. 38 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para 2 pedaços A e B da amostra M1F2-55,35-55,45.

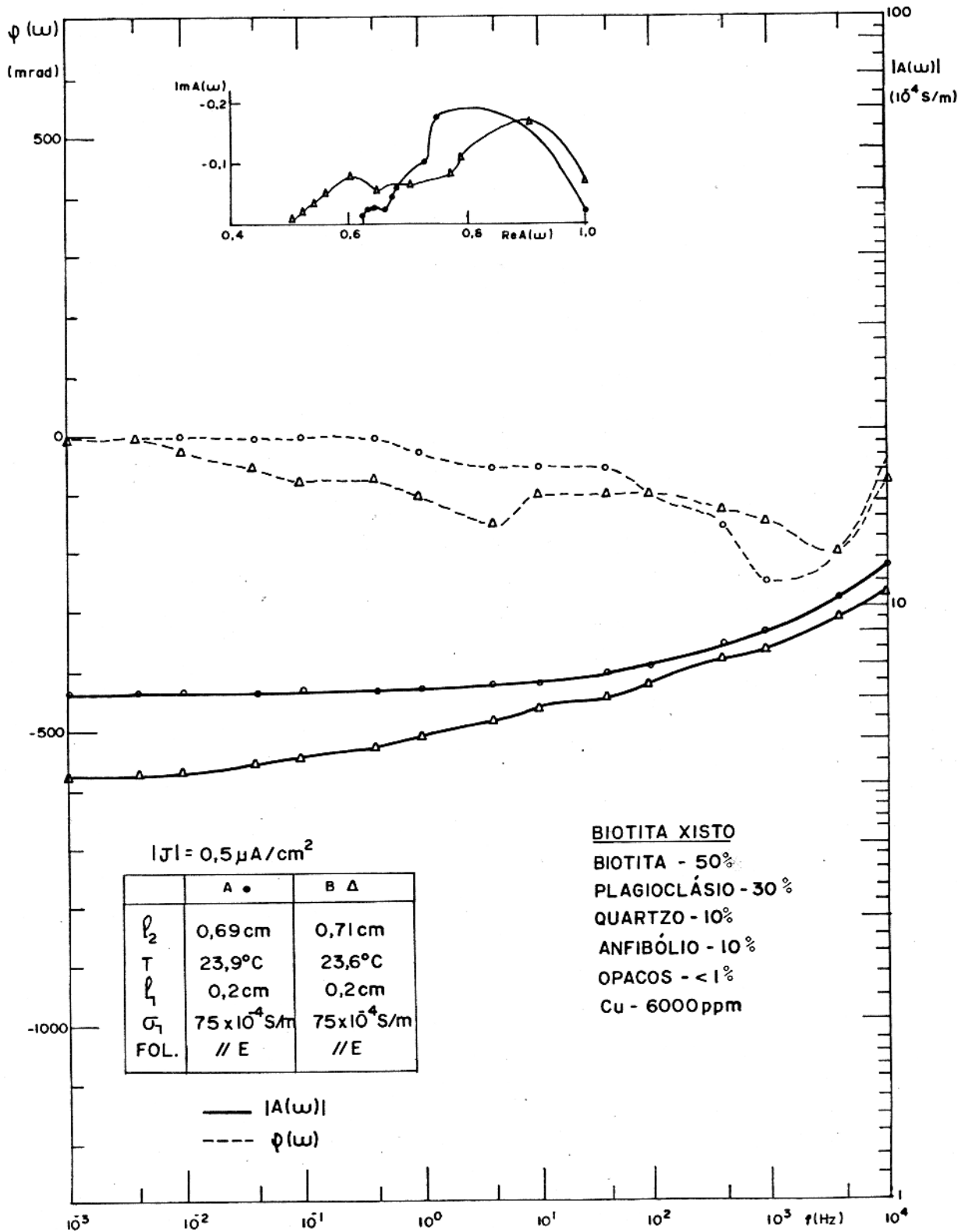


Fig. 39 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para 2 pedaços A e B da amostra M1F2-61,30 61,50.

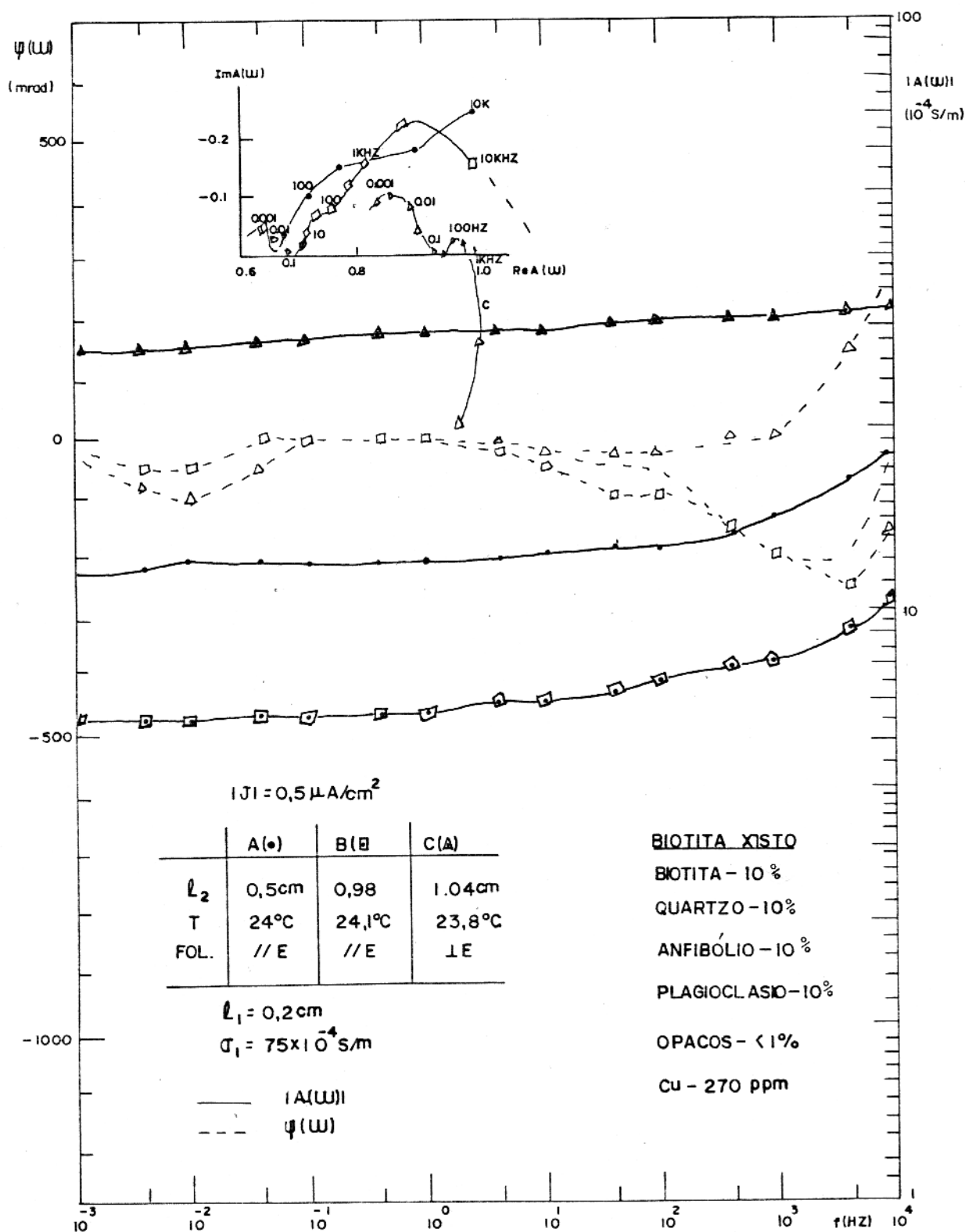


Fig. 40 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase da condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para 3 pedações A, B e C, da amostra M1F2-69,35-69,50.

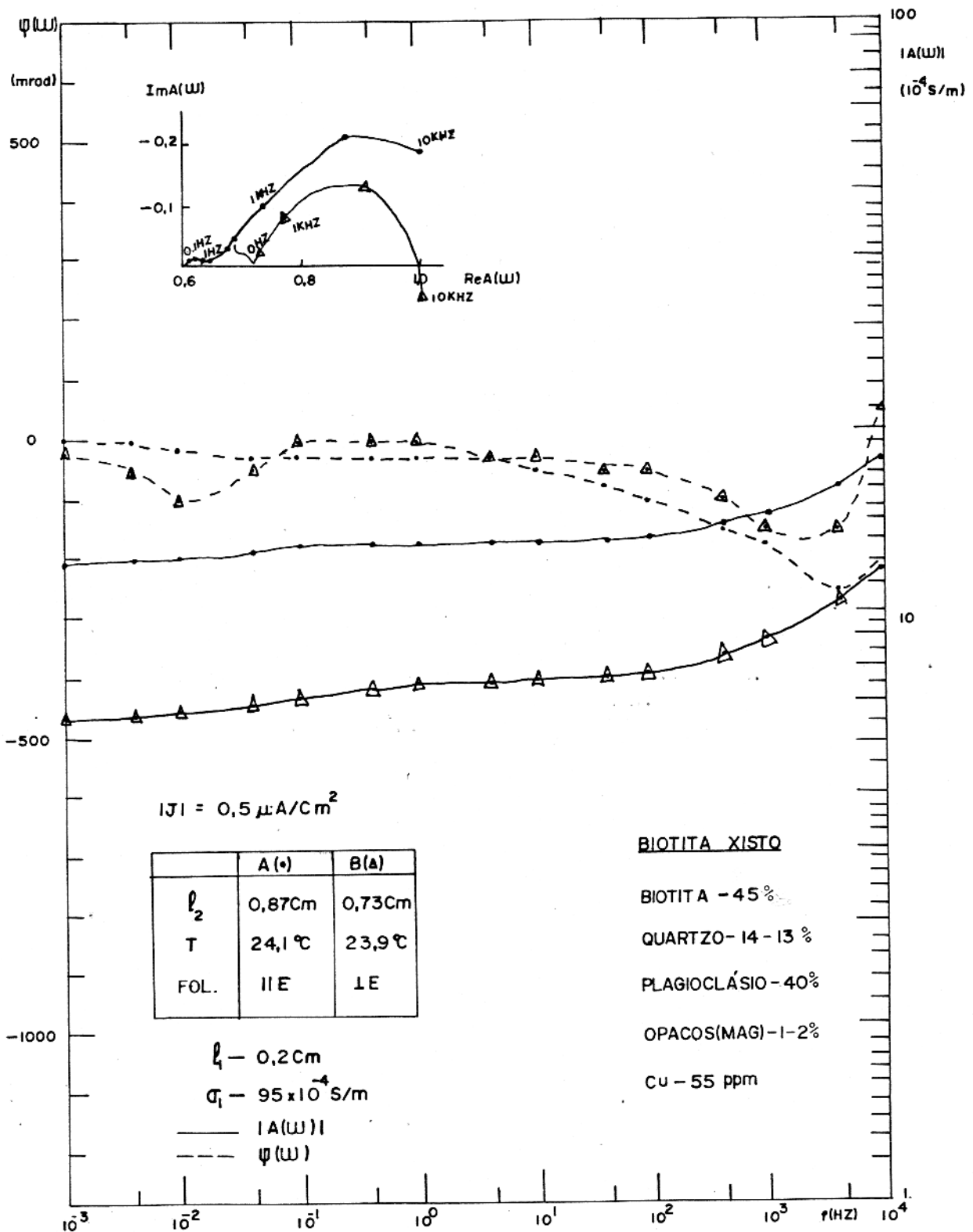


Fig. 41 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para 2 pedaços A e B da amostra M1F2.. 68,85-69,00.

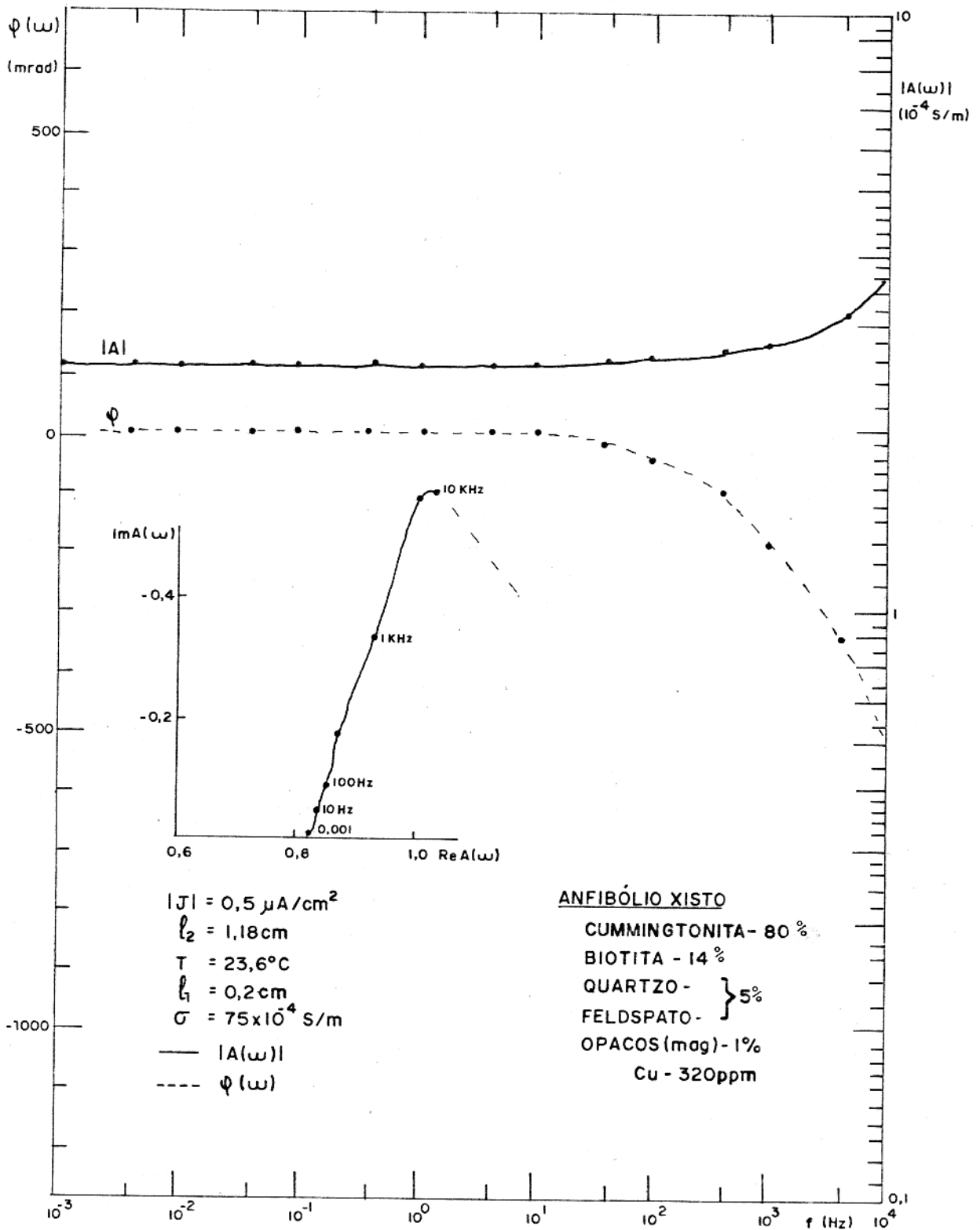


Fig. 42 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para amostra M1F1-51,00 - 51,20.

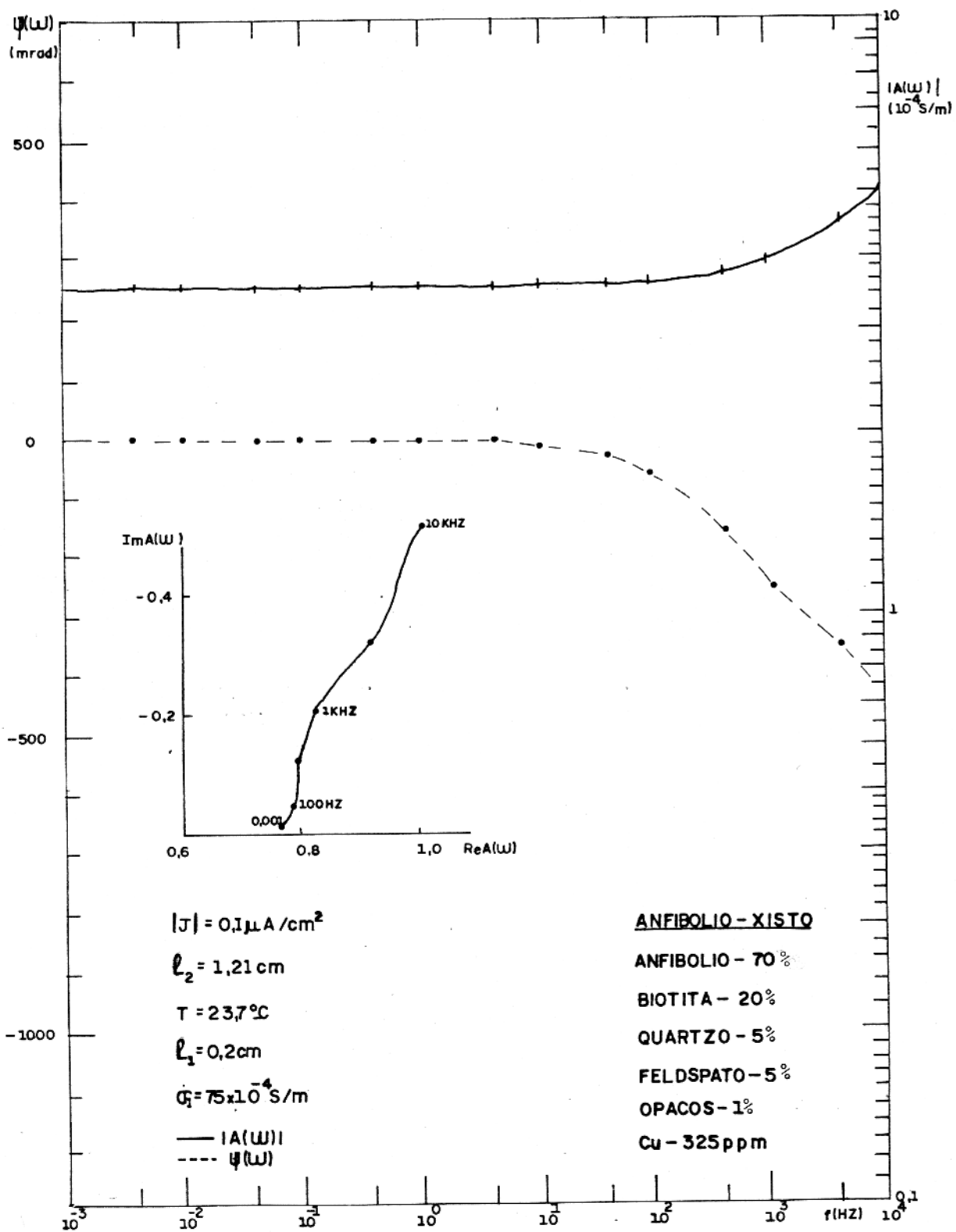


Fig. 43 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para amostra M1F1-51,20-51,95.

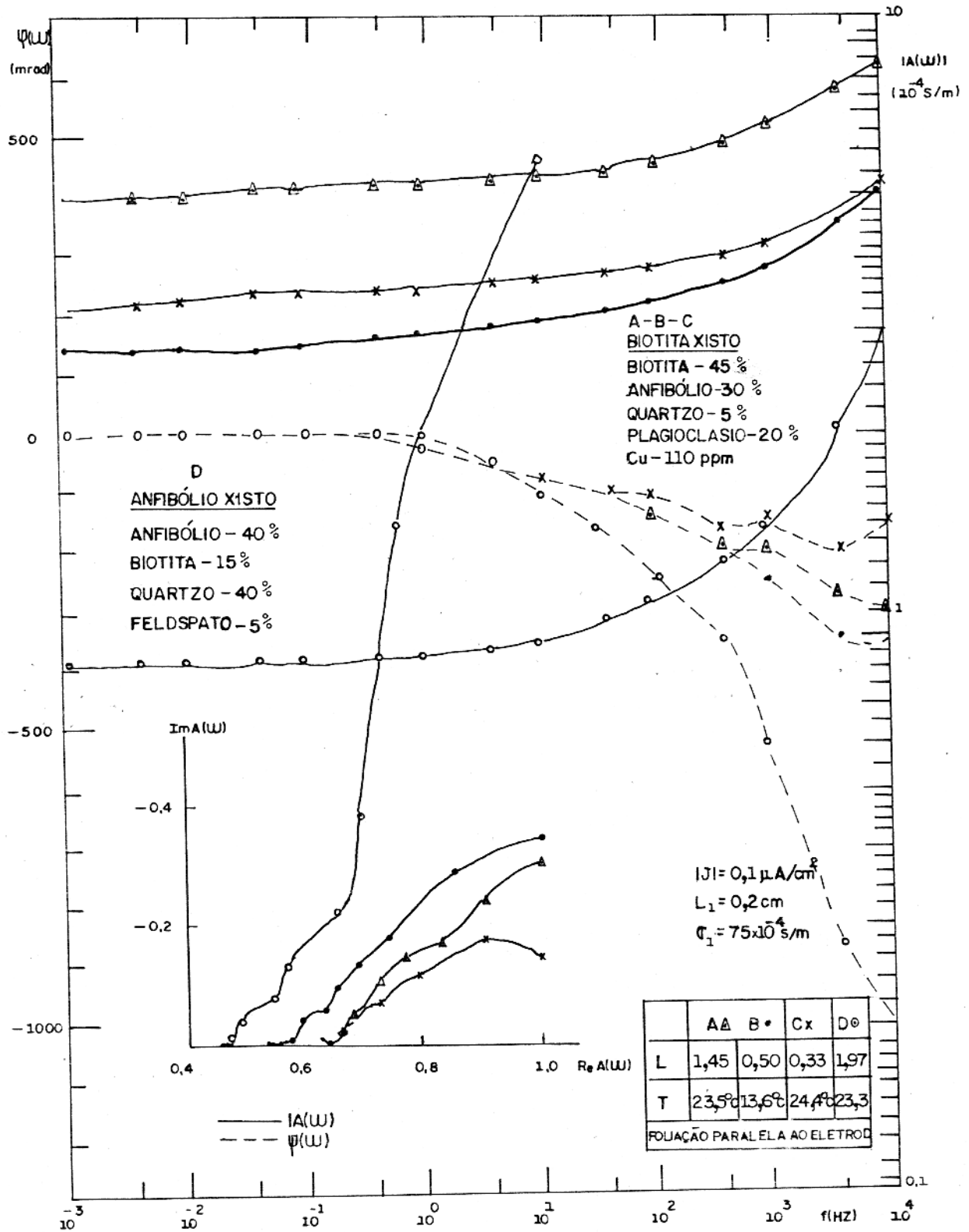


Fig. 44 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para 4 pedaços A, B, C e D, da amostra. M1F3 25,20-25,30.

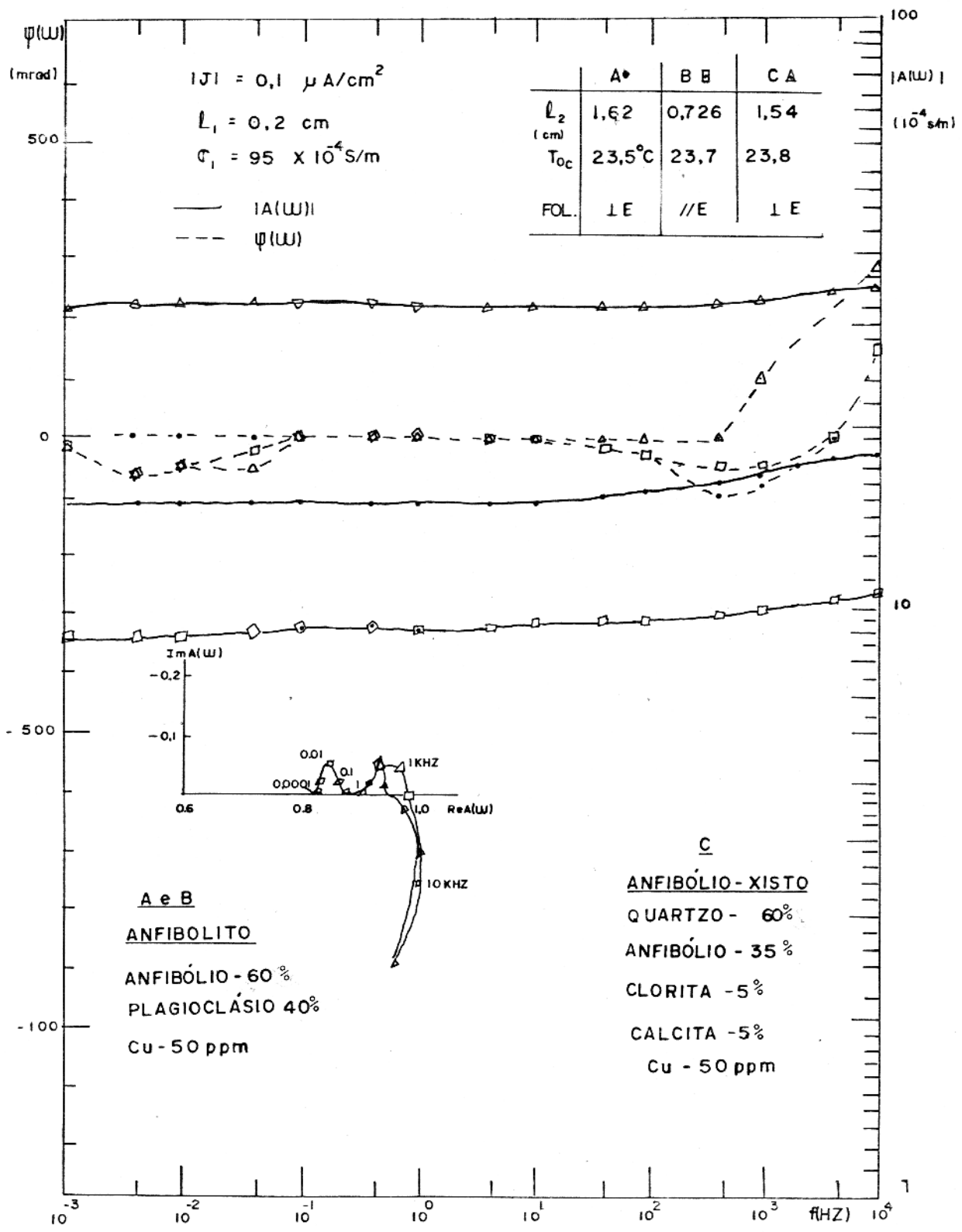


Fig. 45 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para a amostra M1F3-26,30-26,40.

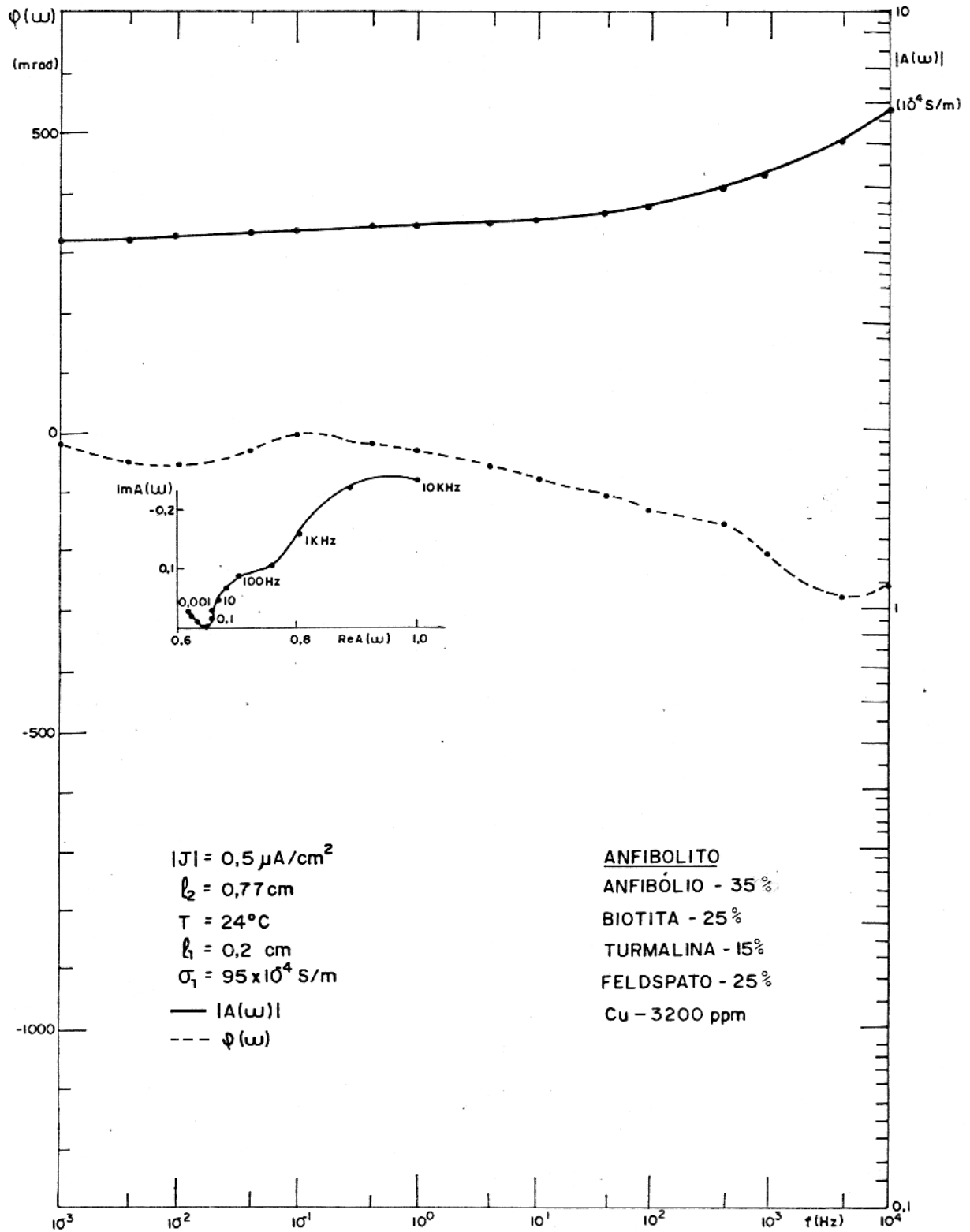


Fig. 46 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole Cole obtidos para a amostra M1F1-62,00-62,30.

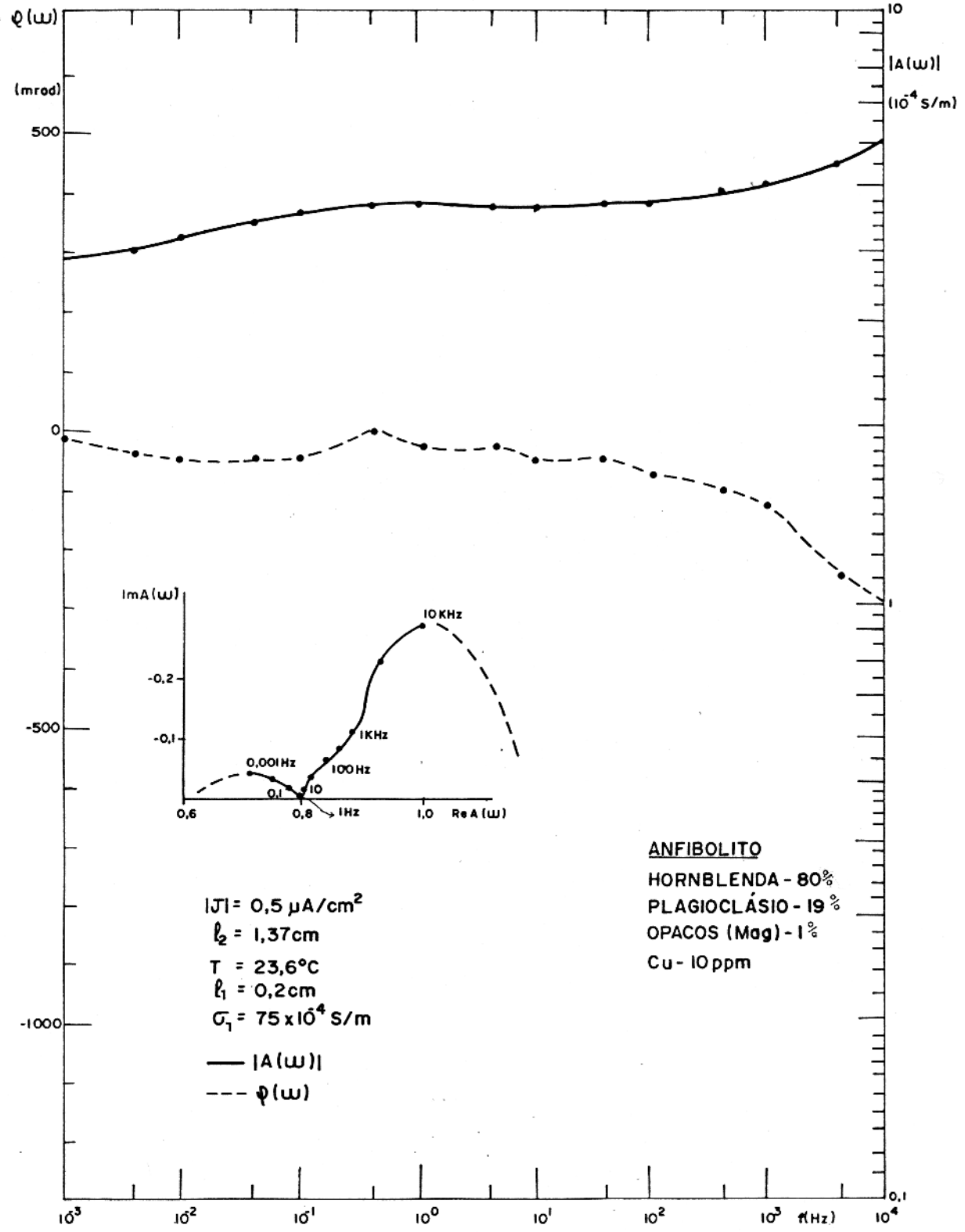


Fig. 47 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para a amostra M1F1-83,00.

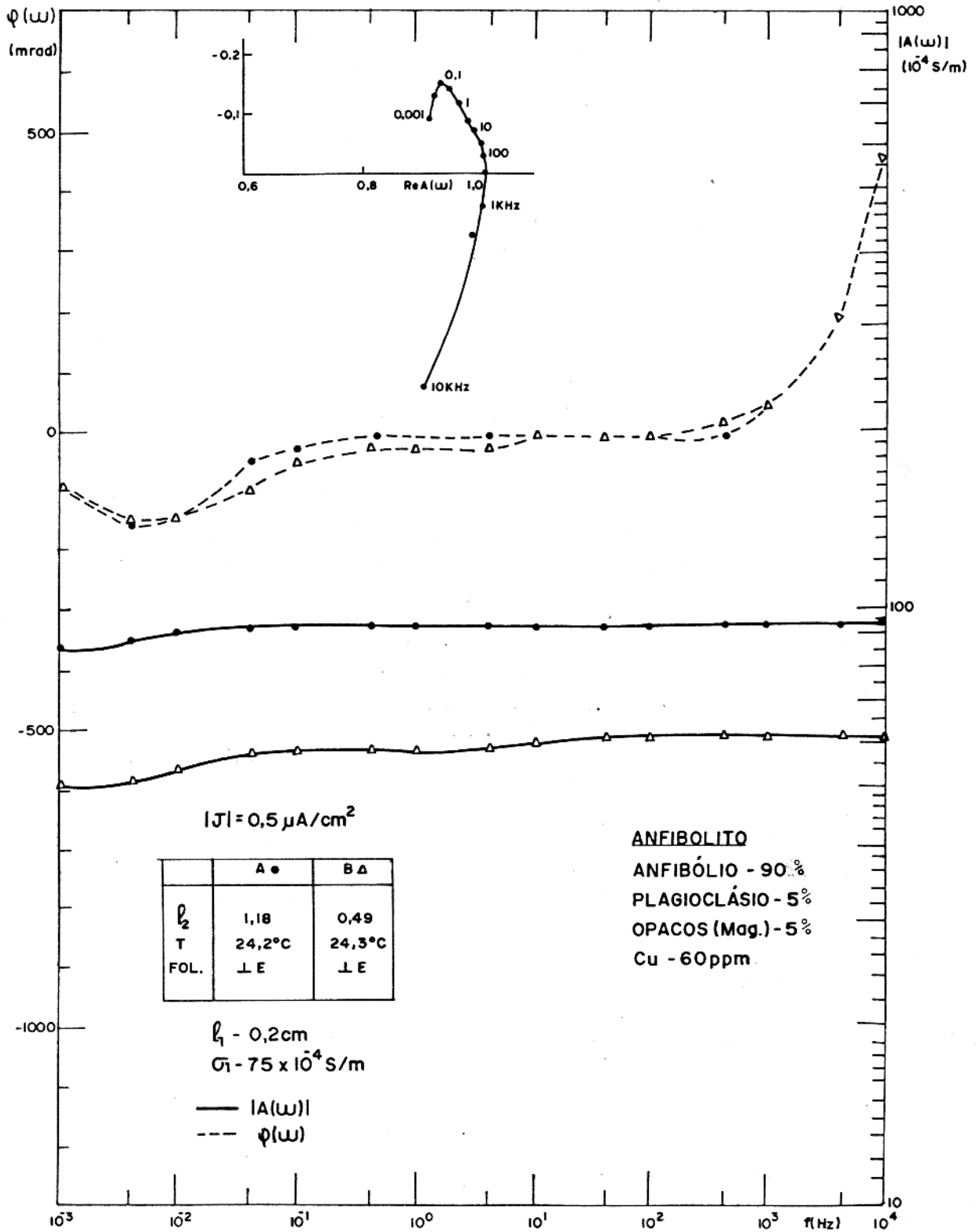


Fig. 48 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole Cole obtidos para 2 pedaços A e B da amostra M1F2-.... 32,50-33,00.

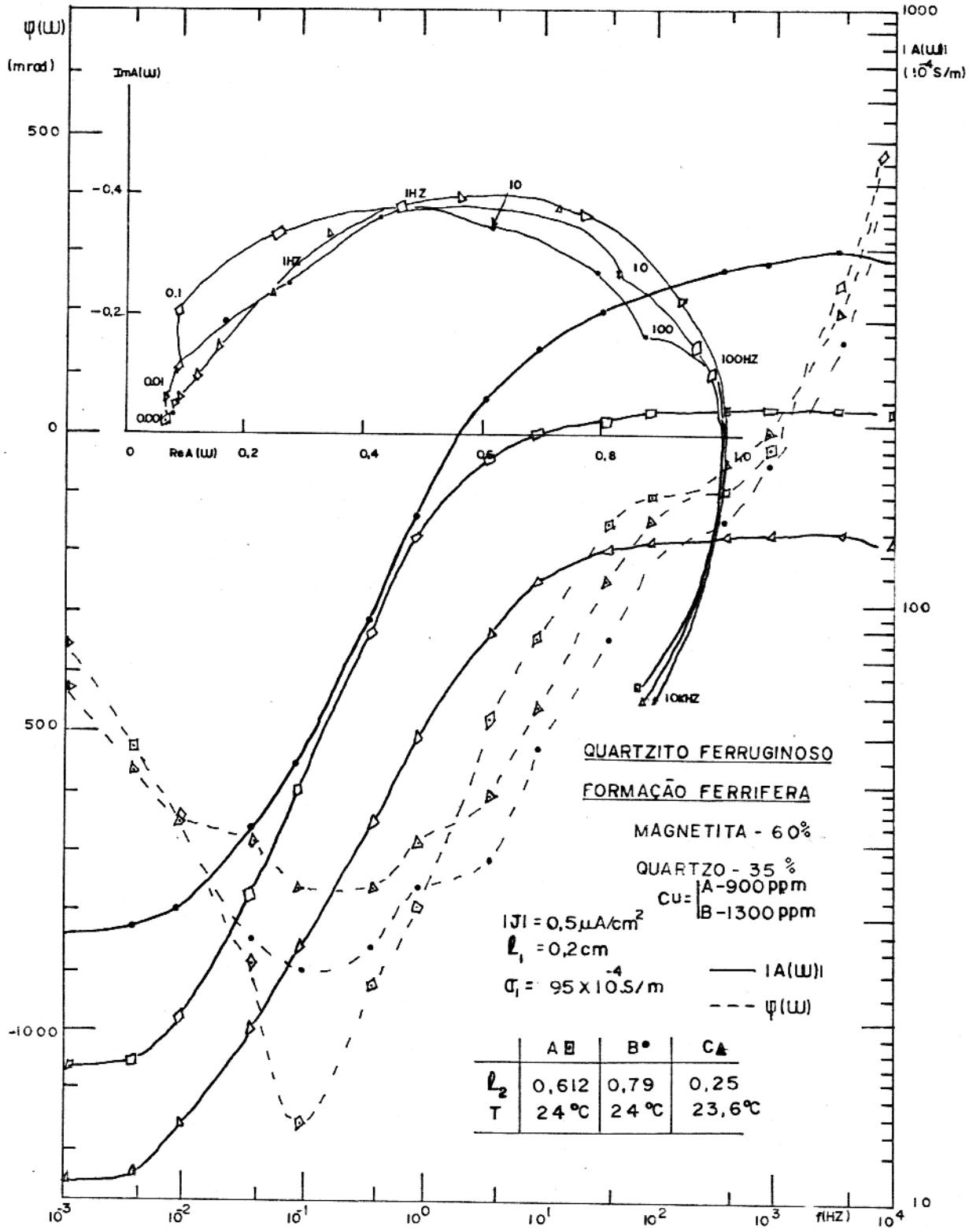


Fig. 49 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase da condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para 3 pedaços A, B e C da amostra MLF1 - 75,00.

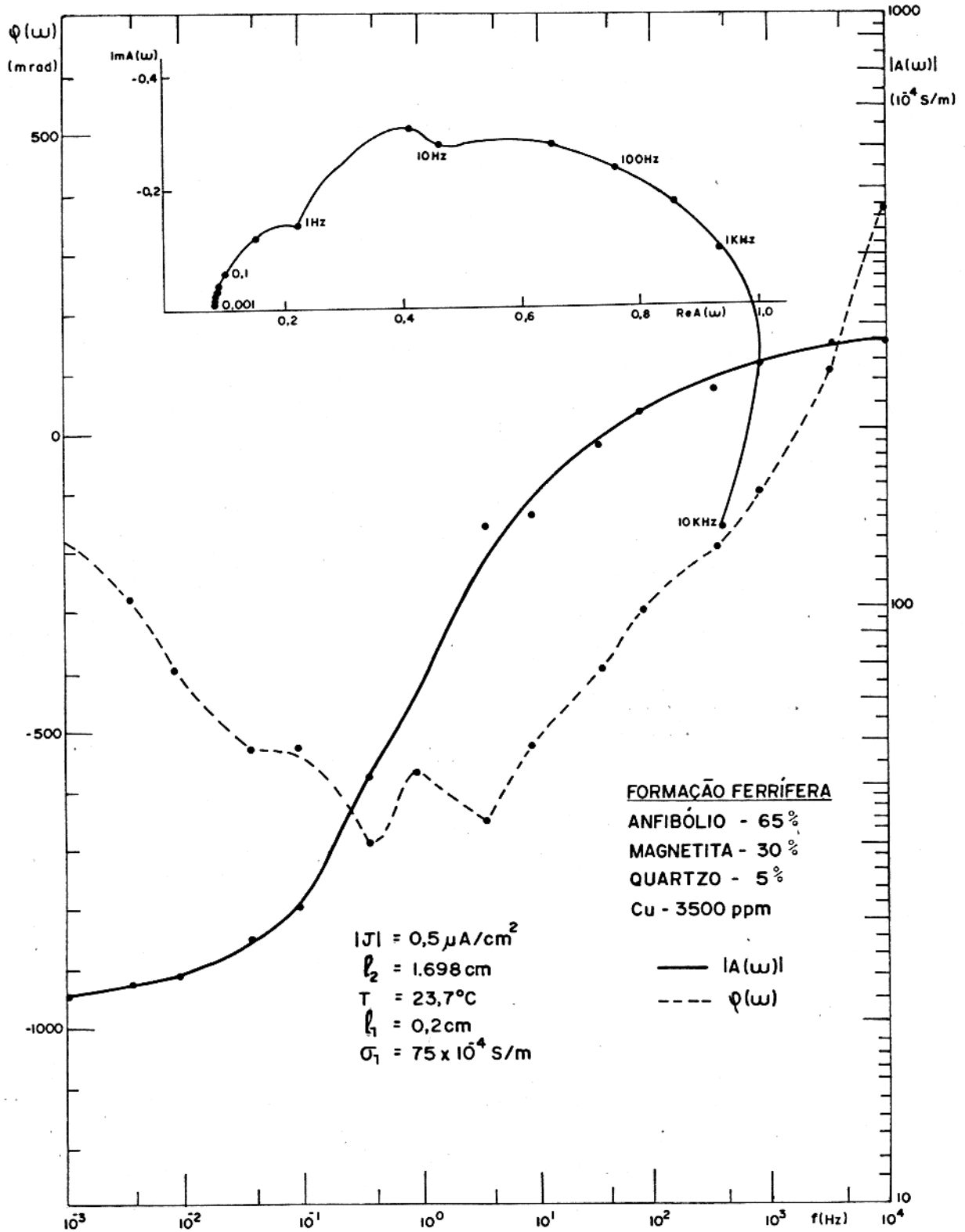


Fig. 50 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para a amostra M1F1-87,15-87,20.

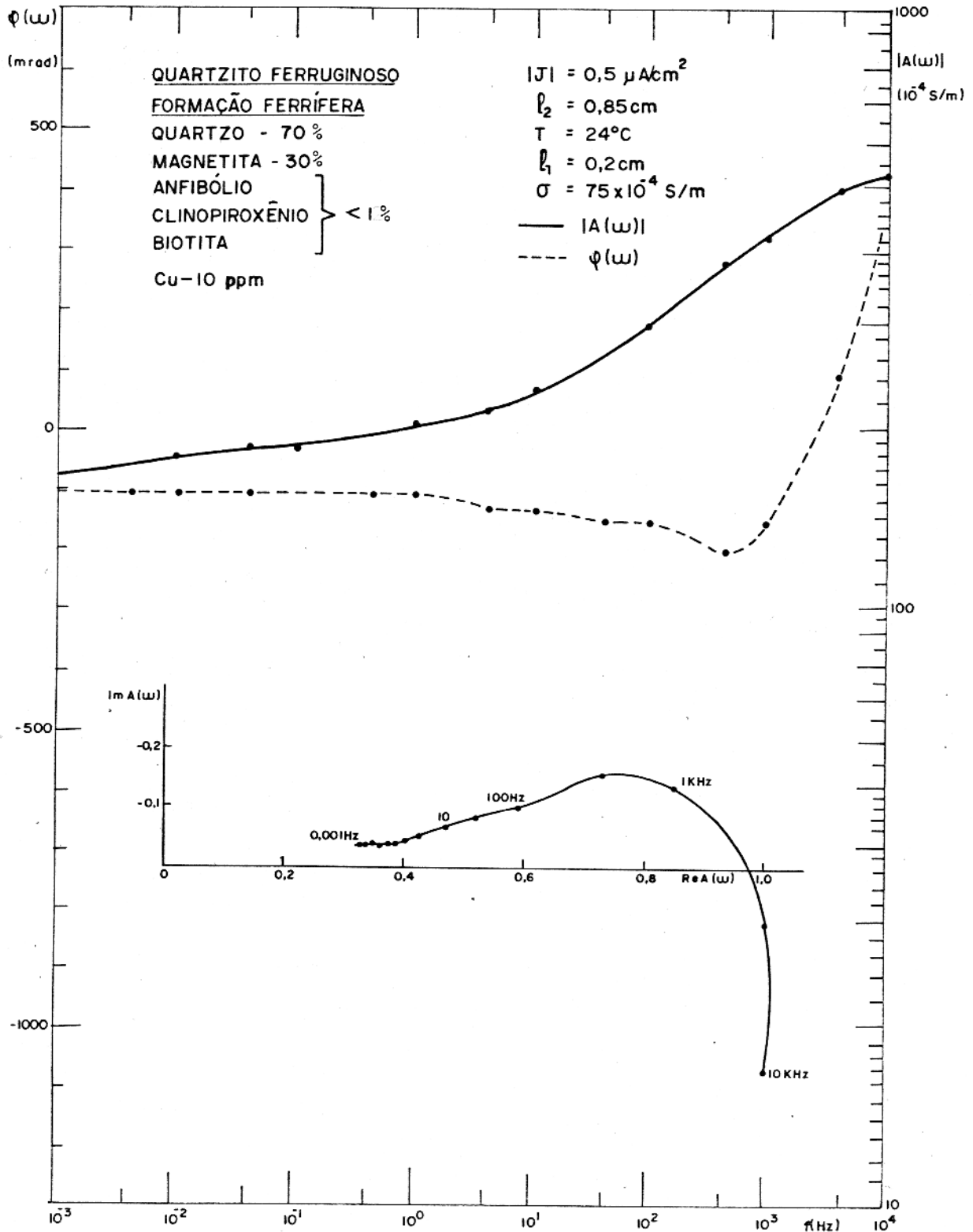


Fig. 51 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para a amostra M1F2-35,70-35,80.

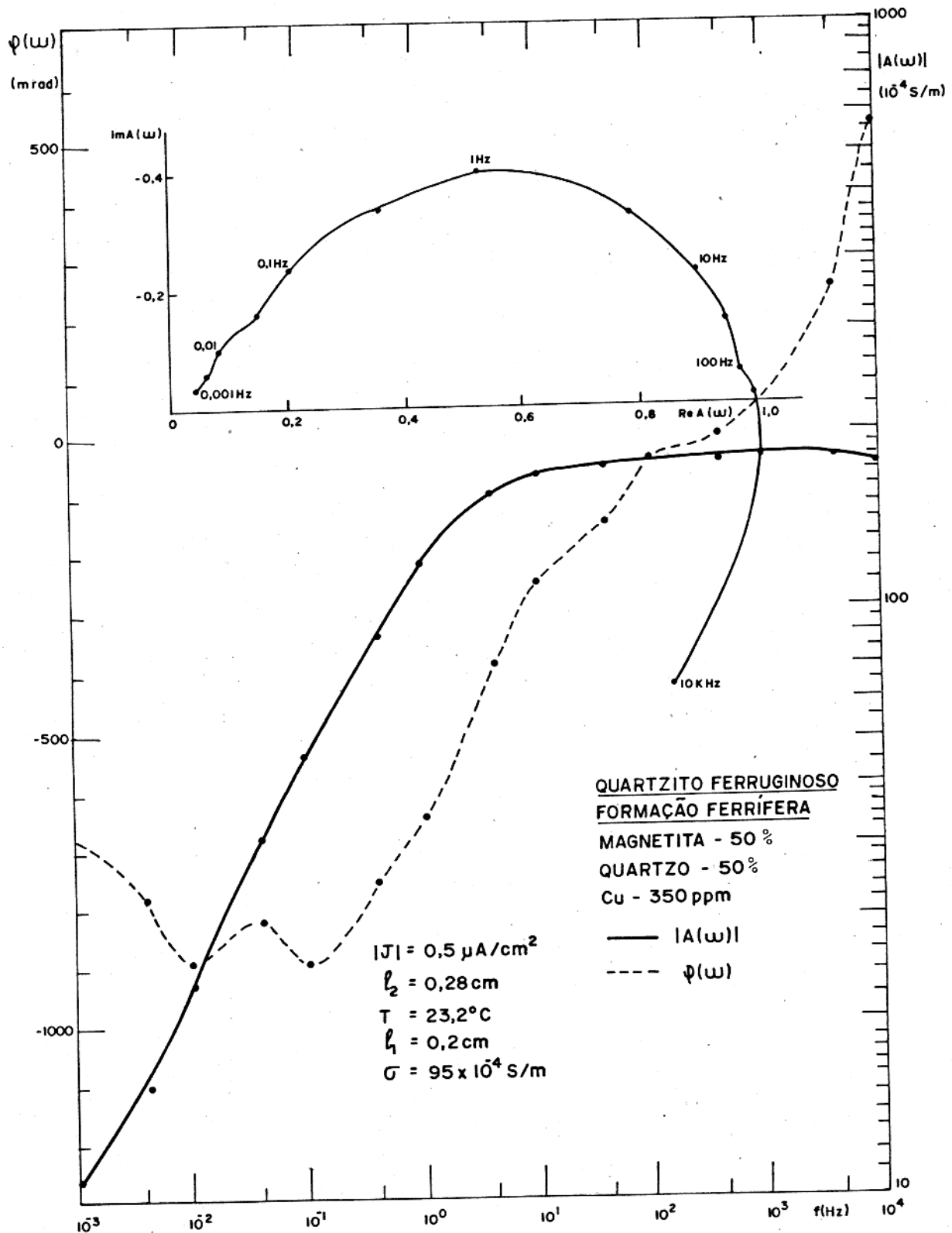


Fig. 52 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase da condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para a amostra M1F2-51,30-51,40.

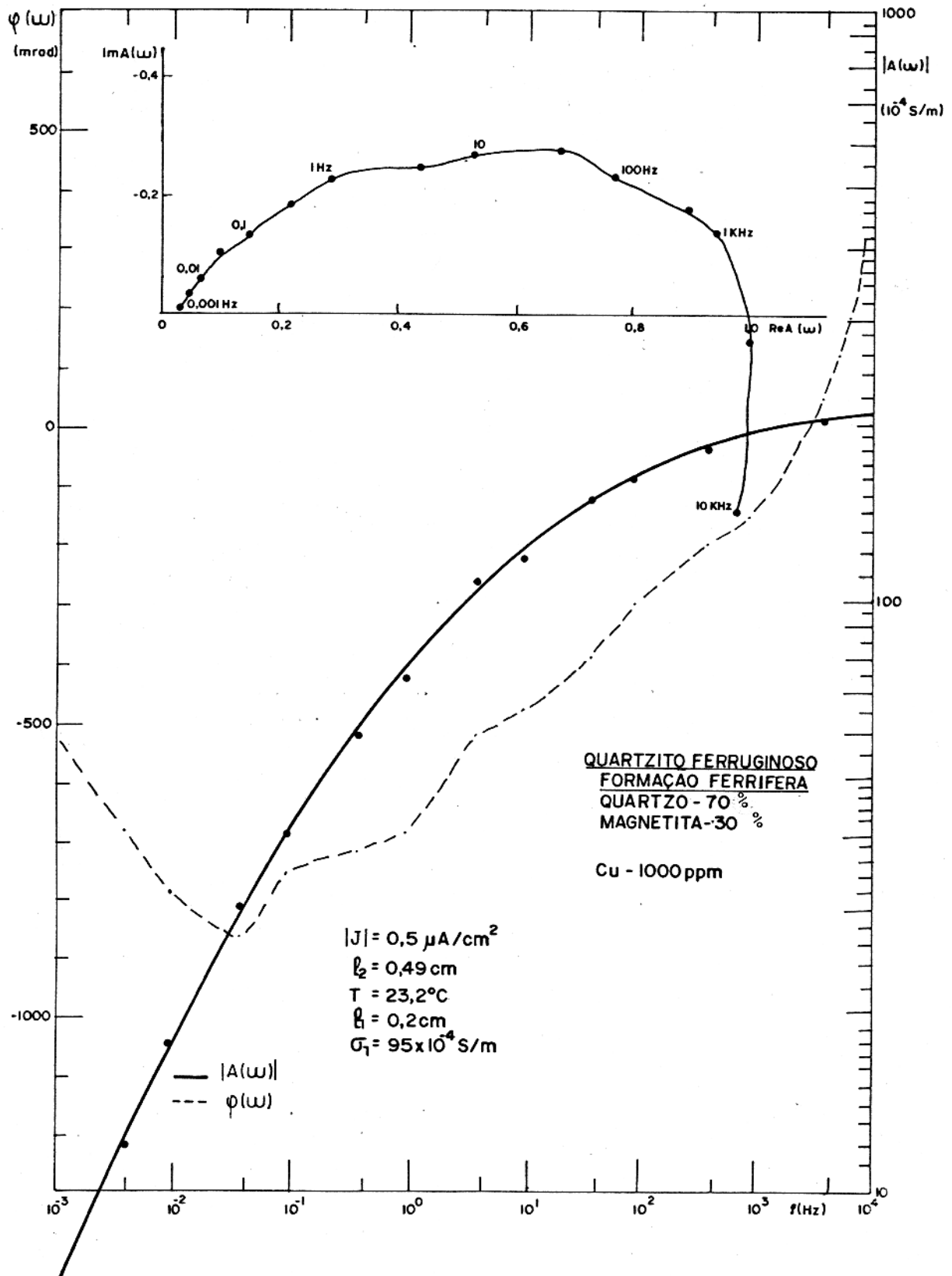


Fig. 53 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para a amostra M1F2-51,50-51,60.

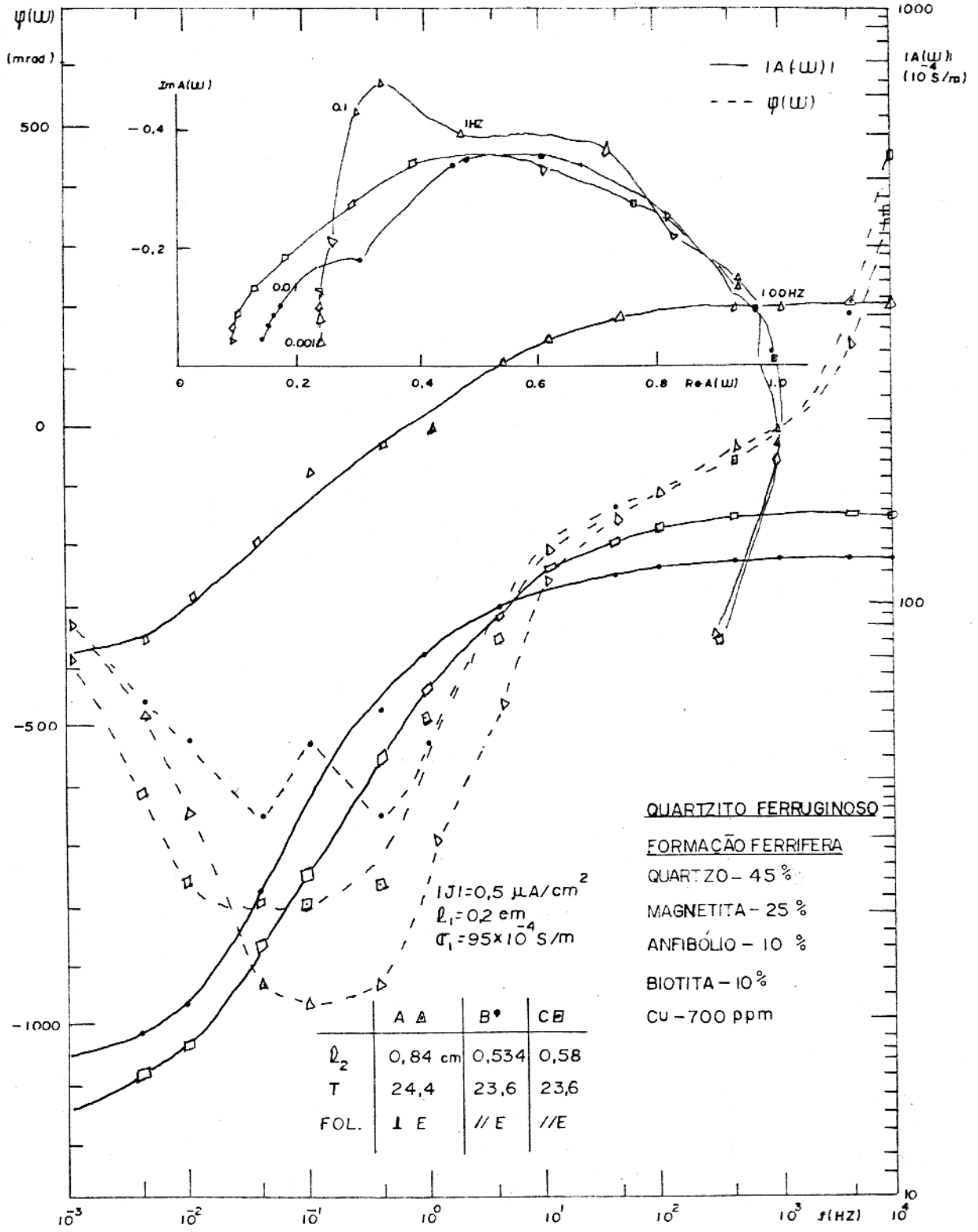


Fig. 54 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos em 3 pedaços A, B e C da amostra M1F2-58,00-58,10.

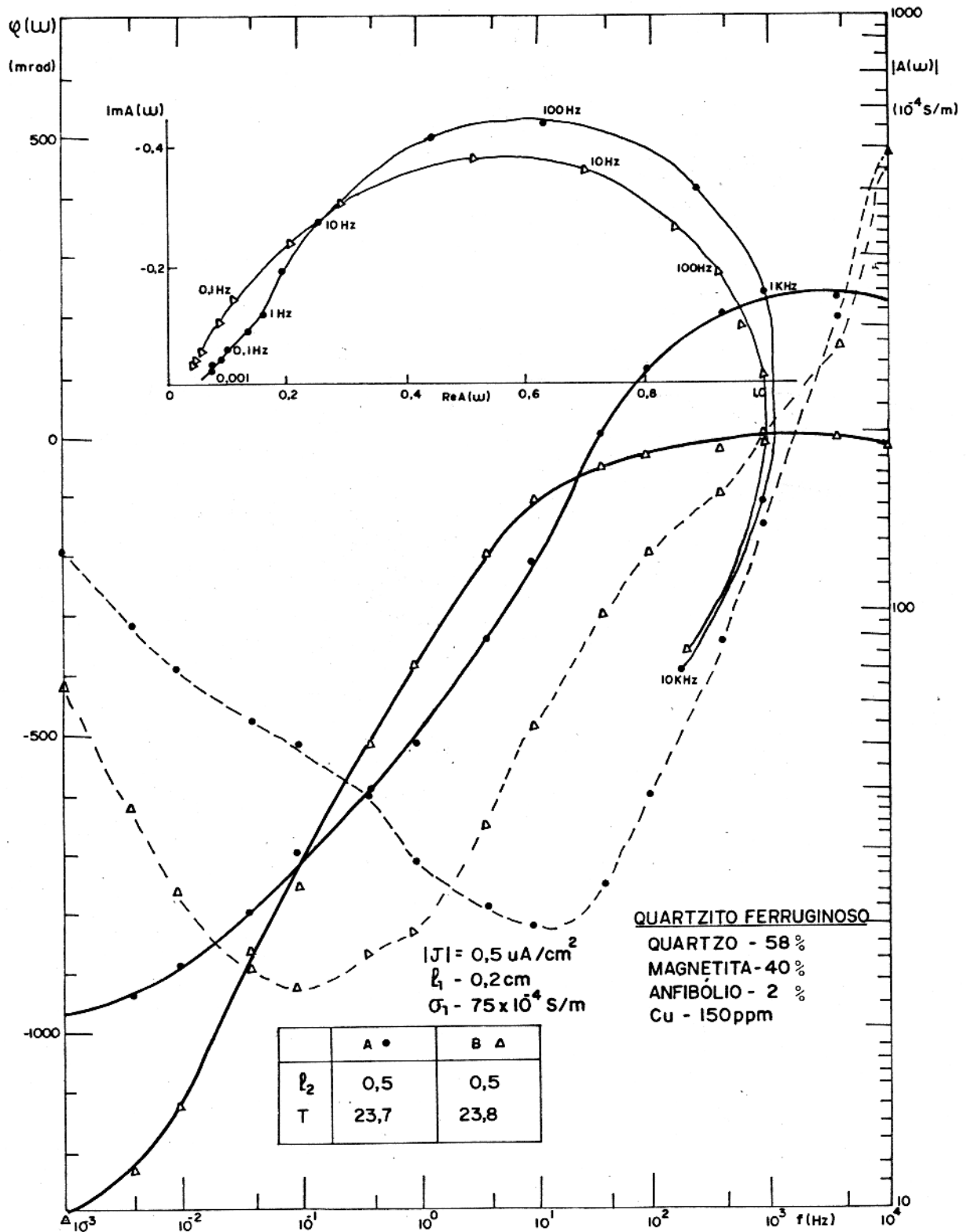


Fig. 55 - Análise petrográfica, teor de cobre, espectros de amplitude e fase de condutividade e curvas de relaxação tipo Cole-Cole obtidos para 2 pedaços A e B da amostra M1F2 - 78,20-58,30.

4.3. Análise dos Resultados

Dos resultados apresentados (Figs. 30 a 55) observa-se inicialmente a variação espectral da amplitude, fase e curva de relaxação da condutividade total entre os vários grupos petrográficos. Nas figuras 56, 57 e 58 estão apresentados espectros de amplitude e fase, e curvas de relaxação tipo Cole-Cole para amostras de granito, anfibólio-xisto, anfibolito, biotita-xisto e formação ferrífera.

De maneira geral é difícil interpretar os espectros de condutividade (amplitude e fase) e as curvas de relaxação devido à falta de dados petrográficos (mineralogia e textura) nos trabalhos anteriores de medidas de condutividade elétrica.

Apesar disso é possível correlacionar os resultados obtidos para as amostras de formação ferrífera com dados publicados por Keller em 1966. As medidas de condutividade para o granito, biotita-xisto, anfibólio-xisto, e anfibolito encontram-se também dentro dos intervalos determinados por outros autores (Griffiths and King, 1965).

Além disso as medidas de laboratório estão correlacionadas aos dados obtidos em campo utilizando métodos de polarização induzida/resistividade e eletromagnético/AFMAG (Campbell e Sauck, 1979), (Apêndice 1).

Para analisar os resultados dentro de cada grupo petrográfico é importante considerar que o teor dos minerais presentes nas amostras foi obtido a partir de lâminas delgadas e seções polidas cortadas adjacientemente às suas faces. Dessa forma, as variações encontradas em pedaços de uma mesma amostra (Fig. 44 D) provavelmente são causadas por variações mineralógicas (teor de minerais e textura) entre os vários pedaços. Apesar disso, a repetitividade das medidas é boa, principalmente os espectros de fase e as curvas de relaxação.

Nas amostras de granito (Figs. 30, 31, 32 e 33) a amplitude da condutividade varia entre 2×10^{-4} S/m até 15×10^{-4} S/m. Seu espectro é quase plano em baixas frequências e em frequências

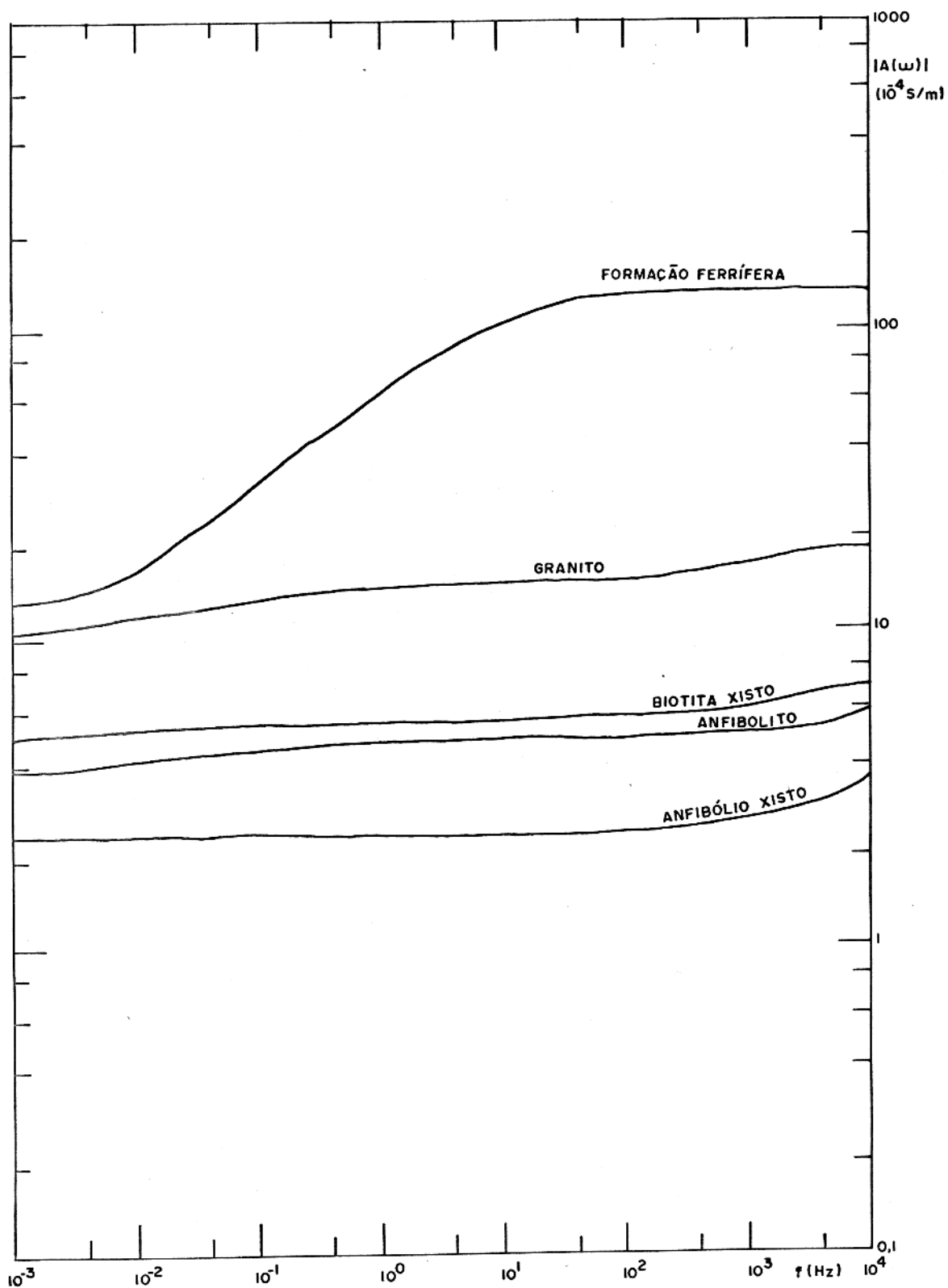


Fig. 56 - Espectros de amplitude para algumas amostras típicos de diferentes litologias.

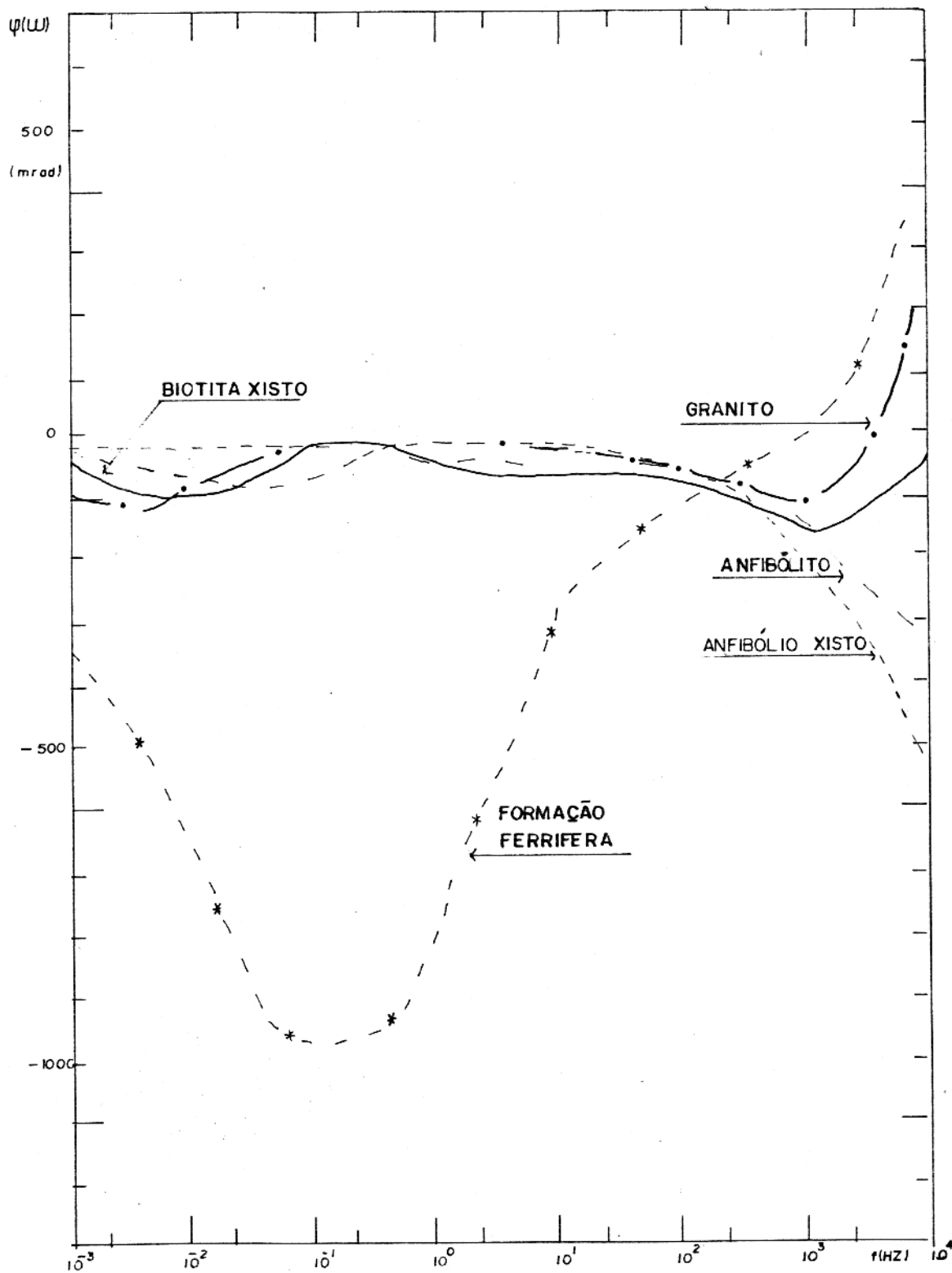


Fig. 57 - Espectros de fase de algumas amostras típicos de diferentes litologias.

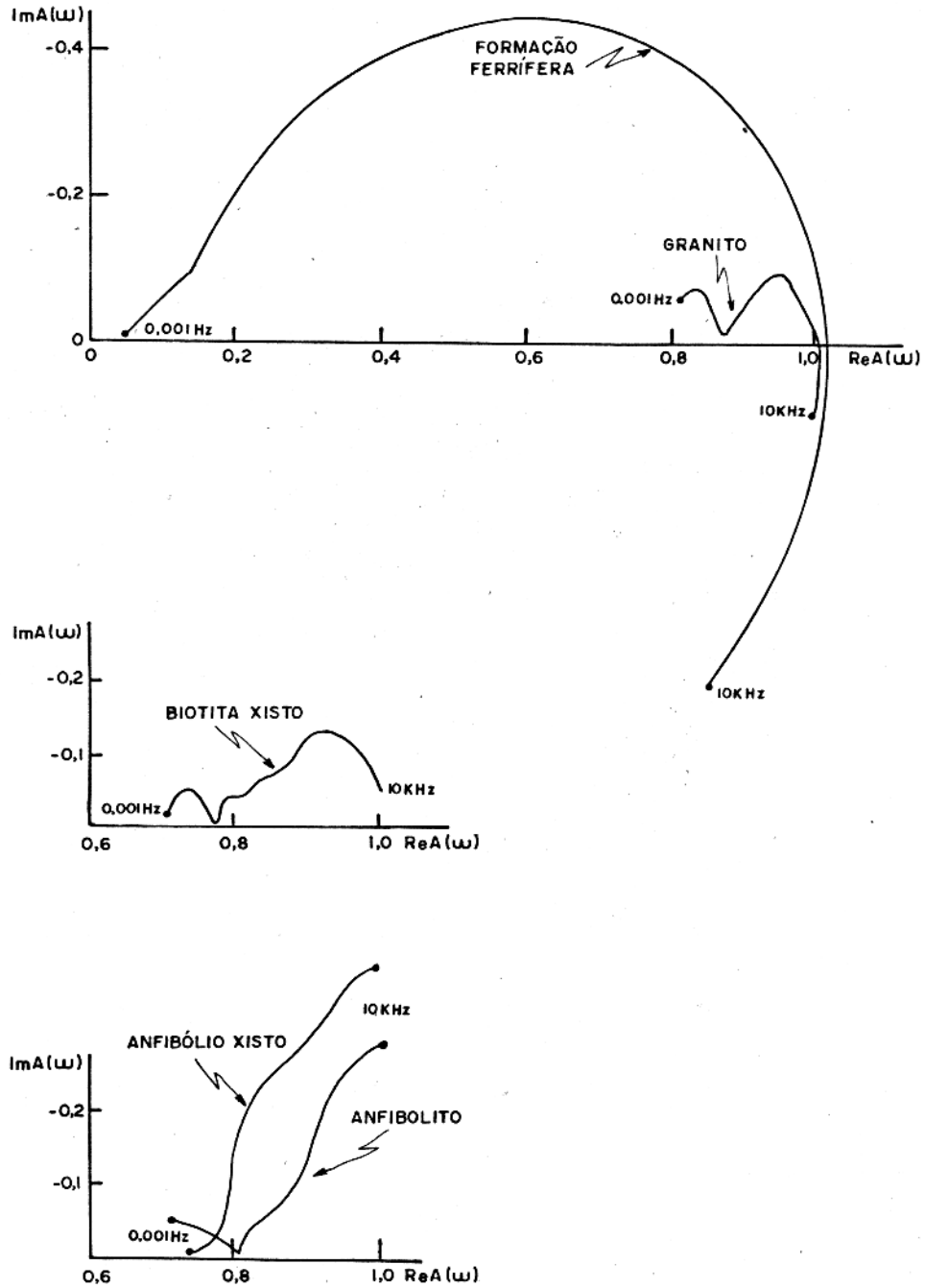


Fig. 58 - Figuras de relaxação de algumas figuras típicas de diferentes litologias.

mais altas sua variação está relacionada ao teor de cobre. O espectro de fase apresenta dois mínimos, um em 10^{-2} Hz e outro entre 400 Hz e 10 KHz; esses mínimos são influenciados diretamente pelo teor de cobre presente na amostra (Fig. 59a). Observa-se que o 1º mínimo é mascarado pelo segundo quando o teor de cobre aumenta. Do mesmo modo que os espectros de fase, as curvas de relaxação, tipo Cole-Cole, mostram a ocorrência de dois tempos de relaxação distintos sendo que, aquele que ocorre em frequências mais altas mascara o que ocorre em frequências mais baixas, quando o teor de cobre aumenta (Fig. 59b).

De acordo com o que visto sobre polarização (Ver Seção 2.1) o primeiro mínimo está relacionado com polarização eletroquímica, enquanto o segundo é provavelmente devido à polarização interfacial.

Do que se observa na análise petrográfica para o granito conclui-se que a polarização interfacial é devida à ocorrência de inclusões de calcopirita nos silicatos e esta predomina sobre a polarização eletroquímica.

As amostras de biotita-xisto (Figs. 34 a 41 e 44 D) apresentam condutividades ($|A(\omega)|$) variando de $0,8 \times 10^{-4}$ S/m a 30×10^{-4} S/m. Nesse grupo observa-se claramente a variação da condutividade com a anisotropia das amostras (Fig. 40). A condutividade paralelamente à foliação é maior que a condutividade perpendicularmente, embora haja outros fatores que podem mascarar esse resultado (por ex. a composição mineralógica). O espectro de amplitude apresenta uma variação ligeiramente superior à do granito. No espectro de fase ocorrem dois mínimos bem definidos, da mesma forma que nas curvas de relaxação aparecem dois tempos de relaxação bem definidos. Pode-se relacionar o primeiro mínimo de fase com polarização eletroquímica devida à presença de calcopirita nos contatos entre as palhetas de biotita, enquanto o segundo mínimo é devido, provavelmente, à polarização interfacial provocada pela ocorrência de minerais opacos inclusos nos silicatos. Observa-se também efeitos indutivos (fases positivas) relacionados diretamente à posição da foliação da rocha em relação ao fluxo de corrente. O efeito indutivo é maior quando o fluxo de corrente é paralelo à foliação

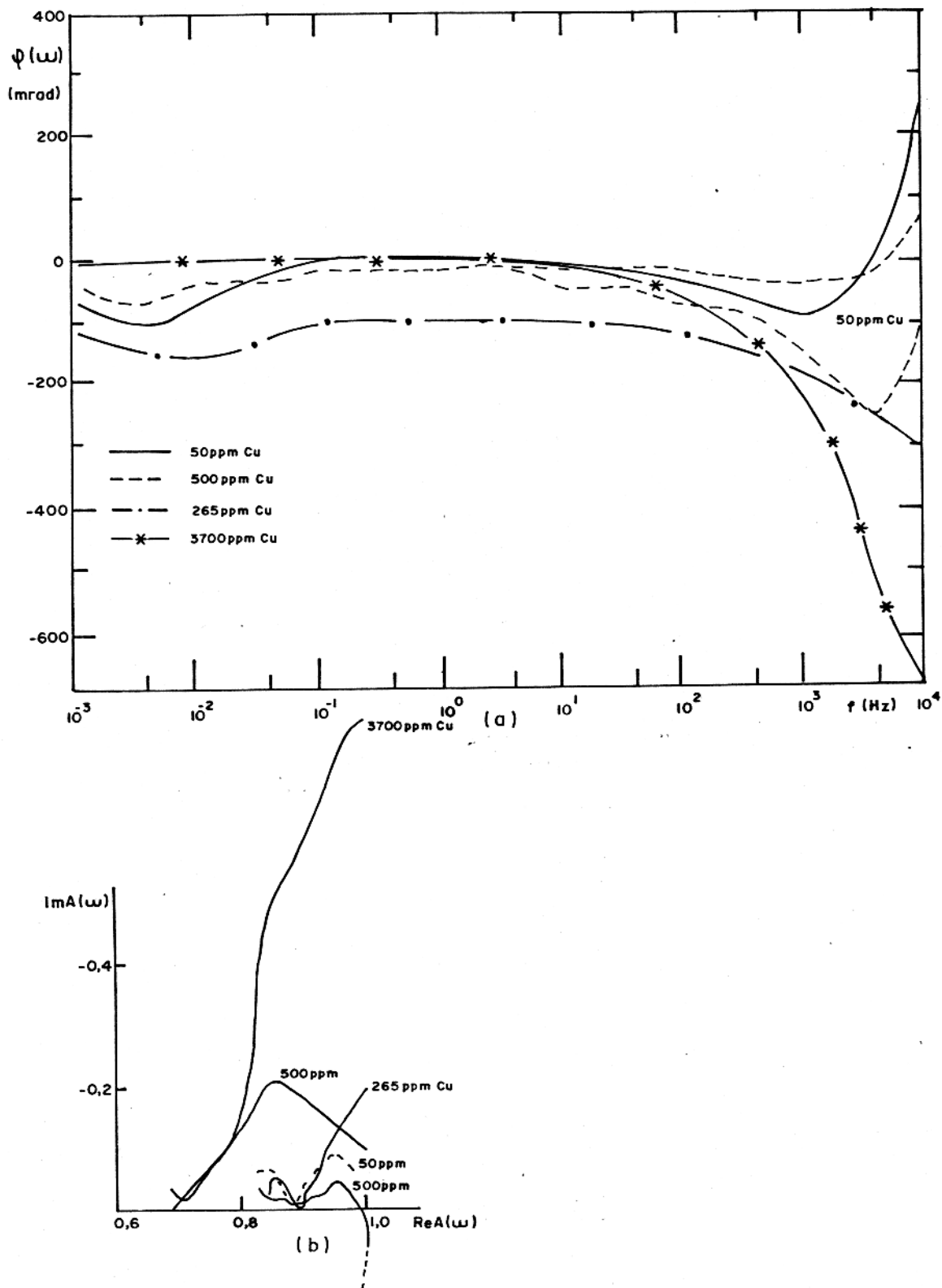


Fig. 59 (a) - Espectros de fase de amostras de granito

(b) - Curvas de relaxação tipo Cole-Cole para as amostras de granito.

(Fig.40) provavelmente devido a que os planos de foliação possuem densidades de corrente maiores que a densidade média calculada para um fluxo de corrente uniforme. Nas amostras desse grupo não parece haver relação sistemática entre o teor de cobre e os espectros de amplitude e fase.

As amostras de anfibólio-xisto e de anfibolito (Figs. 42 a 48) apresentam espectros de amplitude semelhantes variando de 2×10^{-4} S/m até 30×10^{-4} S/m. Entretanto, nos espectros de fase e diagramas tipo Cole-Cole observa-se que as amostras de anfibolito apresentam dois mínimos de fase e dois lóbulos no diagrama de Cole-Cole, enquanto no anfibólio-xisto só ocorre um mínimo em frequência alta e com amplitude maior que no anfibolito. Isto se deve, provavelmente, a que no anfibolito os minerais opacos (magnetita, calcopirita) ocorrem nas interfaces dos minerais principais, provocando polarização eletroquímica, e como inclusões nos silicatos ocasionando polarização interfacial. No anfibólio-xisto os opacos ocorrem principalmente como inclusões nos silicatos o que resulta na predominância de polarização interfacial. O teor de cobre parece não ter influência nos espectros de amplitude e fase. Observa-se ainda que o efeito indutivo (fase positiva) está relacionado à presença de magnetita na amostra (Fig. 48). Além disso, observa-se que o efeito indutivo é maior quando o fluxo de corrente é paralelo à foliação da amostra (Fig. 45).

As amostras de formação ferrífera (Figs. 49 a 55) mostram uma grande variação nos espectros de amplitude da condutividade (10×10^{-4} S/m a 300×10^{-4} S/m). O espectro de fase apresenta um mínimo bem definido, no intervalo de frequências de 10^{-2} Hz a 10^1 Hz com amplitudes médias de -800 mrad. O teor de cobre parece não ter nenhuma influência sistemática embora a sua presença altere os espectros de amplitude e fase consideravelmente. Na amostra M1F2-58,20 - 58,30 (Fig.55) fizemos duas medidas: em A não havia calcopirita visível a olho nu, enquanto em B havia um pequeno grão em uma das faces da amostra. Observou-se que a presença do grão de calcopirita em uma das faces da amostra deslocou o mínimo de fase para uma frequência mais baixa.

Comparando-se os resultados obtidos para as amostras de formação ferrífera com os obtidos por Pelton et al (1975)

observa-se que nestes (Fig. 60) o mínimo de fase ocorre em frequências bem mais altas, provavelmente devido à ausência da calcopirita juntamente com a magnetita, ou devido a diferenças no sistema de medida utilizado (eletrodos e forma de onda). Nas curvas de relaxação observa-se a ocorrência de dois processos distintos de polarização, embora o de mais baixa frequência esteja mascarado pelo de alta frequência. A partir das observações petrográficas e das curvas de relaxação conclui-se que a polarização eletroquímica é devida, provavelmente, à ocorrência de calcopirita nas interfaces quartzo-magnetita (Fig. 28 e 29) e que a polarização interfacial se deve à ocorrência de calcopirita e magnetita inclusas no quartzo (Fig. 29c). Observou-se também o forte efeito indutivo provocado pela presença da magnetita. O teor de magnetita está diretamente relacionado ao ponto de mudança de efeito capacitivo para efeito indutivo: quanto maior o teor de magnetita menor a frequência em que esta passagem se dá.

É difícil fazer-se uma interpretação quantitativa dos resultados devido ao pequeno número de amostras. De granito e anfibólio-xisto apenas 4 amostras de cada foram medidas e nestas havia variações no teor dos minerais presentes.

Dos resultados obtidos, inferiu-se que o teor de cobre presente nessas amostras (10 a 6000 ppm) não apresenta nenhuma influência sistemática, com exceção do granito, enquanto que a presença da magnetita (1 a 60%) altera consideravelmente os espectros de amplitude e fase de condutividade. Infelizmente, não houve, entre as amostras de formação ferrífera cedidas pela DOCEGEO, nenhuma com ausência total de calcopirita, de maneira a se obter o espectro de condutividade da magnetita isoladamente.

Do que se observa, na maioria das amostras, em termos de tempos de relaxação é que existem dois mecanismos de polarização distintos, um com tempo de relaxação de 500 a 10 seg e outro com tempo de relaxação aproximadamente de 10^{-3} seg. Comparando esses resultados com os mecanismos de polarização apresentados na Seção 2.1 conclui-se que o primeiro tempo é característico de polarização eletroquímica e se deve, provavelmente, à presença de minerais opacos (magnetita, calcopirita) nas interfaces dos silica

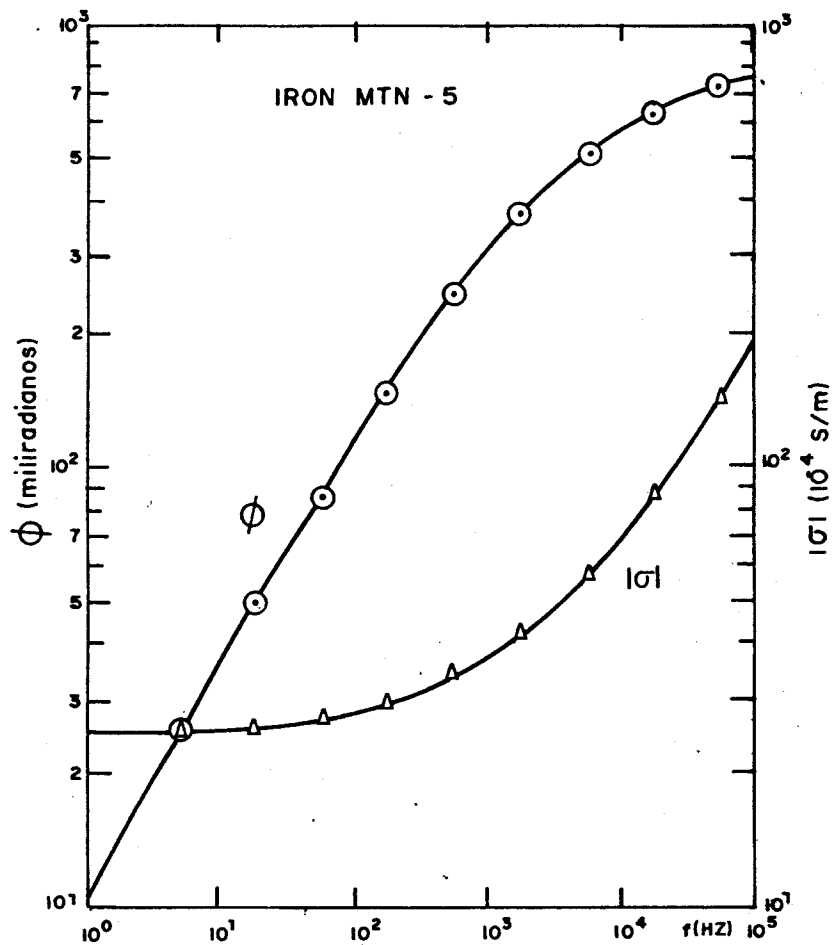


Fig. 60 - Espectro de amplitude e fase da condutividade obtidos sobre mineralização massiça de magnetita próximo a IRON SPRINGS, Utah. Obtido a partir de dados publicados por Peltón et al., 1977.

tos enquanto o segundo é mais encontrado em polarização interfacial provocado, provavelmente, pela ocorrência de inclusões de minerais condutores (magnetita e calcopirita) nos silicatos. Isto poderia ser caracterizado medindo-se a condutividade dessas amostras com vários teores de umidade, desde saturadas até secas, pois a polarização eletroquímica não se verifica em amostras secas.

Além disso, nas amostras de formação ferrífera o sistema de eletrodos utilizado não foi o mais adequado devido aos fortes efeitos indutivos provocados pela presença de magnetita invalidando, com isso, as equações (32) e (33) desenvolvidas na Seção 2.2. Seria necessário, para diminuir esses efeitos, medir a condutividade dessas amostras utilizando um sistema de quatro eletrodos pontuais em arranjo dipolo-dipolo (Seção 2.4). Entretanto, isto não foi possível fazer devido ao tamanho das amostras ser muito pequeno e com grandes variações laterais de composição.

5. CONCLUSÕES

O objetivo deste trabalho foi de, medindo a condutividade elétrica complexa de amostras de rochas da área MM1-Alvo1, Distrito dos Carajás, auxiliar na interpretação de dados geofísicos obtidos com a aplicação dos métodos polarização induzida/resistividade e eletromagnético/AFMAG (Campbell e Sauck, 1979).

Dentro desse objetivo, o trabalho foi bem sucedido, pois mostrou claramente que as amostras de formação ferrífera com diferentes teores de calcopirita são as que apresentam maiores variações de condutividade com a frequência (PFE). É nessas amostras que se observam também as maiores condutividades no intervalo de frequências utilizado no levantamento com método eletromagnético/AFMAG.

Entretanto, dentro de um objetivo mais amplo de estudar os mecanismos de condução e polarização presentes nesses materiais, o trabalho não foi suficiente devido à inúmeros fatores como o pequeno número de amostras, seu tamanho, forma e grandes inogeneidades de composição.

Como saldo positivo, este trabalho contribuiu para a implantação do Laboratório de Propriedades Elétricas de Rochas do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da UFPA com a montagem de uma estufa a vácuo, onde se pode obter condições ambientais invariantes no tempo, e dos pré-amplificadores diferenciais de alta impedância de entrada necessários para as medidas de tensão em amostras de baixa condutividade. O desenvolvimento dos eletrodos utilizados neste trabalho também foi importante por nos colocar em condições de preparar eletrodos de platina-platinizada de qualquer formato e em qualquer número possibilitando o desenvolvimento de trabalhos posteriores sem necessidade de importação de tecnologia para fabricação de eletrodos.

Em relação ao estudo dos mecanismos de condução e polarização presentes nesses materiais observa-se a necessidade de definição de um estudo mais detalhado com amostras em maior número

ro, mais homogêneas, maiores, de maneira a se poder aplicar outros métodos de medida para isolar certos fatores que influenciaram o presente trabalho.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, Roman (1972). Electrical conduction phenomena in rocks. Berkeley, University of California 160 pg. Ph.D. Thesis.
- BEISIEGEL, V.R., BERNARDELLI, A.L., DRUMMOND, N.F., RUFF, A.W. & TREMAINE, J.W. (1973). Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. Rev. Brasileira de Geociências 3(4):215-242.
- BEISIEGEL, V.R. & FARIAS, N.F. (1978). Ocorrências de cobre na Serra dos Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, Nov. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia. v.4. p. 1419-1430.
- BENTES, A. & SAUCK, W.A. (1979). Suscetibilidade magnética dos solos como um indicador de mineralização de cobre, área MM1, Serra dos Carajás, Pará. In: Resumo da Reunião Anual da SBPC, 31, p. 457.
- BERNARDELLI, A.L. & BEISIEGEL, V.R. (1978). Geologia econômica da jazida de manganês do azul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, Nov. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia. v. 4. p. 1431-1444.
- CAMPBELL Hooker, Enrique & SAUCK, W.A. (1979). AFMAG, Polarização induzida e magnetometria aplicada a prospecção de cobre na área MM1, Serra dos Carajás, Pará. In: Resumo da Reunião Anual da SBPC, 31. p. 457.
- CARAJÁS: staggering iron ore reserves in isolated splendor (1975) Engineering and Mining Journal. 176(11):145-150 Nov.
- COLLET, L.S. & KATSUBE, T.J. (1973). Electrical parameters of rocks in developing geophysical techniques. Geophysics. 38:76-91.
- DIAS, Carlos Alberto (1972) Analytical Model for a polarizable medium at radio and lower frequencies. Journal of Geophysical Research. 77(26): 4945-4956.
- FEYNMAN, R.T.; LEIGHTON, R.B. & SANDS, M. (1972) The Feynman lectures on physics. 7^o ed. Massachusetts, Addison-Wesley. v.2.
- FULLER, B.D. & WARD, S.H. (1970). Linear systems description of the electrical parameters of rocks. IEEE Transactions on Geoscience

Electronics. 8(1):7.18.

- GRAHAME, D.C. (1947). The electrical double layer and the theory of electrocapilarity. Chemical Reviews. 41:441-491.
- GRIFFITHS, D.H. & KING, R.F. (1965). Applied Geophysics for Engineers and Geologists. 1st ed. Osford. Pergamon Press Ltd. 223 pg.
- HILL, N.; VAUGHAN, W.E.; PRICE, A.M. & DAVIES, M. (1969). Dielectrics properties and molecular behavior. London, Van Nostrand.
- JORDAN, E.C. & BALMAIN, K.G. (1971). Electromagnetic waves and radiating systems. 2 ed. New Delhi, Prentice-Hall. 753 p.
- KATSUBE, T.J. (1977). Electrical properties of rocks. In: Induced Polarization for exploration geologists and geophysicists Short Course. Arizona, University - Dep. Geo. p. 15-44.
- KELLER, G.V. (1966). Electrical properties of rocks and minerals. In: CLARK, S.P. (1966) Handbook of physical constants. 2 ed. New York, Geol. Soc. of America. Memoir 97. p. 553-577.
- KELLER, G.V. & FRISCHKNECHT, F.C. (1966). Electrical methods in Geophysical prospecting. 1st ed. Oxford. Pergamon Press. 513 pg.
- LEVINSON, A.A. (1974). Introduction to exploration geochemistry. Maywood, Illinois, Applied Publishing. 469 p.
- MADDEN, T.R. & CANTWELL, T. (1967). Induced polarization, a review. In: Mining Geophysics. SEG. 2:373-400.
- MARSHALL, D.J. & MADDEN, T.R. (1959). Induced polarization, a study of its causes. Geophysics. 24:790-816.
- PARKHOMENKO, E.J. (1967). Electrical properties of rocks. Plenum, 314 p.
- PELTON, W.J.; SMITH, B.D. & STILL, W.R. (1977). Interpretation of complex resistivity and dielectric data. Paper submitted for publication in Geophysics.
- PELTON, W.J.; WARD, S.H.; HALLOF, P.G.; STILL, W.R. & NELSON, P.H. (1977). Mineral discrimination and removal of inductive coupling with Multi-Frequency IP. In: Induced Polarization for

- Exploration Geologists and Geophysicists, Short Course. Arizona, University-Dep. Geo. 285-354.
- REILLY, W.J. (1972). Use of the international systems of units (SI) in geophysical publications. Journal of Geology and Geophysics. New Zealand. 1(1):148-156. Mar.
- REITZ, J.R. & MILFORD, F.J. (1964). Foundations of eletromagnetic theory. 3 ed. Massachusetts, Addison-Wesley. 387 pg.
- RZHEVSKY, V. & NOVIK, G. (1971) The physics of rocks. Moscow, MIR. 320 pg.
- SAUCK, W.A. (1969). A Laboratory study of induced electrical polari- zation in selected anomalous rock types. Arizona, University. Dep. Geo. 120 pg.
- SAUCK, W.A. & GOUVÊA, J.L. (1977). Relatório do Projeto Carajás- Geofísica. NCGG/UFPa.
- SCOTT, J.H.; CARROL, R. & CUNNINGHAM, D.R. (1967). Dielectric constant and electrical conductivity measurements of moist rock: a new laboratory method. Journal of Geophysical Research. 72(20): 5110-5115.
- SHUEY, R.T. (1975) Semiconducting ore minerals. Amsterdam Elsevier. 415 pg.
- SHUEY, R.T. (1977). Electrical properties of minerals. In: Induced polarization for exploration geologists and geophysicists, Short Course. Arizona, University. Dep. Geo. 1-14.
- STANDARD Methods; for the examination of water and wastewater (1975) 14 ed. Washington, APHA/AWWA/WPCF p. 73-74.
- SUMNER, J.S. (1976). Principles of induces polarization for geophysical exploration. New York, Elsevier. 277 pg.
- VON HIPPEL, A.R. (1966). Dielectrics and waves, Student Ed., Massachusetts, MIT Press, 284 pg.

7. A P E N D I C E S

- 7.1. PERFIL COMPOSTO (GEOLOGIA, SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DOS SO
LOS, CAMPO MAGNÉTICO, VALOR GEOQUÍMICO - ppm/Cu) PARA OS PER
FIS: - LT 6000 (F1)
- LT 5250 (F2)
- LT 5750 (F3)

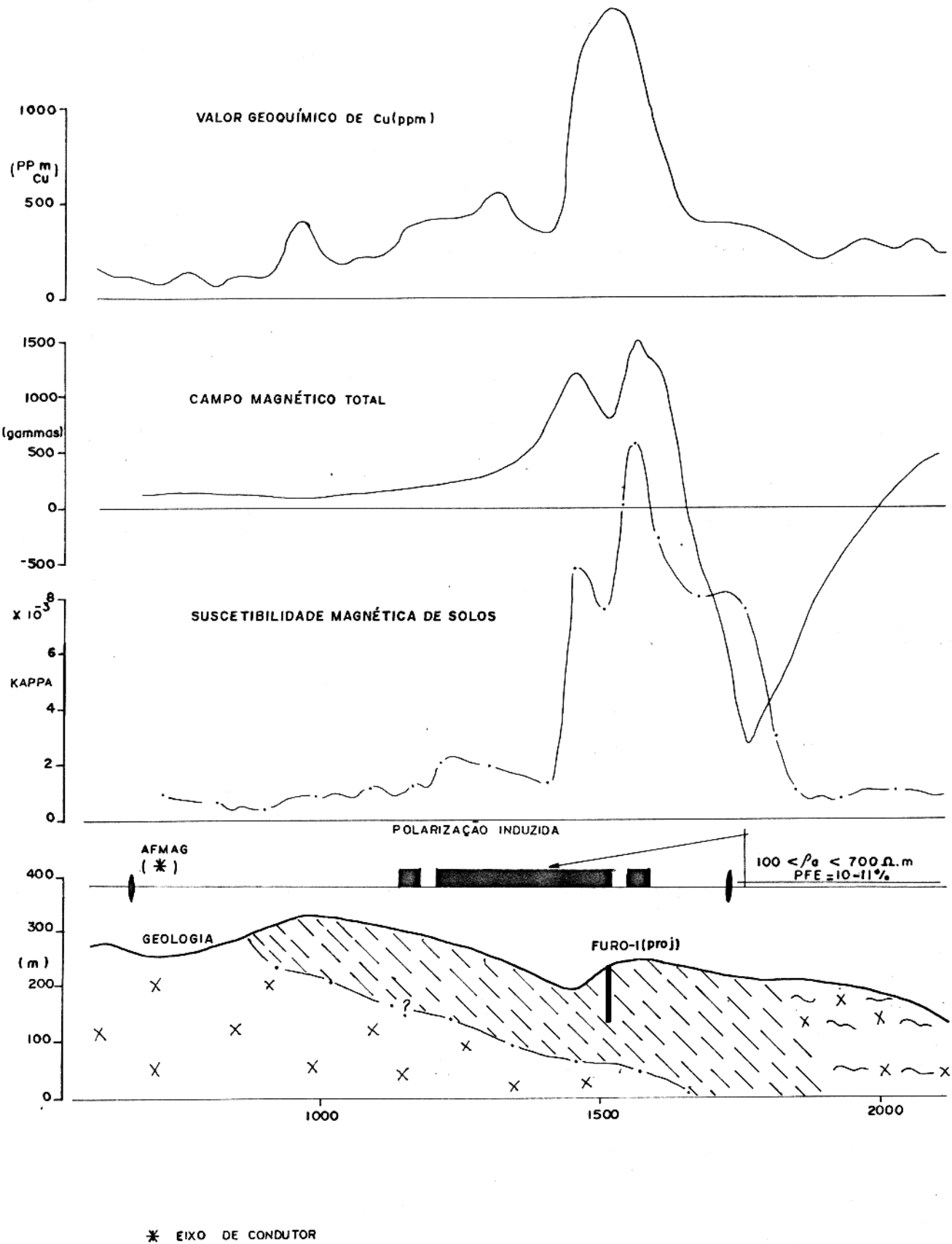


Fig. 61 - Perfil composto da linha LT 6000 (F1)

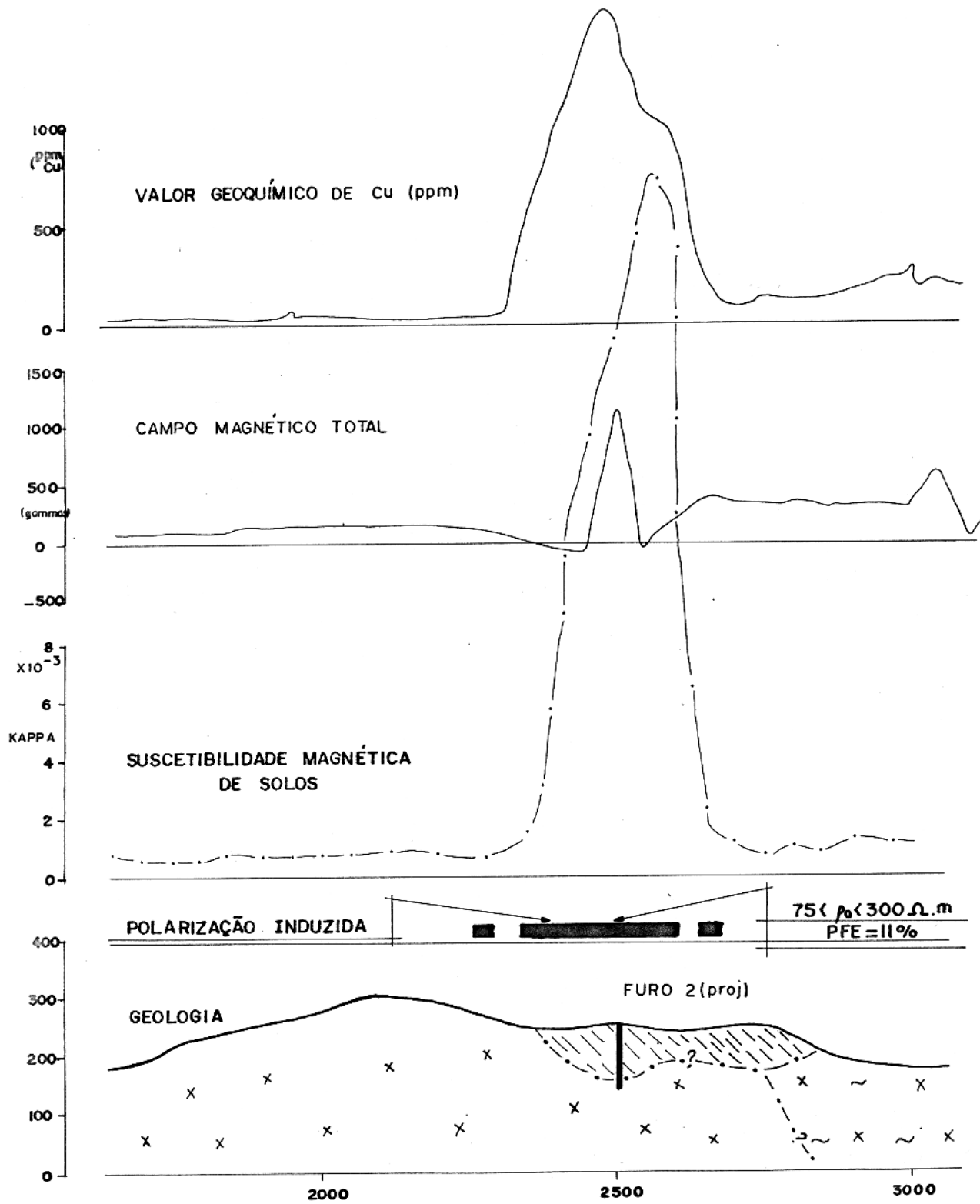


Fig. 62 - Perfil composto da linha LT 5250 (F2)

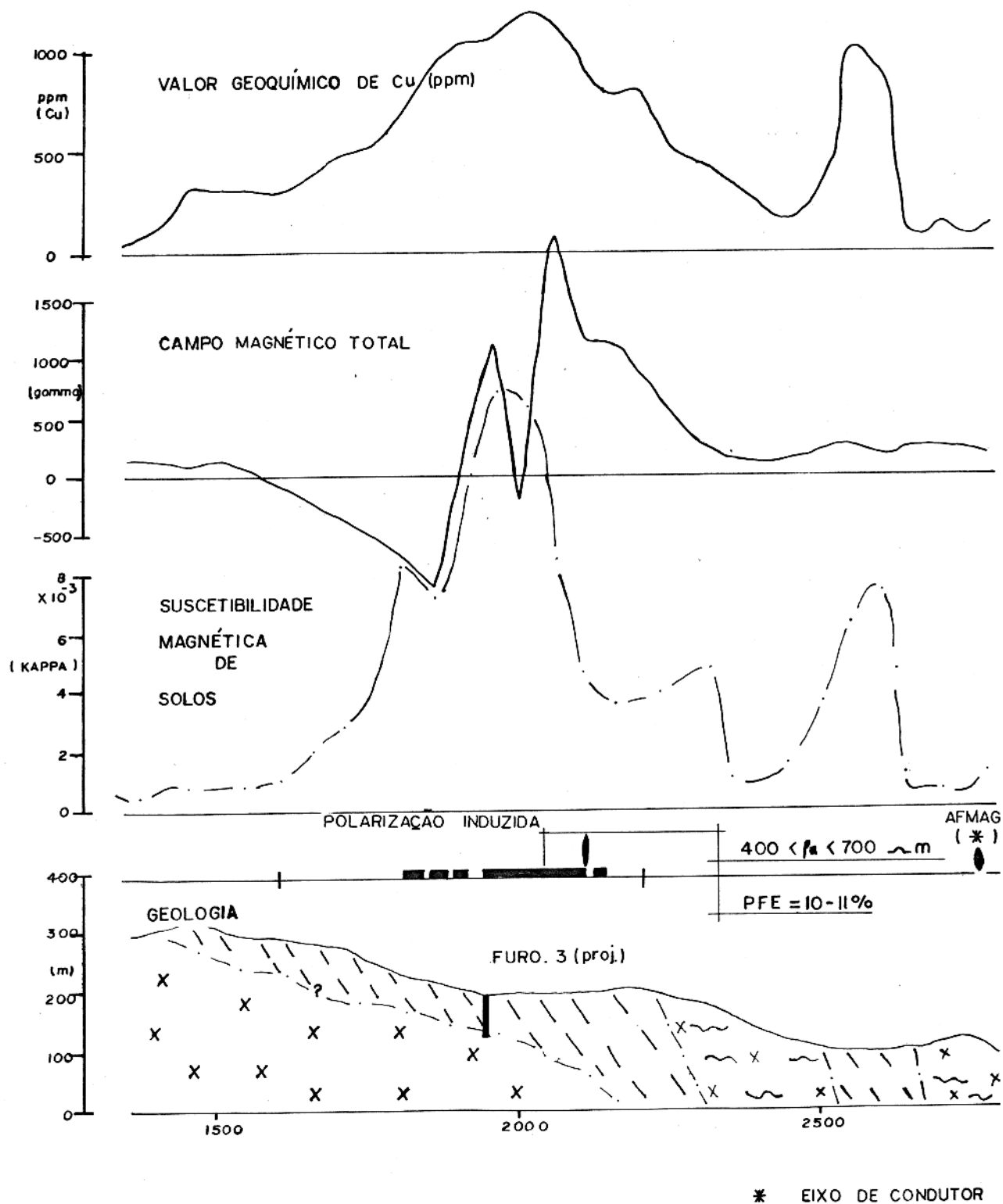


Fig. 63 - Perfil composto da linha LT 5750 (F3)

7.2. ANÁLISE DA ÁGUA ONDE FORAM IMERSAS AS AMOSTRAS

ANÁLISE DA ÁGUA ONDE AS AMOSTRAS FORAM IMERSAS

pH - 6,7
Condutividade - 130 $\mu\text{S}/\text{cm}$
Acidez em H^+ - 0,60 mg/l
Alcalinidade a fenolftaleina - 0,00
Sulfato - 2,76 mg/l
Alcalinidade ao metilorange - 72 mg/l
Ferro total - 3 mg/l
 CO_3^{--} (carbonato) - 0,00
 HCO_3^- (bicarbonato) - 87,84 mg/l
 OH^- (hidróxido) - 0,00
 Ca^{++} (cálcio) - 70,00 mg/l
Magnésio - 7,81 mg/l
 CO_a livre - 26,18 mg/l
 CO_2 total - 103,48 mg/l
Dureza total - 102,00 mg/l
Dureza de carbonato n - 72,00 mg/l
Dureza de carbonato m - 30,03 mg/l
Cloreto - 20,99 mg/l
 Na^+ (sódio) - 8,0 mg/l
 K^+ (potássio) - 4,0 mg/l

LOCAL DE ANÁLISE: LABORATÓRIO DE ANÁLISE DE ÁGUAS DO NCGG-UFPA.

DATA: 25/06/79.