

## MEDIDAS DE CONDUTIVIDADE ELÉTRICA COMPLEXA DE AMOSTRAS DE ROCHAS DA ÁREA MM1 – ALVO 1 – DISTRITO DOS CARAJÁS

BRÍGIDA RAMATI P. DA ROCHA e WILLIAM AUGUST SAUCK

*Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas – Universidade Federal do Pará – Campus Universitário do Guamá  
Caixa Postal 1611 – 66000 Belém – Pará – Brasil*

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 the interpretation of 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.

A petrographic study of the samples was carried out using thin sections, polished sections and X-ray diffraction. Copper contents in the form of sulphides was determined using atomic absorption. As a result of the petrographic study, the samples were classified in five distinct groups: granite, biotite schist, amphibolite, amphibole schist and magnetite quartzite-iron formation.

In the conductivity measurements it was observed that, among the five groups, the samples of iron formation gave the largest frequency variations. 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.

### INTRODUÇÃO

Na área MM1-Alvo 1, Distrito dos Carajás, foram realizados levantamentos geofísicos utilizando os métodos magnetométricos, polarização elétrica 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 elétrica induzida/resistividade e eletromagnéticas/AFMAG. Com o objetivo de auxiliar a interpretação dos resultados do levantamento geofísico de campo, foi efetuado um estudo da condutividade elétrica complexa de rochas dessa área (granito, xistos e formação ferrífera) no intervalo de frequências de  $10^{-3}$  Hz até  $10^4$  Hz, cujos resultados são apresentados em continuação.

Este trabalho objetivou também levantar dados que permitam estabelecer uma correlação entre a condutividade elétrica complexa e a composição mineralógica e textural das amostras.

### SITUAÇÃO GEOLÓGICA E AMOSTRAGEM

O distrito dos Carajás está localizado ao sul do Estado do Pará, entre os rios Araguaia e Xingu, com sua maior parte no município de Marabá. Seus limites aproximados são os paralelos  $5^{\circ}50'S$ - $6^{\circ}35'S$  e os meridianos  $49^{\circ}30'W$ - $52^{\circ}00'W$ , 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). Beisiegel e Farias (1978) informam que, estão sendo estudadas no Distrito dos Carajás, além das jazidas de minério de ferro, as jazidas de Bauxita (Platô N5), Manganês (Projeto Azul), Níquel (Projeto Vermelho) e de Cobre (Área MM1) (Fig. 1).

A área MM1 abrange um conjunto de elevações alinhadas na direção NW-SE com desníveis de até 200 m e representa 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.

O presente trabalho foi desenvolvido utilizando amostras das diversas litologias, de modo a estudar a condutividade elétrica das rochas presentes na área. As amostras, de 5 cm a 10 cm de comprimento provêm de testemunhos de sondagem de três furos (F1, F2 e F3) da área MM1-Alvo 1. Na Fig. 2 apresentamos a localização das amostras no perfil geológico dos furos.

### Condução e Polarização Elétrica 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 íons presentes na água, sua valência, mobilidade, e

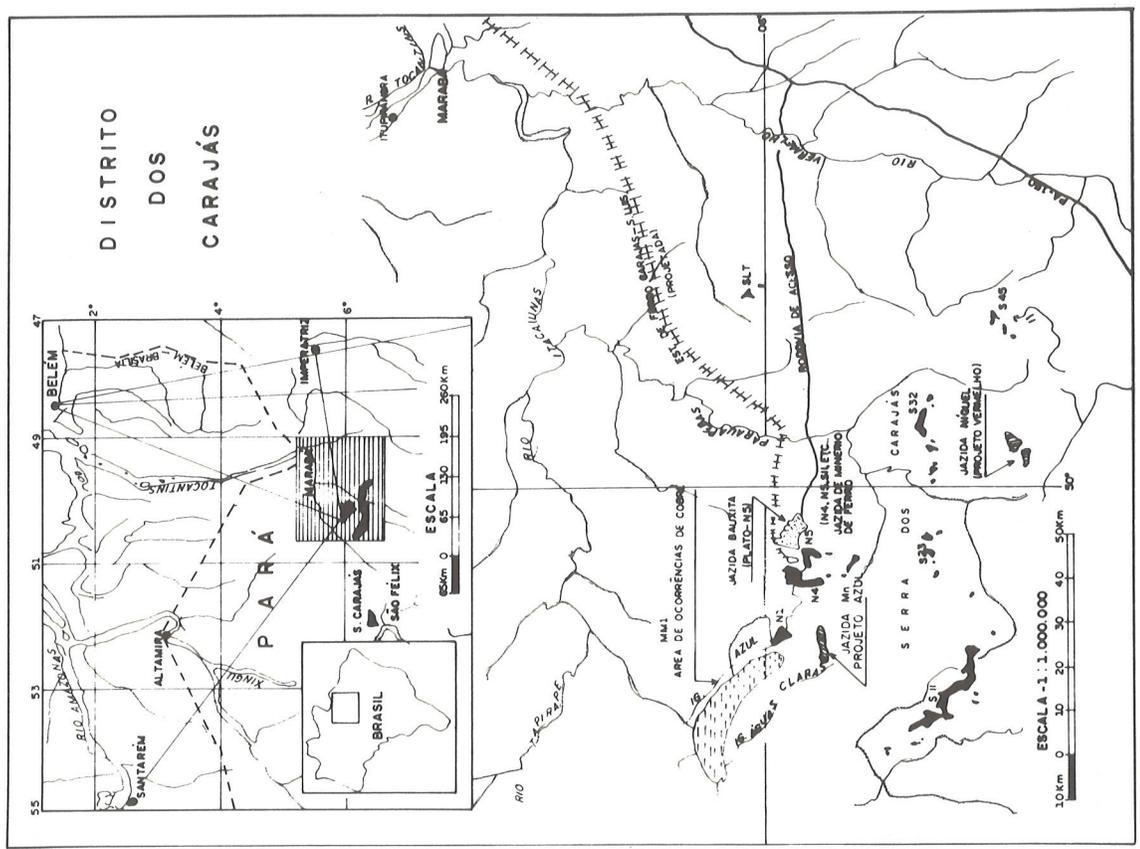
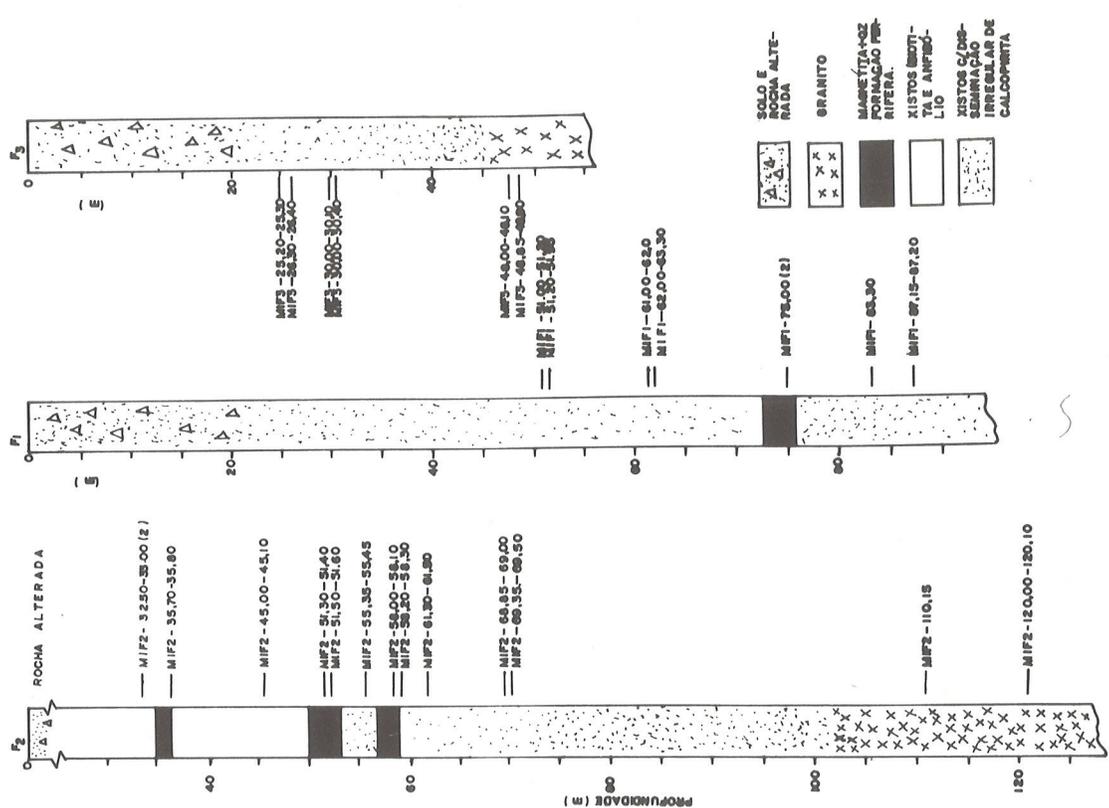


Figura 2 — Perfil geológico dos furos F1, F2 e F3 da Área MM1—Alvo 1, com a localização das amostras cedidas pela DOCEGEO.

Figura 1 — Mapa de localização do Distrito dos Carajás, segundo Beisiegel et al 1973 e Beisiegel e Farias, 1978.

temperatura. No arcabouço sólido das rochas, a condução tem lugar de acordo com as propriedades dos minerais que o formam (Keller e Fringschnecht, 1966). Quando existe uma interface condutor metálico — eletrólito, 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 e Madden, 1959).

Nas interfaces argila-eletrólito também ocorrem fenômenos de polarização conhecidos como polarização de membrana. 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 e Madden, 1959, Shuey, 1975). O fluxo de corrente 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.

### Condutividade e Constante Dielétrica Complexas

Para baixas densidades de corrente ( $J < 1 \mu A/cm^2$ ) (Scott et al, 1967) e para temperatura e pressão constantes existe uma relação linear entre o campo elétrico,  $\vec{E}$ , e a densidade de corrente  $\vec{J}$  em uma rocha. No caso geral, esta relação constitui uma quantidade tensorial que varia com os parâmetros físicos da rocha.

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

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

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

onde o vetor  $\vec{x}$  denota a dependência espacial,  $\vec{E}$  é o campo elétrico

onde o vetor  $\vec{x}$  denota a dependência espacial,  $\vec{E}$  é o campo elétrico,  $\vec{D}$  o vetor deslocamento elétrico,  $\vec{B}$  é a indução magnética,  $\vec{H}$  é o campo magnético, e o segundo termo do lado direito da equação (2) representa a corrente de deslocamento  $\vec{J}_d$ .

De modo a observar somente a variação com a frequência ( $\omega$ ), os parâmetros elétricos serão simplificados a funções escalares da frequência, colocando pressão, temperatura, grau de umidade e composição mineralógica constantes, e restringindo nossa atenção a relações lineares entre  $J$  e  $E$ . Sob essas simplificações, as equações constitutivas são:

$$\vec{J}(\vec{x}, \omega) = \sigma(\omega) \vec{E}(\vec{x}, \omega), \quad (3)$$

$$\vec{D}(\vec{x}, \omega) = \epsilon(\omega) \vec{E}(\vec{x}, \omega), \quad (4)$$

$$\vec{B}(\vec{x}, \omega) = \mu(\omega) \vec{H}(\vec{x}, \omega) \quad (5)$$

onde  $\sigma$  é a condutividade elétrica,  $\epsilon$  é a permissividade elétrica e  $\mu$  é a permeabilidade magnética, e o meio implícito é homogêneo e isotrópico, mas cada parâmetro elétrico ( $\sigma$ ,  $\epsilon$  e  $\mu$ ) representa uma função complexa da frequência ( $\omega$ ) (Fuller and Ward, 1970).

Aplicando as relações constitutivas (3), (4) e (5) às equações de Maxwell (1) e (2), e considerando campos harmônicos,  $\vec{E}$  e  $\vec{H}$ , de frequência  $\omega$  conclui-se que:

$$\nabla \times \vec{E}_0(\vec{x}) = j\omega\mu \vec{H}_0(\vec{x}) \quad (6)$$

$$\nabla \times \vec{H}_0(\vec{x}) = (\sigma - j\omega\epsilon) \vec{E}_0(\vec{x}), \quad (7)$$

onde

$$\vec{J}_c = \sigma \vec{E}_0(\vec{x}) \quad (8)$$

$$\vec{J}_d = -j\omega\epsilon \vec{E}_0(\vec{x}) \quad (9)$$

As quantidades  $\sigma(\omega)$ ,  $\epsilon(\omega)$  e  $\mu(\omega)$  podem ser escritas como:

$$\sigma(\omega) = \sigma_R(\omega) - j\sigma_I(\omega) \quad (10)$$

$$\epsilon(\omega) = \epsilon_R(\omega) + j\epsilon_I(\omega) \quad (11)$$

$$\mu(\omega) = \mu_R(\omega) + j\mu_I(\omega) \quad (12)$$

O sinal negativo na parte imaginária de  $\sigma$  está relacionado ao efeito capacitivo de polarização que  $\sigma_I$  provoca, enquanto os sinais positivos na parte imaginária de  $\epsilon$  e  $\mu$  estão associados com resistência à implantação dos campos elétricos e magnéticos no meio.

Utilizando as relações (10), (11) e (12) nas equações (6) e (7) e separando as partes reais das imaginárias obtém-se:

$$\nabla \times \vec{E}_0(\vec{x}, \omega) = -\omega\mu_I(\omega) \vec{H}_0(\vec{x}, \omega) + j\omega\mu_R(\omega) \vec{H}_0(\vec{x}, \omega) \quad (13)$$

$$\nabla \times \vec{H}_0(\vec{x}, \omega) = (\sigma_R(\omega) + \omega\epsilon_I(\omega)) \vec{E}_0(\vec{x}, \omega) - j(\sigma_I(\omega) + \omega\epsilon_R(\omega)) \vec{E}_0(\vec{x}, \omega). \quad (14)$$

Os dois termos à direita da equação (14) representam, respectivamente, as densidades de corrente em fase e em quadratura com o campo elétrico  $\vec{E}_0$ . Juntos, eles representam a densidade de corrente total ( $\vec{J}_T$ ) em uma região destituída de fontes internas de corrente.

Denominando a relação entre  $\vec{J}_T$  e  $\vec{E}_0$  de condutividade total,  $A(\omega)$ , onde

$$|A(\omega)| = \sqrt{(\sigma_R(\omega) + \omega\epsilon_I(\omega))^2 + (\sigma_I(\omega) + \omega\epsilon_R(\omega))^2} \quad (15)$$

A defasagem entre  $\vec{J}_T$  e  $\vec{E}_0$ ,  $\phi(\omega)$  é dada por:

$$\phi(\omega) = -\text{arc tg} \frac{\sigma_1(\omega) + \omega\epsilon_R(\omega)}{\sigma_R(\omega) + \omega\epsilon_I(\omega)} \quad (16)$$

**METODOLOGIA**

Para realização das medidas elétricas foram utilizados pedaços de 0,5 cm a 2 cm de espessura, com faces paralelas, de material macroscopicamente homogêneo os quais foram encapsulados em resina de poliéster depois de revestidos em fita de teflon para evitar 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 correlacionar as medidas de condutividade elétrica com composição mineralógica e textura, foram efetuados estudos petrográficos das amostras com lâminas delgadas e seções polidas. Foi utilizado o método de estimativa visual. As lâminas e seções polidas foram cortadas paralela e adjacente às faces das amostras utilizadas em medida de condutividade. Além da determinação ótica, foram identificados os minerais mais abundantes como a magnetita, a biotita, a hornblenda e o quartzo com difração de raios-X.

Devido à baixa porcentagem de calcopirita nas amostras, foi determinado o teor de cobre sob a forma de sulfeto por espectrofotometria de absorção atômica. Para isso foi utilizada uma mistura ácida de água oxigenada e ácido ascórbico e padrões de composição semelhante às soluções das amostras.

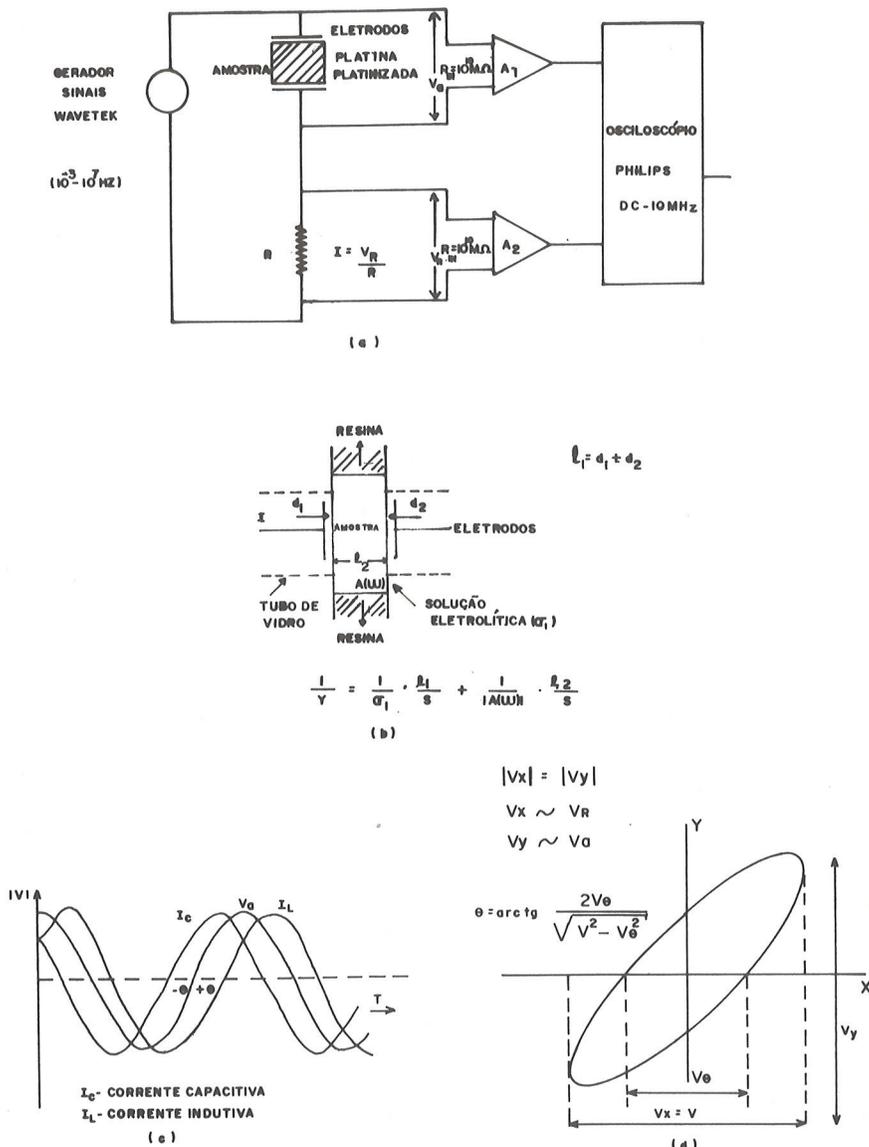


Figura 3 — a) Representação esquemática do método de medida utilizado para obter  $A(\omega)$ .  
 b) Representação esquemática do modelo de fluxo de corrente uniforme utilizado para medida de  $|A(\omega)|$ .  
 c) Relação de fase entre  $V_a$  e  $I$ .  
 d) Figura de Lissajous para Medidas de Fase.

## Medidas de Condutividade

O método empregado para medir a condutividade complexa das amostras, utiliza o campo elétrico aplicado à amostra e a densidade de corrente que a percorre, a partir da medida de voltagens e resistência conforme esquematizado na Fig. 3. O sistema de medidas utilizado consistiu de um gerador de sinais, dois pré-amplificadores diferenciais com alta impedância de entrada, e um osciloscópio de dois canais com memória. Na obtenção das medidas foram empregados dois eletrodos de platina platinizada, desenvolvidos no Laboratório de Propriedades Elétricas do NCGG para este estudo.

O sistema de porta-eletrodos consistiu de dois recipientes confeccionados em acrílico, de forma cilíndrica com capacidade para 50 ml de água. 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. Para evitar dispersão de corrente na água entre a amostra e os eletrodos, estes foram circundados por um tubo de vidro de 1/2" de diâmetro.

O sistema eletrodos-amostra-porta-eletrodos ficou em uma câmara fechada para evitar variações de temperatura e ruídos eletromagnéticos nas medidas. A temperatura da câmara, de  $24^{\circ}\text{C} \pm 1^{\circ}\text{C}$ , foi medida através de um termistor colocado junto ao porta-eletrodo. Foram medidos  $|A(\omega)|$  e  $\phi(\omega)$  em 15 frequências no intervalo de  $10^{-3}$  Hz a  $10^4$  Hz e seus valores tem um erro relativo médio de 5% e 2% respectivamente.

## APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

A análise petrográfica permitiu classificar as amostras em cinco grupos distintos: granito, biotita-xisto, anfíbolito, anfíbólio-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 teor de cada mineral presente nas amostras está apresentado na Tabela 1.

O granito, com coloração rósea e granulação média tem textura hipidiomórfica. É composto principalmente de feldspato alcalino (microclina), quartzo, plagioclásio e biotita, esta menos abundante. Como acessório, ocorrem clorita, fluorita e epidoto. A microclina perfitica, em cristais subhédricos e poucos argilizados é o mineral mais abundante. O quartzo em cristais anédricos 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 da albita; algumas vezes zonado e pouco sericitizado. Os minerais presentes a ní-

vel de acessórios são lamelas esparsas de clorita proveniente da alteração da biotita, fluorita em grãos intersticiais e raros epidotos.

O biotita xisto, tem como principal característica sua textura xistosa onde se distinguem palhetas de biotita bastante desenvolvidas exibindo pleocroísmo marrom claro (X), a marrom escuro (Y,Z), alinhadas segundo o plano de foliação da rocha, constituindo o mineral predominante. Cristais bem diferenciados 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 escuro, contendo por vezes diminutas inclusões de plagioclásio e quartzo. Como minerais acessórios ocorrem clinopiroxênio, apatita e minerais opacos.

O anfíbolito, formado basicamente por cumingtonita e hornblenda apresenta textura algo orientada. Os plagioclásios estão quase totalmente saussuritizados (dificultando sua determinação ótica) ocorrendo de modo subordinado na rocha. Quartzo, em grãos anedrais, raros, diminutos, exibindo forte extinção ondulante, ocorre normalmente como inclusão nos minerais mais abundantes. Apatita e minerais opacos ocorrem raramente.

O anfíbólio xisto apresenta textura granoblástica composta predominantemente de grãos xenoblásticos de quartzo em arranjo poligonizado apresentando quase sempre forte extinção ondulante. Hornblenda e cumingtonita em cristais pouco desenvolvidos ocorrem intercalados aos grãos de quartzo. Ocorrem também carbonatos (provavelmente calcita), opacos (magnetita) e palhetas de clorita sem expressão percentual.

O quartzito ferruginoso — formação ferrífera 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. Clinopiroxênio em cristais pouco alterados e anfíbólio ocorrem dispersamente nesta rocha.

Os espectros de amplitude da condutividade total das amostras estudadas neste trabalho estão apresentadas nas Figs. 4 e 5. Na Fig. 6 são apresentados os espectros de fase da condutividade para amostras típicas das diversas litologias estudadas. É difícil interpretar os espectros de condutividade devido à falta de dados petrográficos (mineralogia e textura) nos trabalhos anteriores de medidas de condutividade elétrica.

Nas amostras de granito (Fig. 4) a amplitude da condutividade varia entre  $2 \times 10^{-4}$  S/m até  $15 \times 10^{-4}$  S/m. Seu espectro é quase plano em baixas frequências e em frequências 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 10KHz (Fig. 6).

Tabela 1 – Composição mineralógica das amostras.

GRUPO PETROGRÁFICO	N.º DE AMOSTRAS	LOCALIZAÇÃO DA AMOSTRA	PLAGIOCLÁSIO	MICROCLINA	QUARTZO	BIOTITA	ANFIBÓLIO	FELDSPATO	HORNBLENDA	CLORITA	CALCITA	TURMALINA	OPACOS (MAG.+ CALC)	MAGNETITA	PPM/CU	DIREÇÃO FOLIAÇÃO
GRANITO	01	MIF2 - 110,05 - 110,15	20	47	30	3									50	
	02	MIF2 - 112,00 - 120,10	17	50	30	3									500	
	03	MIF3 - 48,00 - 48,10	40	27	30	3									265	
	04	MIF3 - 48,85 - 48,90	40	27	30	3									3700	
BIOTITA - XISTO	05	MIF3 - 30,00 - 30,10	50			25	25								140	
	06	MIF3 - 33,30 - 30,40	45			35	20						<1		6000	
	07	MIF1 - 61,00 - 62,00			1	75	20	3						<1	1000	
	08	MIF2 - 45,00 - 45,10	25		5	60	10							<1	40	E
	09	MIF2 - 55,35 - 55,45			1	97			1					<1	70	E
	10	MIF2 - 61,30 - 61,50	30		10	50	10							<1	6000	⊥ E
	11	MIF2 - 69,35 - 69,50	10		10	70	10							<1	270	⊥ E
	12	MIF2 - 68,85 - 69,00	40		14	45								1	55	⊥ E
	16	MIF2 - 25,20 - 25,30	20		5	45	30							110	⊥ E	
ANFIBÓLIO - XISTO	13	MIF1 - 51,00 - 51,20	2		3	14	80							1	320	
	14	MIF1 - 51,20 - 51,95	5		5	20	70							<1	325	
	15	MIF3 - 25,20 - 25,30	5		40	15	40								110	⊥ E
	17	MIF3 - 26,30 - 26,40			60		35			2,5	2,5				50	E
ANFIBOLITO	18	MIF3 - 26,30 - 26,40	40				60								50	E
	19	MIF1 - 62,00 - 62,30	25			25	35					15			3200	
	20	MIF1 - 83,00 - ,	19						80					1	10	
	21	MIF2 - 32,50 - 33,00	5				90							5	60	E
QUARTZ FERRUGINOSO FORM. FERRÍFERA	22	MIF1 - 75,00			35		5							60	1200	
	23	MIF1 - 87,15 - 87,20			5		65							30	3500	
	24	MIF2 - 35,70 - 35,80			70	<1	<1							30	10	
	25	MIF2 - 51,30 - 51,40			50									50	350	
	26	MIF2 - 51,50 - 51,60			70									30	1000	
	27	MIF2 - 58,00 - 58,10			55	10	10							25	700	
	28	MIF2 - 58,20 - 58,30			58		2							40	150	

⊥ E = transversal ao campo elétrico

|| E = paralela ao campo elétrico

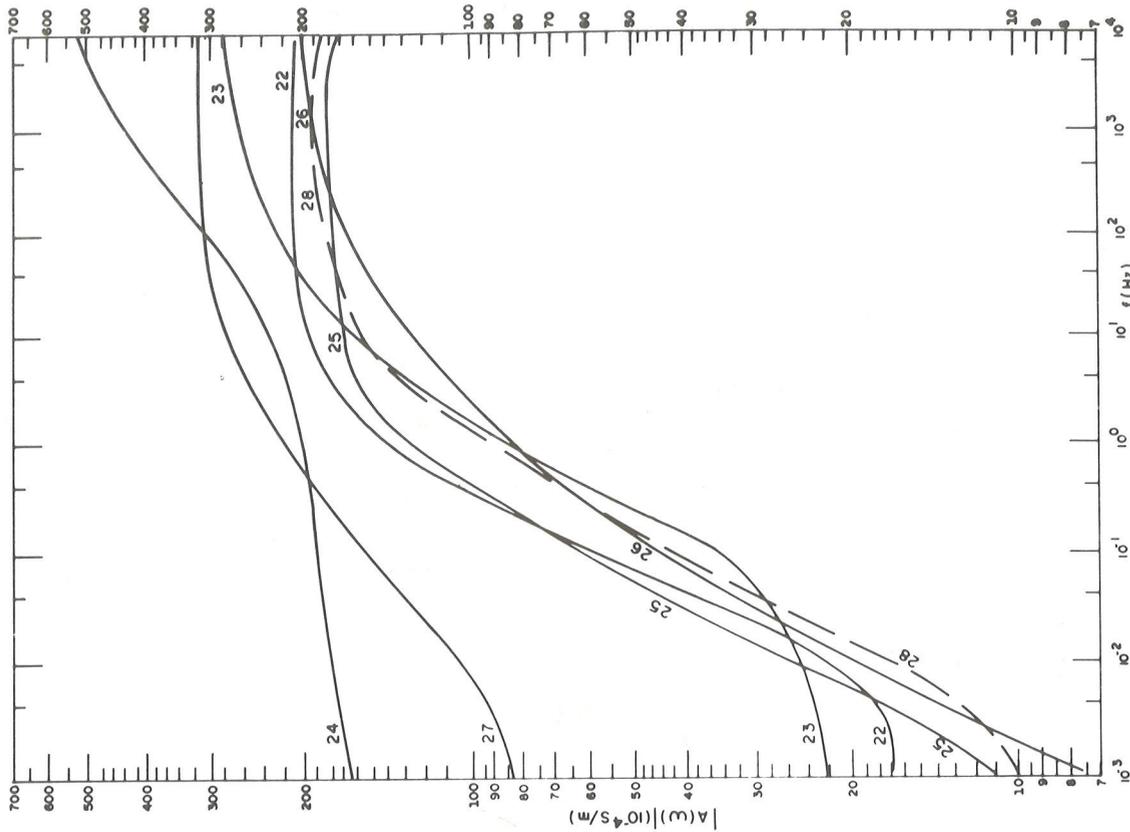


Figura 5 — Espectro de  $|A(\omega)|$  para as amostras de formação ferrífera. Os números indicados nas curvas correspondem aos números das amostras da Tabela 1.

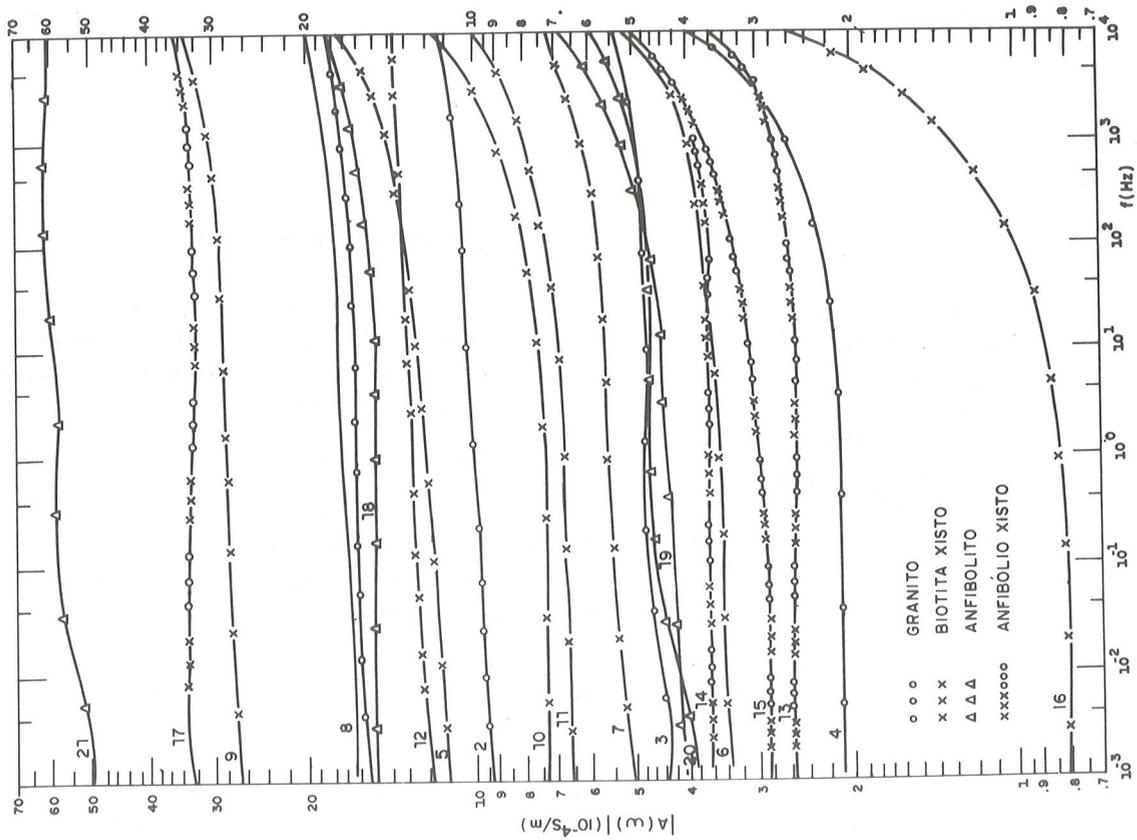


Figura 4 — Espectro de  $|A(\omega)|$  para as amostras de granito, biotita-xisto, anfibólito e anfibólito-xisto. Os números indicados nas curvas correspondem aos números das amostras da Tabela 1.

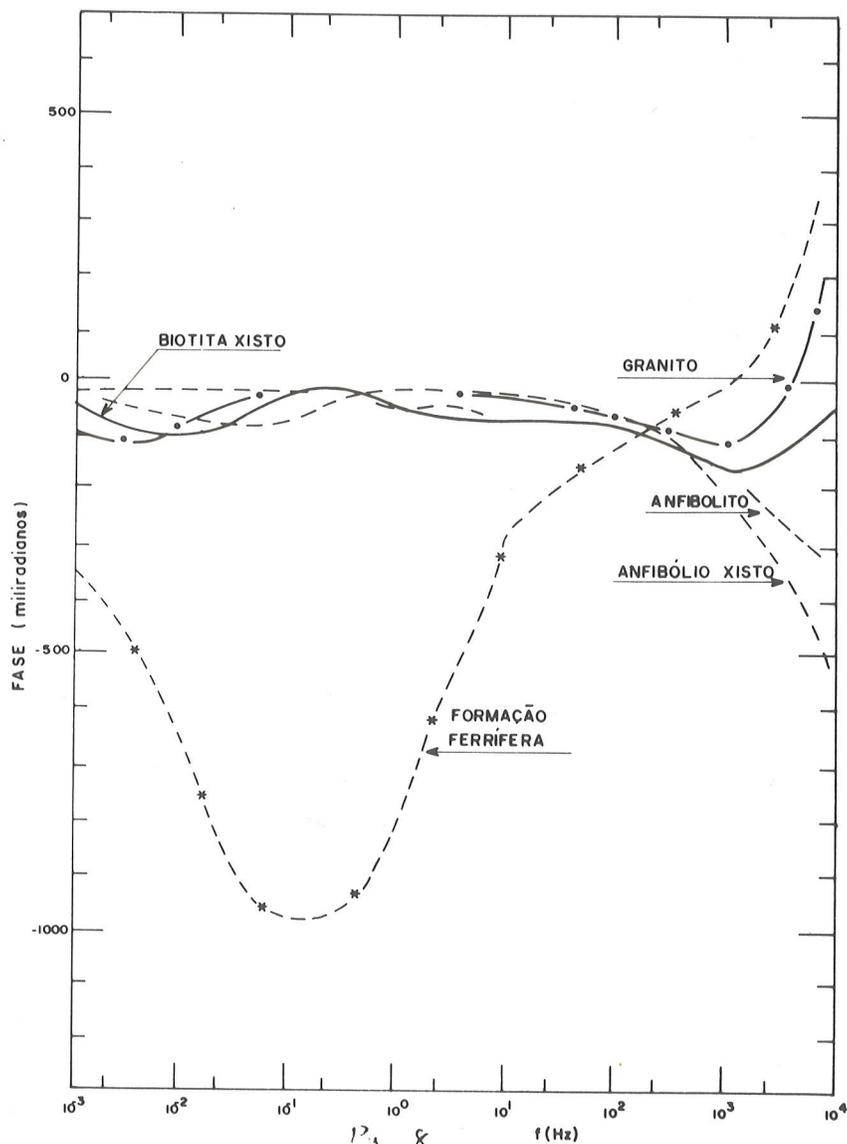


Figura 6 — Espectros de  $\phi(\omega)$  para amostras típicas das diversas litologias.

As amostras de biotita-xisto (Fig. 4) apresentam condutividades ( $|A(\omega)|$ ) variando de  $0,8 \times 10^{-4} \text{ S/m}$  a  $30 \times 10^{-4} \text{ S/m}$ . Nesse grupo observa-se claramente a variação da condutividade com a anisotropia das amostras (Tabela 1). A condutividade paralela à foliação é maior que a condutividade transversal, embora outros fatores possam mascarar esse resultado (por ex. a composição mineralógica). O espectro de amplitude apresenta uma variação ligeiramente superior à do granito. No espectro de fase (Fig. 6) ocorrem dois mínimos bem definidos.

As amostras de anfibólio-xisto e de anfibolito apresentam espectros de amplitude semelhantes variando de  $2 \times 10^{-4} \text{ S/m}$  até  $30 \times 10^{-4} \text{ S/m}$  (Fig. 4). Entretanto, nos espectros de fase as amostras de anfibolito apresentam dois mínimos, enquanto o anfibólio-xisto apresenta um mínimo em frequência alta e com amplitude maior que no anfibolito. Observa-se ainda, que o efeito in-

duativo (fase positiva) está relacionado à presença de magnetita na amostra (Fig. 6). Além disso, observa-se que o efeito indutivo é maior quando o fluxo de corrente é paralelo à foliação da amostra.

As amostras de formação ferrífera (Fig. 5) mostram uma grande variação nos espectros de amplitude da condutividade ( $10 \times 10^{-4} \text{ S/m}$  a  $300 \times 10^{-4} \text{ S/m}$ ). O espectro de fase apresenta um mínimo bem definido, no intervalo de frequências de  $10^{-2} \text{ Hz}$  a  $10^1 \text{ Hz}$  com amplitudes média de  $-800 \text{ mrad}$ .

Comparando os resultados obtidos para as amostras de formação ferrífera com os obtidos por Pelton et al, (1977) em amostras de formação ferrífera sem calcopirita, observa-se que nestes o mínimo de fase ocorre em frequências bem mais altas. Provavelmente isto se deve à ausência de calcopirita juntamente com a magnetita, ou à diferenças no sistema de medida utilizado.

## CONCLUSÕES

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.

Dos resultados obtidos, inferiu-se que o teor de cobre presente nestas amostras (10 a 6.000 ppm) não apresenta nenhuma influência sistemática, enquanto que a presença de magnetita (1 a 60%) altera consideravelmente os espectros de amplitude e de fase da condutividade. É nessas rochas que são observadas também as

maiores condutividades no intervalo de frequências utilizado no levantamento com método eletro-magnético/AFMAG.

## AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao CNPq pelo apoio financeiro à realização deste trabalho e a RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO S/A – DOCEGEO pela cessão das amostras utilizadas neste trabalho.

## BIBLIOGRAFIA

- 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.
- 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.
- KELLER, G.V. & FRISCHKNECHT, F.C. — 1966 — Electrical methods in Geophysical Prospecting. 1st ed. Oxford. Pergamon Press. 513 p.
- MARSHALL, D.J. & MADDEN, T.R. — 1959 — Induced polarization, a study of its causes. Geophysics. 24: 790-816.
- PELTON, W.J.; WARD, S.H.; HALLOF, P.G.; SILL, 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. 285-353.
- 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 p.

Recebido em Novembro de 1980.